



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

**“MORFOTECTÔNICA E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA
REGIÃO DA CALHA DO RIO AMAZONAS”.**

TESE APRESENTADA POR

RUTH LÉA BEMERGUY

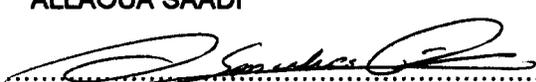
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

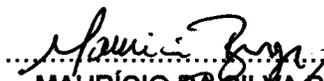
Data de Aprovação 15 / 09 / 97

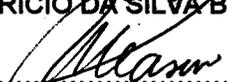
Comitê de Tese:


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


.....
ALLAOUA SAADI


.....
ANTÔNIO GONÇALVES PIRES NETO


.....
MAURÍCIO DA SILVA BORGES


.....
YOCITERU HASUI

BELÉM

As caboclo ribeirinho...
As nobre povo marajoara

AGRADECIMENTOS

A realização desta tese foi possível a partir do apoio emprestado por instituições e pessoas, as quais externo meus agradecimentos, em particular.

- Ao Ministério da Ciência e Tecnologia pelo suporte financeiro concedido ao Centro de Geociências da UFPA por meio das agências de fomento a pesquisa PADCT/FINEP através do Projeto Apoio a Pesquisa do Centro de Geociências, Sub-projeto Evolução Tectono-Estrutural da Província Mineral de Carajás, Tema Neotectônica na Amazônia, ao qual está vinculada esta tese.
- Ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), na pessoa do seu então diretor, José Seixas Lourenço, pelo apoio durante a estada em Manaus da equipe de pesquisadores integrantes do projeto, e por ter cedido o barco de pesquisa AMANAÍ II, comandante e tripulação para a realização dos trabalhos de campo executados ao longo da calha do rio Amazonas entre as cidades de Manaus e Belém.
- Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Centro de Geociências da UFPA por ter viabilizado a infra-estrutura para a realização dos exames de qualificação e defesa de tese.
- Ao Departamento de Geologia do Centro de Geociências da UFPA por ter me liberado das atividades didáticas durante a etapa de elaboração de textos dessa tese.
- Aos professores doutores Yociteru Hasui, João Batista Sena Costa, Allaoua Saadi, Maurício da Silva Borges e Paulo Sucasas da Costa Júnior pela participação na expedição de campo realizada ao longo da calha do rio Amazonas.
- Ao Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro pela elaboração dos blocos-diagramas constantes do capítulo 8.
- Ao Prof. Dr. Maurício da Silva Borges pelo apoio nas atividades de informática através do Laboratório de Computação Aplicada (COMAP) do Centro de Geociências, principalmente pela execução dos blocos-diagramas do capítulo 7.

- Ao Geólogo Milberto Antonio Falcão de Carvalho Júnior e ao discente Guilherme Luís Lopes de Araújo Pontes pelo processamento de dados de lineamentos de drenagem quando Bolsistas de Iniciação Científica do Sub-projeto Evolução Tectono-Estrutural da Província Mineral de Carajás, Tema Neotectônica na Amazônia
- Ao Prof. Dr. Carlos Alberto Ribeiro Albuquerque pela atenção e auxílio que sempre me deu quando os conhecimentos da Língua Inglesa foram necessários.
- A Profa. Ms. Lilia Silvestre Chaves do Centro de Letras e Artes da UFPA por delicadamente ter contribuído através da disciplina Francês Instrumental para o meu aprimoramento na leitura de textos técnicos em Língua Francesa.
- A Arquiteta Heliana Nazaré Neves Fadul pelas sugestões feita ao desenho dos mapas morfotectônicos e execução de parte dos mesmos.
- Aos funcionários da Divisão de Editoração do Centro de Geociências Sr. Davi de Nazaré Palheta Almeida pela edição da tese, e a Sra. Elinete do Nascimento Almeida pelo desenho de parte dos mapas morfotectônicos.
- Ao Geólogo Sérgio Roberto Costa Coelho pelo desenho dos mapas morfométrico, drenagem e geológico.
- Aos professores doutores Yociteru Hasui, Allaoua Saadi, Maurício da Silva Borges e Antonio Gonçalves Pires Neto por terem aceito gentilmente o convite para participar do exame de qualificação ao doutorado, cujas críticas e sugestões àquela altura foram da maior valia para a elaboração do texto final da tese. Da mesma forma, por terem permanecido como membros do comitê de tese.
- Aos amigos do Centro de Geociências, professores, alunos e servidores técnicos-administrativos, pela solicitude com que me atenderam, e por muitas palavras amigas que nunca me faltaram.
- Ao Prof. Dr. Allaoua Saadi por ter incentivado a realização do tema da tese na interface Geologia/Geomorfologia, e por ter contribuído nas diretrizes do plano de trabalho.
- A Geóloga Claudia Vilhena do Espírito Santo, pela ajuda no processamento gráfico das ilustrações e, mais ainda, pela companhia e incentivo durante a fase final desta tese.

- Ao Dr. Yociteru Hasui, em especial, pela formação e valorização do meu conhecimento técnico.
- Ao meu orientador Prof. Dr. João Batista Sena Costa, pelo apoio dado desde a escolha do tema até a redação final desta tese, sem o qual o desfecho tenho certeza não seria o mesmo. Ao amigo, antes de tudo, a oportunidade de concretizar uma idéia.
- Em lembrança de meu pai Isaac Bemerguy, filho de Afuá e conhecedor dos meandros do grande rio. A minha mãe Luz Abensur Bemerguy, filha do alto Javari pela simplicidade com que me transmitiu os valores de vida, suporte necessário para executar esta tarefa. Aos meus irmãos, irmãs e sobrinhos pelo estímulo em todos os momentos.

SUMÁRIO

| | pag. |
|---|------|
| DEDICATÓRIA | i |
| AGRADECIMENTOS | ii |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES | vii |
| RESUMO | 1 |
| ABSTRACT | 4 |
| 1. INTRODUÇÃO | 6 |
| 1.1 OBJETIVOS..... | 6 |
| 1.2 LOCALIZAÇÃO | 7 |
| 1.3 MATERIAIS E MÉTODOS | 9 |
| 2. CONCEITOS GERAIS | 15 |
| 3. ESTADO DA ARTE DO QUADRO GEOMORFOLÓGICO DA AMAZÔNIA ... | 27 |
| 4. NATUREZA DO EMBASAMENTO DO QUADRO NEOTECTÔNICO DA AMAZÔNIA | 41 |
| 5. O QUADRO NEOTECTÔNICO DA REGIÃO AMAZÔNICA | 55 |
| 6. GEOMORFOLOGIA DO VALE DO RIO AMAZONAS E ADJACÊNCIAS | 73 |
| 6.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA REGIONAL..... | 73 |
| 6.2 DOMÍNIO CLIMÁTICO E DA COBERTURA VEGETAL | 76 |
| 6.3 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA..... | 77 |
| 6.4 ASPECTOS GERAIS DO RELEVO E DA DRENAGEM..... | 84 |
| 6.4.1 Relevo | 84 |
| 6.4.2 Drenagem | 88 |
| 7. O QUADRO MORFOTECTÔNICO | 90 |
| 7.1 COMPARTIMENTO MANAUS-NHAMUNDÁ..... | 92 |
| 7.1.1 Relevo | 93 |
| 7.1.2 Drenagem | 98 |
| 7.1.3 Relação entre sistemas de drenagem e relevo e os elementos estruturais da neotectônica | 104 |
| 7.2 COMPARTIMENTO TUPINAMBARANA | 105 |

| | |
|---|-----|
| 7.2.1 Relevo | 106 |
| 7.2.2 Drenagem | 111 |
| 7.2.3 Relação entre sistemas de drenagem e relevo e os elementos estruturais da neotectônica..... | 114 |
| 7.3 COMPARTIMENTO BAIXO-TAPAJÓS..... | 116 |
| 7.3.1 Relevo | 117 |
| 7.3.2 Drenagem | 120 |
| 7.3.3 Relação entre sistemas de drenagem e relevo e os elementos estruturais da neotectônica..... | 130 |
| 7.4 COMPARTIMENTO COMANDAÍ..... | 132 |
| 7.4.1 Relevo | 132 |
| 7.4.2 Drenagem | 134 |
| 7.4.3 Relação entre sistemas de drenagem e relevo e os elementos estruturais da neotectônica | 141 |
| 7.5 COMPARTIMENTO GURUPÁ..... | 142 |
| 7.5.1 Relevo | 142 |
| 7.5.2 Drenagem | 146 |
| 7.5.3 Relação entre sistemas de drenagem e relevo e os elementos estruturais da neotectônica | 149 |
| 7.6 COMPARTIMENTO MARAJOARA..... | 150 |
| 7.6.1 Relevo | 150 |
| 7.6.2 Drenagem | 153 |
| 7.6.3 Relação entre sistemas de drenagem e relevo e os elementos estruturais da neotectônica | 158 |
| 7.7 INTEGRAÇÃO | 158 |
| 8. EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA CALHA DO RIO AMAZONAS..... | 162 |
| 9. CONCLUSÕES..... | 177 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 179 |

ANEXOS

ANEXO 1 Mapa geológico

ANEXO 2 Mapa morfométrico

ANEXO 3 Mapa de drenagem

ANEXO 4 Mapa morfotectônico do Compartimento Manaus-Nhamundá

ANEXO 5 Mapa morfotectônico do Compartimento Tupinambarana

ANEXO 6 Mapa morfotectônico do Compartimento Baixo-Tapajós

ANEXO 7 Mapa morfotectônico do Compartimento Comandá

ANEXO 8 Mapa morfotectônico do Compartimento Marajoara

ANEXO 9 Mapa morfotectônico da calha do Rio Amazonas

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | pag. |
|---|------|
| FIGURAS | |
| Figura 1. Localização da Área | 8 |
| Figura 2. Articulação das folhas em escala de 1: 250.000 ao longo da Planície Amazônica. | 12 |
| Figura 3. Relações em Geomorfologia Estrutural (PANIZZA et al., 1987)..... | 22 |
| Figura 4. Contraste entre escalas de tempo em relação aos tipos de abordagem de investigação em neotectônica. Desenvolvido a partir de Vita-Finzi (1986, <i>apud</i> STEWART & HANCOCK, 1994). | 25 |
| Figura 5. Corte esquemático mostrando as divisões do relevo na zona do baixo Amazonas (MOURA, 1943). | 28 |
| Figura 6. Mapa das unidades morfo-estruturais da folha Santarém (adaptado de NASCIMENTO et al., 1976). | 33 |
| Figura 7. Mapa das unidades morfo-estruturais da folha Belém (adaptado de BARBOSA et al. 1974). | 35 |
| Figura 8. Mapa das unidades morfo-estruturais da folha Macapá (adaptado de BOAVENTURA & NARITA, 1974). | 37 |
| Figura 9. Mapa das unidades de relevo da região Norte (GATTO, 1991). | 39 |
| Figura 10. Províncias estruturais do Brasil (ALMEIDA et al., 1977). | 43 |
| Figura 11. Revisão das províncias geológicas do Cráton Amazônico (TEIXEIRA et al., 1989). | 44 |
| Figura 12. Os blocos crustais da região amazônica (HASUI et al., 1984). | 45 |
| Figura 13. Compartimentação estrutural do Meso-Proterozóico (COSTA & HASUI, 1992). | 47 |
| Figura 14. Estruturas do Ordoviciano-Triássico (COSTA & HASUI, 1991). | 49 |
| Figura 15. Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas (WANDERLEY FILHO & COSTA, 1991). | 50 |
| Figura 16. Situação geográfica e geológica da Bacia do Solimões e representação esquemática do controle geomórfico da flexura da Placa Sul-Americana na | |

| | |
|---|----|
| escavação de canais na Bacia do Solimões durante o Paleoceno (MAURO FILHO & EIRAS, 1994)..... | 51 |
| Figura 17. Mapa tectono-estrutural do rifte de Marajó (VILLEGAS, 1992). | 54 |
| Figura 18. Região da Ilha de Tupinambarana (STERNBERG, 1953). | 56 |
| Figura 19. Áreas subsidentes e elevadas da Região Amazônica (IRIONDO & SUGUIO, 1981). | 58 |
| Figura 20. Modelo hipotético das principais direções de esforços (FRANZINELLI & PIUCI, 1988). | 60 |
| Figura 21. Esboço da tectônica cenozóica da Plataforma Brasileira (SAADI, 1993). | 61 |
| Figura 22. Arcabouço estrutural do Bloco Tapajós e adjacências, baseado em dados sísmicos de reflexão, e destacando-se os limites da faixa terciária. Notar o padrão <i>en échelon</i> das falhas e dobras, e a presença de estruturas eocretáceas a sul e a leste da faixa (TRAVASSOS & BARBOSA FILHO, 1990). | 62 |
| Figura 23. (a). Arcabouço tectono-estrutural do Paleozóico Superior e o provável arranjo do sistema de drenagem associado; o Arco de Purus funcionava como divisor de sistemas de drenagem discorrendo para nordeste e para sudeste; (b) Bloco-diagrama esquemático mostrando, de modo simplificado, o provável páleo-relevo do final do Paleozóico (BEMERGUY & COSTA, 1991). | 64 |
| Figura 24. (a) Arcabouço tectono-estrutural do Mesozóico, sobretudo do Cretáceo, e o provável arranjo do sistema de drenagem associado; o Arco de Purus ainda funcionava como divisor de águas nessa época, mas grande parte do arranjo hidrográfico deve ter sido reorganizado segundo as novas linhas estruturais geradas. Na parte oriental da área os sistemas Araguaia e Tocantins foram implantados e, juntamente com o sistema do Amazonas, contribuíram expressivamente para o enchimento da Bacia de Marajó ; (b) Bloco-diagrama esquemático mostrando a provável configuração do relevo da época. (BEMERGUY & COSTA, 1991). | 65 |
| Figura 25. (a). Arcabouço tectono-estrutural do Terciário Inferior-Médio (Paleoceno-Oligoceno) e o provável sistema de drenagem associado; a região pontilhada corresponde à área aproximada ocupada pelo lago formado na base da Cadeia Andina. A ampliação progressiva da cadeia de montanhas dos Andes | |

| | |
|---|----|
| <p>promove a uniformização do sistema de drenagem, o qual passa a correr para leste ao longo dos eixos das bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas; (b) Bloco-diagrama esquemático mostrando a provável arquitetura morfológica do final do Terciário Médio (BEMERGUY & COSTA, 1991).</p> | 66 |
| <p>Figura 26. (a). Arcabouço tectono-estrutural visualizado a partir do Terciário Superior, novas falhas transcorrentes se propagam nas direções E-W e NW-SE, promovendo reorganização da rede de drenagem ; (b) Bloco-diagrama esquemático mostrando o provável quadro morfológico do final do Pleistoceno (BEMERGUY & COSTA, 1991).</p> | 67 |
| <p>Figura 27. Mapa estrutural do Mesozóico (COSTA et al., 1995a).</p> | 68 |
| <p>Figura 28. Mapa estrutural do Terciário Superior com os domínios (1 a 6) estruturais indicados (COSTA et al., 1995a).</p> | 70 |
| <p>Figura 29. Mapa estrutural do Quaternário (COSTA et al., 1995a).</p> | 71 |
| <p>Figura 30. Mapa simplificado das unidades morfo-estruturais na área estudada (adaptado de BARBOSA et al., 1974; BOAVENTURA & NARITA, 1974 e NASCIMENTO et al., 1976).</p> | 73 |
| <p>Figura 31. Mapa das unidades de relevo das bacias do Amazonas e da Foz do Amazonas, e do embasamento da Amazônia (adaptado de IBGE, 1993).</p> | 75 |
| <p>Figura 32. Bacias sedimentares brasileiras (MESNER & WOOLDRIDGE, 1964).</p> | 80 |
| <p>Figura 33. Mapa do Quaternário da Bacia do Amazonas e da foz do Amazonas (Adaptado de SCHOBENNHAUS et al., 1981).</p> | 83 |
| <p>Figura 34. Mapa de distribuição dos compartimentos morfotectônicos da calha do rio Amazonas.</p> | 91 |
| <p>Figura 35. Drenagem assimétrica do Rio Maripá, onde a diferença de amplitude do topo do relevo para o vale do rio é de 110 m na margem esquerda. Folha SA.21-Y-B (Urucará).</p> | 94 |
| <p>Figura 36. Vale do Rio Jatapu com tendência ao corte do pedúnculo e padrão entrelaçado na confluência com o Rio Uatumã. Este trecho é controlado por lineamento da drenagem na direção NE-SW. Folha SA.21-Y-B. (Urucará).</p> | 97 |

| | |
|--|-----|
| Figura 37. Vale de captura do Rio Piratucu por lineamento estrutural na direção NE-SW formando anomalia em cotovelo. Folha SA. 21-Y-B (Urucará)..... | 97 |
| Figura 38. Captura em furo do Rio Urubu por lineamento estrutural na direção NE-SW e exemplo de padrão palimpséstico na Planície Amazônica dado pelo traçado atual desse rio. Folha SA.21-Y-C. (Manaus-E). | 100 |
| Figura 39. Feixes paralelos de canais capturados por lineamentos na direção NE-SW, gerando anomalias em cotovelo em alguns tributários do Rio Amazonas. Folha SA. 21 (Santarém). | 101 |
| Figura 40. Diagramas de roseta dos mapas de lineamentos de drenagem das folhas SA.21-Y-A (Rio Uatumã) e SA.21-Y-B (Urucará)..... | 103 |
| Figura 41. Trecho do Paraná Autás-Açu erodindo escarpas no relevo colinoso ao nível de 50 m e pedúnculo mostrando a tendência de encurtamento do canal. Alguns lagos ao longo do curso são controlados por discontinuidades de direção NW-SE e NE-SW. Folha SA.21-Y-C-IV (Lago Caramiri). | 107 |
| Figura 42. Margens assimétricas no trecho entre as cidades de Parintins e Juruti definidas pela Planície Amazônica na cota de 20 m e os sistemas de serras e colinoso, com destaque para a Serra do Parintins na cota de 100 m. Folha SA.21-Z-A (Parintins). | 109 |
| Figura 43. Relevo de serras com frente escarpado controlado por falhas de direção NE-SW. Folha SA.21-Z-A-II (Juruti). | 110 |
| Figura 44. Lago originado por bloqueio da foz do Rio Juruti Grande decorrente da propagação de falhas nas direções NE-SW, NW-SE e E-W. Folha SA.21-Z-A (Parintins). | 112 |
| Figura 45. Anomalia em arco de curvatura com 73 km de extensão gerada por falhas que controlam o Paraná do Serpa na direção NE-SW e o Rio Amazonas nas direções NW-SE e NE-SW, formando a Ilha do Risco. Folha SA.21-Y-D (Itacoatiara). | 113 |
| Figura 46. Diagramas de roseta dos lineamentos de drenagem das folhas SA.21-Y-C (Manaus-E), SA.21-Y-D (Itacoatiara) e SA.21-Z-A (Parintins). | 114 |
| Figura 47. Feixes de falhas nas direções NW-SE, NE-SW e E-W definindo as principais estruturas do Lineamento Tupinambarana (COSTA et al, 1995a). | 115 |

| | |
|---|-----|
| Figura 48. Relevos de cuesta e domo com serras homoclinais acima de 200 m; o último truncado por uma escarpa de linha de falha. Relevos vulcânicos orientados na direção NE-SW destacados por cristas no relevo de serras e colinas. Os rios Curuá e Maicuru são superimpostos a estruturação NW-SE. Folha SA. 21-X-D (Alenquer)..... | 117 |
| Figura 49. Trecho da margem direita do Rio Amazonas desde a cidade de Oriximiná até a cidade de Óbidos, mostrando o desenvolvimento restrito da Planície Amazônica e trechos escarpados no sistema colinoso. Folha SA.21-X-C VI (Óbidos)..... | 120 |
| Figura 50. Assimetria na bacia do Rio Trombetas com feixes de falhas de direção NW-SE controlando o bloqueio de tributários na direção NE-SW e lagos e zonas alagadas na direção NW-SE. Folha SA.21-X-C (Óbidos)..... | 122 |
| Figura 51. Feixes de falhas NE-SW controlando o sistema de lagos na Planície Amazônica próximo à confluência do Rio Trombetas com o Rio Amazonas. Folhas SA. 21-X-C V (Lagoa de Sapucaá) e SA.21-X-C VI (Óbidos)..... | 123 |
| Figura 52. Anomalias de drenagem no Rio Arapiuns decorrentes de ajuste tectônico do canal. Folha SA.21-Z-A-VI (Cachoeira do Aruã)..... | 125 |
| Figura 53. Lago de meandro na Planície Amazônica em contraste com outros controlados por sistemas de lineamentos nas direções NE-SW e NW-SE. Folha SA.21-Z-A-III (Parintins). | 126 |
| Figura 54. Canal tortuoso do Rio Mamiá com bacia assimétrica: os tributários da margem direita são longos e controlados por lineamentos de direção NE-SW que se repetem na outra margem. Em ambas as margens outros tributários são controlados por lineamentos NW-SE coincidentes com a direção geral daquele rio. Folhas SA.21-X-D-IV (Curuá) e SA.21-X-D-VI (Inglês de Souza)..... | 127 |
| Figura 55. Sistema de lagos na margem direita do Rio Maicuru controlados por lineamentos de direções NW-SE e NE-SW na foz dos seus tributários. Folha SA.21-X-D-VI (Curuá)..... | 128 |
| Figura 56. Diagramas de roseta dos lineamentos de drenagem das folhas SA.21-X-C (Óbidos), SA.21-X-D (Alenquer) e SA.21-Z-B (Santarém)..... | 130 |

| | |
|---|-----|
| Figura 57. Estruturas em flor positiva afetando sedimentos da Formação Alter do Chão em falésias situadas na margem direita do Rio Tapajós, entre as cidades de Alter do Chão e Santarém (COSTA et al, 1995a)..... | 131 |
| Figura 58. Controle estrutural das margens da Ilha do Comandá; fato comum nas demais ilhas do arquipélago da foz do Rio Amazonas. Folha SA.22-V-D (Gurupá)..... | 134 |
| Figura 59. (a) Captura do Igarapé Mepocu por lineamento de direção NW-SE próximo da confluência com o Rio Paru. Folha SA.22-V-C-II (Rio Urumu). (b) Curso do Rio Paru no trecho com padrão ramificado formando ilhas como as do Pinaré e Sacaendeu. Folha SA.22-V-C (Almeirim)..... | 136 |
| Figura 60. Bloqueio da drenagem por feixes de lineamentos na direção NE-SW controlando o padrão reticulado através de canais paralelos entre si, unidos por outros mais curtos com direções N-S e NNW-SSE. Folha SA. 22 V-C-IV (Jutuarana)..... | 137 |
| Figura 61. Mapa de drenagem da Folha SA.22-Y-A (Rio Jaraçu): (a) bacia do Rio Jaraçu com trecho de forte assimetria; (b) padrão contorcido; (c) angularidade alta; (d) padrão radial originado por controle estrutural de lineamentos de direções NW-SE e NE-SW; (e) lagos controlados estruturalmente na Planície Amazônica..... | 139 |
| Figura 62. Diagramas de roseta dos lineamentos de drenagem das folhas SA.22-V-C (Almeirim) e SA.22-Y-A (Rio Jaraçu)..... | 141 |
| Figura 63. Conjunto de ilhas na foz do Rio Amazonas alongadas na direção NE-SW, controladas por lineamentos nas direções NE-SW (predominante), NW-SE e E-W. Folha SA.22 (Belém)..... | 144 |
| Figura 64. Terraços pleistocênicos da Ilha Grande de Gurupá delimitados por rupturas de declive. Paleocanais de dimensões quilométricas distribuem-se nos terraços mais baixos. Folha SA.22 (Belém). | 146 |
| Figura 65. Bloqueio da foz do rio Xingu controlado por lineamentos de direção NW-SE, aqueles de direção NE-SW controlam trechos de menor largura próximo a cidade de Porto de Mós. Outros lineamentos nas direções NW-SE, NE-SW e NNW-SSE controlam a drenagem secundária. Folha SA.22-V-D (Gurupá). | 147 |

| | |
|--|-----|
| Figura 66. Diagramas de rosetas dos lineamentos de drenagem das folhas SA.22-X-B (Soure), SA.22-X-D (Belém), SA.22-X-C (Breves), SA.22-X-A (Chaves)..... | 149 |
| Figura 67. Porção norte-oriental da Ilha de Marajó exibindo na Planície amazônica várias gerações de paleocanais, sistemas de lagos, cordões arenosos e terraços. O relevo colinoso na margem oriental é sustentado por sedimentos do Grupo Pará. Folha SA.22 (Belém). | 151 |
| Figura 68. Padrão de drenagem reticular na porção ocidental da Ilha de Marajó controlado por falhas normais de direção NW-SE. Folha SA.22 (Belém). | 154 |
| Figura 69. Estuário do rio do Rio Pará, cujo sistema de baías é controlado por falhas transcorrentes nas direções principais E-W e NE-SW, e por falhas normais de direção NW-SE. Folha SA.22 (Belém). | 155 |
| Figura 70. Diagramas de rosetas dos lineamentos de drenagem das folhas SA.22-X/B (Soure), AS.22-X-D (Belém), SA. | 157 |
| Figura 71. Modelo digital de terreno (MDT) de parte das folhas SA. 21 (Santarém) e SA. 22 (Belém). (a) Visada de SW para NE e (b) de NW para SE. | 160 |
| Figura 72. Modelo digital de terreno (MDT) de parte da folha SA. 22 (Belém). (a) Visada SW para NE e (b) de NW para SE. | 161 |
| Figura 73. Bloco-diagrama esquemático do quadro paleogeográfico do Compartimento Manaus-Nhamundá no Terciário Superior. Em destaque as falhas inversas que controlaram o sistema de serras na direção NE-SW. | 168 |
| Figura 74. Bloco-diagrama esquemático do quadro paleogeográfico do Compartimento Baixo Tapajós no Terciário Superior. Em destaque os sistemas de morros e serras alinhadas na direção NE-SW controlados pelas falhas e dobras orientadas na mesma direção. | 168 |
| Figura 75. Bloco-diagrama esquemático do quadro paleogeográfico do Compartimento Tupinambarana. Em destaque as depressões associadas as falhas transcorrentes e normais do Lineamento Tupinambarana | 169 |
| Figura 76. Bloco-diagrama esquemático do quadro paleogeográfico do Compartimento Marajoara. Em destaque a paisagem litorânea controlada principalmente pelas falhas transcorrentes de direção NE-SW. | 169 |

| | |
|---|-----|
| Figura 77. Bloco-diagrama esquemático do quadro paleogeográfico do Compartimento Gurupá. Em destaque o conjunto de bacias “pull-apart” ao longo das falhas transcorrentes dextrais que controlam o baixo curso do Rio Amazonas. | 171 |
| Figura 78. Bloco-diagrama esquemático do quadro morfotectônico do Compartimento Manaus-Nhamundá relacionado ao Quaternário. Em destaque o padrão de drenagem em treliça controlado pelas falhas normais NW-SE. | 174 |
| Figura 79. Bloco-diagrama esquemático do quadro morfotectônico do Compartimento Tupinambarana relacionado ao Quaternário. Em destaque os rios principais controlados por feixes de falhas transcorrentes e normais do Lineamento Tupinambarana. | 174 |
| Figura 80. Bloco-diagrama esquemático do quadro morfotectônico do Compartimento Baixo-Tapajós relacionado ao Quaternário. Em destaque a junção tríplice do tipo R-R-R que controla a orientação dos rios maiores da região (Trombetas, Tapajós e Amazonas). | 175 |
| Figura 81. Bloco-diagrama esquemático do quadro morfotectônico do Compartimento Gurupá relacionado ao Quaternário. Em destaque o complexo de ilhas e canais controlados por falhas transcorrentes de direção NE-SW e falhas normais E-W. | 175 |
| Figura 82. Bloco-diagrama esquemático do quadro morfotectônico do Compartimento Marajoara relacionado ao Quaternário. Em destaque a segmentação da Ilha de Marajó em blocos alongados na direção NW-SE e limitados por falhas normais empinadas para NE, além do baixo curso do Rio Tocantins e a Baía de Marajó alinhados de acordo com a orientação da falha transcorrente de direção NE-SW que passa em frente à cidade de Belém. | 176 |

TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1. Articulação e nome, ano e executor de imagens radargramétricas em escalas de 1: 250.000 e 1: 1.000.000. | 10 |
| Tabela 2. Articulação e nome, escala e executor de Cartas Topográficas e Planimétricas e Carta Imagem de radar preliminar em escalas de 1: 250.000 | 11 |

Tabela 3. Técnicas de aquisição de dados neotectônicos locais e regionais. (Modificado de STEWART & HANCOCK, 1994).....

26

RESUMO

Esta tese constitui um exemplo intraplaca de aplicação do conceito atual da Geomorfologia Estrutural, que se traduz na caracterização das formas de relevo e dos padrões de drenagem em consonância com os elementos estruturais do quadro neotectônico da Amazônia. A concepção de neotectônica adotada é aquela que reúne dos vários conjuntos de estruturas, de sequências sedimentares, de sistemas de relevo e de padrões e anomalias de drenagem desenvolvidos no Terciário Superior e no Quaternário.

As discussões concentram-se na região da calha do Rio Amazonas, entre as cidades de Manaus e Belém, onde há amplas áreas de planície serpenteando entre áreas elevadas, além de enorme diversidade de padrões e anomalias de drenagem. O objetivo maior desta investigação é mostrar a relação entre as feições do complexo cenário geomorfológico com as estruturas decorrentes dos movimentos transcorrentes do Mioceno-Plioceno e do Pleistoceno Superior-Holoceno, que implica revisão dos modelos baseados em concepções estritamente morfoclimáticas ou em domínio de movimentos verticais.

As dimensões das questões geomorfológicas selecionaram naturalmente os procedimentos da escala regional, os quais permitiram a individualização de seis compartimentos morfotectônicos com características próprias, a saber: Manaus-Nhamundá, Tupinambarana, Baixo-Tapajós; Comandá, Gurupá e Marajoara.

O Compartimento Manaus-Nhamundá é caracterizado por sistemas de serras e colinas com remanescentes de topo da superfície tabular erosiva que atingem cotas de até 200 m. Este relevo acha-se modelado nos sedimentos da formação Alter do Chão e é controlado por estruturas compressivas do Terciário Superior. O padrão de drenagem em treliça tem sentido de escoamento geral para sudeste e os rios principais são controlados por falhas normais NW-SE geradas no Quaternário.

O Compartimento Tupinambarana tem a forma de um retângulo que se estende na direção NE-SW. Compreende baixos gradientes de relevo associados ao forte controle estrutural da drenagem registrado nos segmentos retos de rios, margens lineares de lagos e anomalias em arco e cotovelo decorrentes de lineamentos orientados na direção NE-SW que se ligam a outros menores de direção E-W. Os lineamentos de direções NE-SW e E-W foram interpretados como

falhas transcorrentes dextrais e falhas normais, respectivamente; a movimentação principal desse evento foi atribuída ao Quaternário.

O Compartimento Baixo Tapajós é caracterizado por relevos de cuestras, dômicos, vulcânicos e blocos soerguidos que representam relevos morfo-estruturais em avançado estágio de erosão. O relevo e a drenagem são controlados por dois conjuntos de estruturas netoectônicas: as do Terciário Superior são representadas por dobras orientadas na direção NE-SW e ENE-WSW que impuseram o forte gradiente do relevo expresso por sistemas de serras com ampla distribuição areal, inclusive as cuestras e o domo de Monte Alegre e as estruturas do Quaternário são definidas por uma junção tríplice decorrente da propagação de falhas normais e transcorrentes.

O Compartimento Comandaí é composto por sistemas de serras na margem esquerda do rio Amazonas com expressivas variações morfológicas entalhadas pelo Rio Jarau e seus tributários, que a cortam transversalmente e refletem o padrão em treliça. A outra feição é dada por um conjunto de serras isoladas com topos tabulares nivelados a 300 m e entalhadas por vales encaixados, onde os cursos dos rios têm forte controle estrutural expresso por anomalias em arco e cotovelo. Na margem direita, o sistema colinoso constitui uma superfície tabular erosiva ao nível de 100 m, dissecada em escarpas curtas e retas, compondo o padrão de drenagem dendrítico-retangular. O controle do relevo e da drenagem e as anomalias do curso do Rio Amazonas são atribuídos ao ramo transcorrente da junção tríplice do Baixo Tapajós. Uma outra interpretação considera que as serras representariam testemunhos do Arco de Gurupá, portanto, associadas às falhas normais do Mesozóico.

O Compartimento Gurupá tem como principal feição morfológica na Planície Amazônica, o arquipélago formado na foz do Rio Amazonas que imprime o padrão anastomótico ao seu curso. As ilhas são orientadas na direção NE-SW e têm formas retangulares. No continente o relevo é formado por interflúvios extensos e tabulares modelados nos arenitos da formação Alter do Chão, e do Grupo Barreiras. A drenagem é organizada no padrão subdendrítico. A atividade tectônica nesse compartimento é registrada desde o Mesozóico através de falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW, ao longo das quais se instalaram bacias “pull apart”; essa movimentação prosseguiu até o Terciário Superior. A paisagem atual também resultou da propagação de sistemas transcorrentes dextrais com as falhas mestras orientadas na direção NE-SW e as falhas normais de direção ENE-WSW.

O Compartimento Marajoara inclui a Ilha de Marajó e parte da região nordeste do Estado do Pará, engloba feições típicas de estuário e esteve sujeita a movimentos tectônicos subsidentes desde o Mesozóico. No Terciário Superior formaram-se falhas normais de direção NW-SE, que controlaram a instalação da seqüência Pirabas-Barreiras, relacionadas a falhas transcorrentes dextrais E-W. Essa movimentação transtensiva prosseguiu no Quaternário e responde pela morfologia do litoral.

O desenvolvimento desses compartimentos não tem relação direta com a evolução das bordas norte e oeste da placa Sul-Americana, e sua abordagem pauta-se na deformação progressiva intraplaca através da Segunda metade do Cenozóico.

ABSTRACT

This work constitutes an example of intraplate application of the modern concept of Structural Geomorphology, which characterizes landforms and drainage patterns within the framework of the neotectonics of the Amazon region. The neotectonics conception adopted here comprises the various structural systems, the sedimentary sequences, the land systems and the pattern and anomalies of drainage which were developed during the Upper Tertiary and Quaternary.

Controversy is particularly intensive over the channel of the Amazon river, between the cities of Manaus and Belém, where plains are found in uplifted areas and also a large diversity of drainage patterns and anomalies. The main goal of the work is to establish a correlation between the complex geomorphological patterns and the structures derived from the transcurrent movements of the Miocene-Pliocene and Upper Pleistocene-Holocene. This implies in a revision of the concepts based on morphoclimatic conditions or domain of vertical movements.

The scale of the geomorphological problems dictated the methodology, on a regional basis, which led to the characterization of six morphotectonic compartments as follows: Manaus-Nhamundá, Tupinambarana, Baixo Tapajós, Comandá, Gurupá e Marajoara.

1. The Manaus-Nhamundá compartment shows system landforms with hills where remnants of an erosion surface are present; it is found in the sediments of the Alter do Chão Formation and is controlled by compressive structures of the Upper Tertiary. The trellis-type drainage pattern dips southeastward and the more important rivers follow NW-SE normal faults of Quaternary age.
2. The Tupinambarana compartment has a NE-SW rectangular shape. It comprises low relief gradients associated to a strong structural control of the drainage seen on the linear channels of rivers, linear borders of lakes and anomalies of the arch- and elbow of capture types which are derived from the NE-SW lineaments connected to less developed E-W lineaments. The NE-SW lineaments are interpreted as dextral strike-slip faults while the E-W lineaments represent normal faults, both as Quaternary age.
3. The Baixo-Tapajós compartment is characterized by relief of various types - cuesta, dome, volcanic and uplifted blocks - which are morphostructures in advanced stages of erosion. Relief and drainage show control by two neotectonic systems: NE-SW and ENE-WSW folds

of Upper Tertiary age which gave rise to a strong relief gradient shown in landform systems with a widespread regional distribution including *cuestas* and the Monte Alegre dome. The Quaternary structures are defined by triple junctions of normal and strike-slip faults.

4. The Comandaí compartment is observed on the northern margin of the Amazon river with *cuestas* systems, a morphology defined by the channels of the Jaraú river and its tributaries which cut those structures giving a trellis-type pattern. The other important feature of this compartment is the residual hills system with flat tops at about 300 m and entrenched streams which channels are modelled by structures giving anomalies of the arch- and elbow of capture types. The landform hills form a planation surface at 100 m with rectilinear slopes giving a dendritic-rectangular pattern of drainage. Structural control of the relief and drainage as well as the anomalies in the channel of the Amazon river are found to be related to the transcurrent branch of the Baixo-Tapajós triple junction. The other interpretation of those structures relates to the origin of the hills to remnants of the Gurupá Arch therefore associated to normal faults of Mesozoic age.

5. The Gurupá compartment shows, as an important feature in the Amazon plain, the archipelago in the mouth of the Amazon river with an anastomotic pattern. Islands here show NE-SW orientation and are rectangular in shape. In the continent, relief is the flat interfluvial surface type in the sandstones of the Alter do Chão Formation and in the sediments of the Barreiras Group.

Drainage shows a subdendritic pattern. Tectonic activity is registered since the Mesozoic with NE-SW dextral strike-slip faults along which pull-apart basins were formed.

These tectonics were active until the Upper Tertiary. The landscape is modelled by dextral strike-slip systems with orientation NE-SW and ENE-WSW normal faults.

6. The Marajoara compartment comprises the Marajó Island and the northeastern region of the State of Pará with estuarine morphology and was subjected to subsidence tectonics since the Mesozoic. NW-SE normal faults were developed during the Upper Tertiary and these and dextral strike-slip faults controlled the deposition of the Pirabas-Barreiras sequences. These movements were active still in the Quaternary and explain the coastal landforms.

The development of these compartments is not directly related to the evolution of the northern and western borders of the South-American plate.

1. INTRODUÇÃO

1.1 OBJETIVOS

O quadro neotectônico da Região Amazônica começou a receber contribuições sistemáticas, com ênfase na caracterização das estruturas, a partir do início dessa década através dos trabalhos realizados por pesquisadores do Centro de Geociências da UFPA (BEMERGUY & COSTA, 1991; COSTA et al., 1993a, b; 1994; 1995a; 1996, no prelo; BEMERGUY et al., 1995; dentre outros). Rapidamente foram caracterizadas as feições estruturais fundamentais desse quadro, tendo sido esboçadas também suas relações com os elementos maiores do quadro geomorfológico.

Os resultados alcançados estimularam a intensificação das pesquisas na interface geomorfologia- geologia estrutural, em busca da evolução morfotectônica da planície amazônica, sobretudo na área da calha do Rio Amazonas e adjacências, no trecho compreendido entre as cidades de Manaus e Belém. Adicionalmente, concentrou-se esforços nos aspectos paleogeográficos do Juro-Cretáceo e do Cenozóico visando alcançar subsídios para o entendimento da natureza do substrato sobre o qual se estabeleceram os principais elementos morfológicos. Tais aspectos compõem o escopo desta tese e desdobram-se nos seguintes objetivos específicos:

- 1- integração de informações litoestratigráficas e estruturais do Mesozóico e do Cenozóico com enfoque paleogeográfico;
- 2- análise dos sistemas de relevo e dos padrões e anomalias de drenagem em consonância com os elementos estruturais, visando à caracterização dos compartimentos morfotectônicos;
- 3- entender o desenvolvimento dos compartimentos morfotectônicos e sua relação com os movimentos que operaram no interior da Placa Sul- Americana;
- 4- fornecer subsídios para a compreensão morfotectônica de outras áreas da região amazônica;
- 5- explicar as numerosas anomalias na rede hidrográfica, em particular a formação dos rios-lagos ou rias interiores; e
- 6- discutir a presença de áreas elevadas em meio as extensas áreas de planície.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de abrangência dessa tese está incluída em partes das seguintes folhas: SA. 21 (Santarém), limitada pelas coordenadas geográficas de $60^{\circ} 00'$ e $54^{\circ} 00'$ W Gr. e $2^{\circ} 00'$ e $4^{\circ} 00'$ S, e pelos mesmos meridianos, mas entre as latitudes de $3^{\circ} 00'$ e $1^{\circ} 00'$ S; SA.22 (Belém), limitada pelos meridianos de $54^{\circ} 00'$ e $52^{\circ} 00'$ W Gr. entre os paralelos de $3^{\circ} 00'$ e $1^{\circ} 00'$ S, e pelos meridianos $52^{\circ} 00'$ e $48^{\circ} 00'$ W Gr. entre os paralelos de $2^{\circ} 00'$ e $0^{\circ} 00'$ S; NA.22/NB.22 (Macapá) limitada pelos meridianos de $52^{\circ} 00'$ e $51^{\circ} 00'$ W Gr. e latitudes $0^{\circ} 00'$ a $1^{\circ} 00'$ N, e meridianos de $51^{\circ} 00'$ e $48^{\circ} 00'$ W Gr. entre os paralelos já referidos para a folha Belém (Figura 1). Os objetivos da pesquisa estão dirigidos para a calha do Rio Amazonas, em particular nos trechos compreendidos entre Manaus e Monte Alegre (Folha Santarém), Monte Alegre e Gurupá (Folha Belém), e de sua foz (folhas Belém e Macapá), envolvendo no todo 16 folhas na escala de 1: 250. 000.

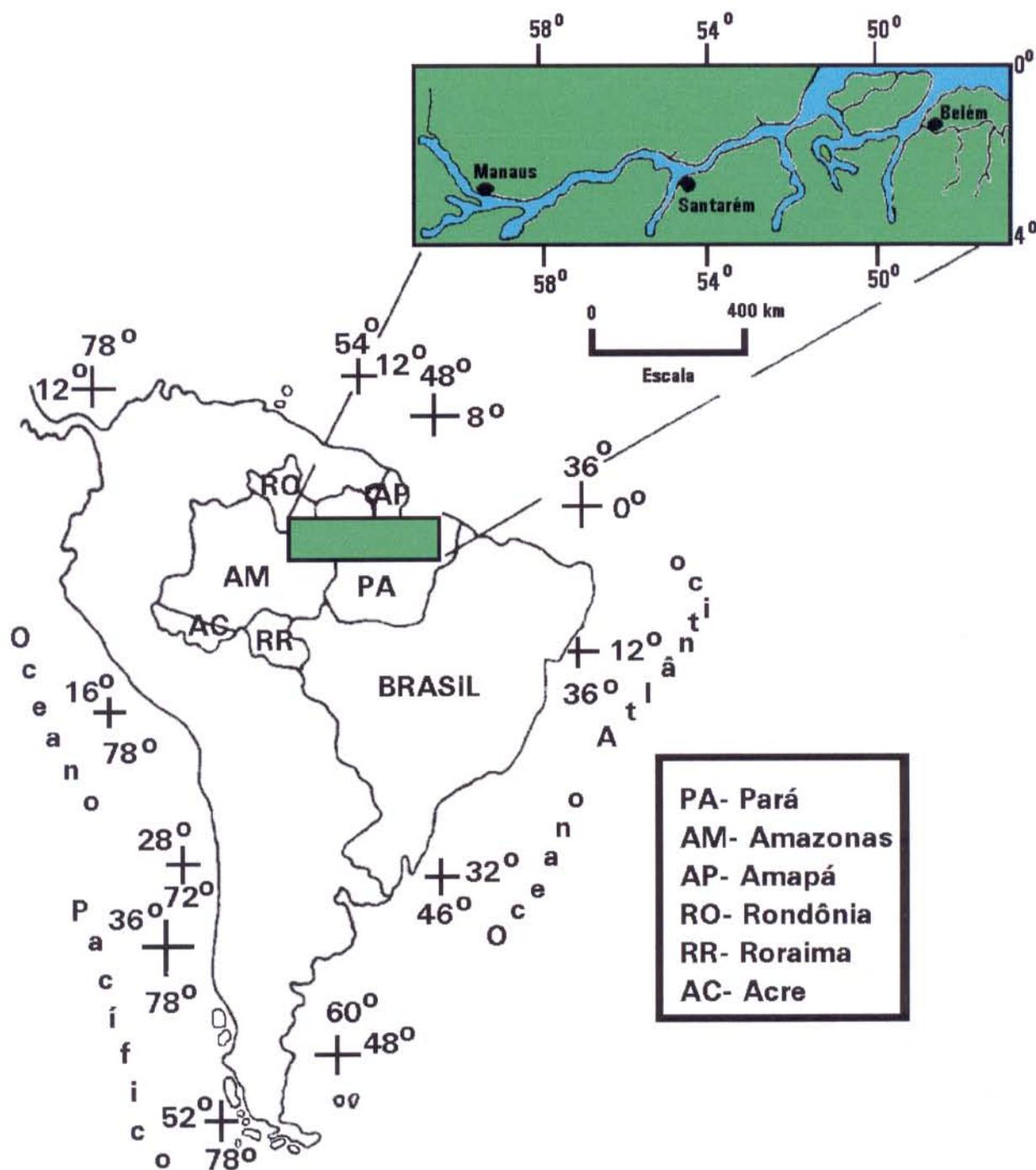


Figura 1. Localização da área

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Os mapas geomorfológicos e geológicos ao milionésimo das folhas SA. 21 (Santarém), SA.22 (Belém) e NA/NB. 22 (Macapá), elaborados pelas equipes do Projeto Radam (BARBOSA et al., 1974; BOAVENTURA & NARITA, 1974; ISSLER et al., 1974; LIMA et al., 1974; NASCIMENTO et al., 1976 e ARAÚJO et al., 1976), foram intensamente usados em todas as fases desta pesquisa e serviram de bases para a compartimentação geomorfológica e caracterização dos padrões de drenagem. Utilizou-se ainda o mapa geológico ao milionésimo da Bacia do Amazonas cedido pela Divisão de Estratigrafia da Petrobrás, além do acervo de mapas e perfis disponíveis na literatura, os quais forneceram subsídios para o desenvolvimento dos capítulos 6 e 7.

As imagens radargramétricas nas escalas de 1: 1.000.000 e 1: 250.000 (Tabela 1) e as cartas planialtimétricas nas mesmas escalas (Tabela 2) constituíram as ferramentas fundamentais para a elaboração dos mapas morfológicos e de lineamentos na escala de 1: 250. 000, que correspondem aos documentos essenciais para a confecção dos mapas temáticos apresentados na escala próxima de 1: 1.000.000. A articulação geral das folhas manuseadas na escala de 1: 250.000 encontra-se na Figura.2.

Tabela 1. Articulação e nome, ano e executor de imagens radargramétricas em escalas de 1: 250.000 e 1: 1.000.000.

| ARTICULAÇÃO | ESCALA | ANO | EXECUTOR |
|------------------------------------|-------------|----------------------------|--|
| SA.22 BELEM | 1:1.000.000 | 1973 | Mosaico semicontrolado de Radar. Imagens obtidas em 1971/72 com Radar Gems tipo abertura sintética, banda X, executado por Lasa Engenharia e Prospecções S. A. |
| SA.21 SANTARÉM | 1:1.000.000 | 1973 | Idem |
| SA. 21-Y-B Urucará | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| SA. 21-Y-C Manaus- E | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| SA. 21-Y-D Itacoatiara | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| SA. 21-X-C Obidos | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| SA. 21-X-D Alenquer | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| SA. 21-Z-A Parintins | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| SA. 21-Z-B Santarém | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| SA. 22-Y-A Rio Jarauçu | 1: 250.000 | 1971 | Mosaico não controlado de radar. Imagens obtidas em 1971 com Radar Gems 1.000 tipo abertura sintética, banda X, executado por Lasa Engenharia e Prospecções S.A. |
| SA. 22-V-C Almeirim | 1: 250.000 | 1972 | Mosaico semicontrolado de Radar. Imagens obtidas em 1971/72 com Radar Gems 1.000 tipo abertura sintética, banda X, executado por Lasa Engenharia e Prospecções S.A. |
| SA. 22-V-D Gurupá | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| SA. 22-V-B Mazagão | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| SA. 22-X-A Chaves | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| SA. 22-X-B Soure | 1: 250.000 | 2 ^a ed. 1981 | Idem |
| SA. 22-X-C Breves | 1: 250.000 | 1971 | Mosaico não controlado de radar. Imagens obtidas em 1971 com Radar Gems 1. 000 tipo abertura sintética, banda X, executado por Lasa Engenharia de Prospecções S. A. |
| SA. 22-X-D Belém | 1: 250.000 | 1972 | Mosaico semicontrolado de Radar. Imagens obtidas em 1971/72 com Radar Gems 1. 000 tipo abertura sintética, banda X, executado por Lasa Engenharia e Prospecções S.A. |
| NA. 22-Z-C Ilha Caviana | 1: 250.000 | 1972 | Idem |
| NA. 22-Y-D Macapá | 1: 250.000 | 1972 | Idem |

Tabela 2. Articulação e nome, escala e executor de Cartas Topográficas e Planimétricas e Carta Imagem radar preliminar em escala de 1: 250.000

| ARTICULAÇÃO | ESCALA | ANO | EXECUTOR |
|---------------------------------|---------------|-------------|--|
| SA.22 (BELÉM) | 1: 1 .000 000 | 3ªed.1.979 | Carta topográfica. IBGE |
| SA. 21 (SANTARÉM) | 1: 1. 000.000 | 2ªed. 1.982 | Idem |
| SA. 21-X-A (RIO UATUMÃ) | 1: 250.000 | 1.986 | Carta Topográfica ME- DEC/DSG |
| SA. 21-Y-B (URUCARÁ) | 1: 250.000 | 1.983 | Idem |
| SA. 21-Y-C (MANAUS-E) | 1: 250.000 | 1.983 | Idem |
| SA. 21-Y-D (ITACOATIARA) | 1: 250.000 | 1.983 | Idem |
| SA. 21-X-C (ÓBIDOS) | 1: 250.000 | 1.986 | Carta topográfica. IBGE |
| SA. 21-X-D (ALENQUER) | 1: 250.000 | 1.984 | Carta topográfica. IBGE |
| SA. 21-Z-A (PARINTINS) | 1: 250.000 | 1.983 | Carta Topográfica ME- DEC/DSG |
| SA. 21-Z-B (SANTARÉM) | 1: 250.000 | 1.983 | Carta Topográfica ME- DEC/DSG |
| SA. 22-Y-A (RIO JARAUCU) | 1: 250.000 | 1.984 | Carta imagem radar preliminar ME-DEC/DSG |
| SA. 22-V-C (ALMEIRIM) | 1: 250.000 | 1.973 | Carta Planimétrica Projeto Radam/DNPM |
| SA. 22-V-D (GURUPÁ) | 1: 250.000 | 1.984 | Carta imagem radar preliminar ME- DEC/DSG |
| SA. 22-X-A (CHAVES) | 1: 250.000 | 1.984 | Carta imagem radar preliminar. ME- DEC/DSG |
| SA. 22-X-B (SOURE) | 1: 250.000 | 1.984 | Carta imagem radar preliminar ME- DEC/DSG |
| SA. 22-X-C (BREVES) | 1: 250.000 | 1.986 | Carta topográfica. IBGE |
| SA. 22-X-D (BELÉM) | 1: 250.000 | 1.987 | Carta topográfica. IBGE |

considerando-se ainda os critérios relacionados por PONÇANO et al., (1979). Com a intenção de ressaltar o contraste entre os elementos morfológicos da planície amazônica e os dos planaltos que a circundam, utilizou-se os símbolos mais adequados que se encontram normalizados em manuais de mapeamento geomorfológico (DEMEK, 1972; CNRS, 1972; COOKE & DOORNKAMP, 1978, GARDINER & DACKOMBE, 1987).

Em conjunto com a elaboração dos mapas morfológicos, fez-se a análise das cartas topográficas para a obtenção dos parâmetros morfométricos e morfográficos do relevo, segundo a definição de Verstappen apud COOKE & DOORNKAMP (op. cit.). O mapa morfométrico foi elaborado a partir das cartas ao milionésimo (SA. 22- Belém e SA.21- Santarém), integradas e reduzidas para a escala aproximada de 1:2.000.000. Esta sistemática forneceu as bases para o mapa morfotectônico, que foi o produto principal obtido.

O mapa da rede de drenagem foi feito a partir da compilação de mapas geomorfológicos ao milionésimo elaborados pelas equipes do Projeto Radam (BARBOSA et al., 1974; BOAVENTURA & NARITA, 1974 e NASCIMENTO et al., 1976). A rede de drenagem foi retrçada, integrada e reduzida à metade, resultando em um mapa na escala aproximada de 1:2.500.000 que engloba as bacias do Amazonas e Foz do Amazonas. Desta forma, a observação do arranjo espacial e do controle estrutural da calha dos rio Amazonas, e seus tributários foi simplificada.

O reconhecimento dos padrões de drenagem obedeceu às classificações e considerações existentes na literatura (LUBOWE, 1964; HOWARD, 1967; PRUD'HOMME & VIGNEAUX, 1970; FANIRAN & JEJE, 1983; ABRAHAMS & FLINT, 1983; DEFFONTAINES (1990); MILLER et al., (1990), DEFFONTAINES & CHOROWICZ (1991), dentre outros). Adiciona-se ainda que, face à escala adotada e ao enfoque morfotectônico do trabalho, utilizou-se também os procedimentos relatados por OUCHI (1985) PHILLIPS & SCHUMM (1987), e COX (1989). Da mesma forma, a dimensão da área requereu técnicas de processamento digital no tratamento da drenagem, cujo suporte teórico foi encontrado nos trabalhos de SCHOWENGERDT & GLASS (1983), RIAZANOFF et al. (1988) e CHOROWICZ et al. (1992).

Com base na análise da rede de drenagem, foram elaborados mapas de lineamentos na escala de 1:250.000 levando em conta as recomendações de SCHEIDEGGER (1979a), CICCACCI et al. (1986) e O'LEARY et al. (1976). O tratamento estatístico desses mapas foi realizado de acordo com o procedimento das circunferências e gráficos (RICCI & PETRI,

1965). Em cada mapa foram traçadas 16 circunferências de raio correspondente a 5, 5 cm e medidos os valores de azimutes contidos em cada uma, resultando em uma média de 1. 000 direções para cada mapa na escala de 1: 250.000.

2. CONCEITOS GERAIS

Neste capítulo são apresentados alguns conceitos básicos em Geomorfologia com a intenção de ajudar na compreensão do escopo desta tese.

O ponto de partida é a definição de paisagem, segundo BERTRAND (1972) que se traduz em: “Paisagem não é a simples adição de elementos geográficos disparatados. É uma determinada porção do espaço, o resultado da combinação dinâmica, portanto, instável de elementos físicos, biológicos e antrópicos que, reagindo dialeticamente uns sobre os outros, fazem da paisagem um conjunto único e indissociável, em perpétua evolução”.

Sob o ponto de vista da geomorfologia climática, em particular nos trópicos úmidos, THOMAS (1979) e FANIRAN & JEJE (1983) consideram a estabilidade estrutural uma variável importante na evolução do relevo zonal. Mesmo que os climas permaneçam estáveis por um longo tempo, é provável que a instabilidade estrutural estabeleça o mesmo tipo de contraste no desenvolvimento do tipo de equilíbrio da paisagem, entendida pela geomorfologia climática como variações climáticas de vida curta. Isto é particularmente verdadeiro em áreas onde as taxas de diastrofismo variam no tempo e no espaço, uma situação provável de ocorrer sobre grandes áreas, como áquelas das zonas ou regiões climáticas.

De qualquer forma, THORNBURY (1969) estabelece como um dos conceitos básicos em Geomorfologia que: “a estrutura geológica é um fator dominante na evolução das formas da Terra e está refletida nelas”. Para explicitar esse conceito usa as idéias de DAVIS (1905) sobre os principais fatores no desenvolvimento do relevo: ESTRUTURA, PROCESSO e ESTÁGIO. O Estágio, como fator de controle, era contestado, mas a Estrutura e o Processo não. Em apoio a esta assertiva, RICE (1983) defende que a estrutura geológica proporciona a melhor indicação do amplo modelo da atividade tectônica. Por isso, é essencial reconhecer que esta se relaciona especificamente com as rochas e não só com a superfície do globo.

Da classificação de BERTRAND (1972) interessam mais de perto à geomorfologia as unidades elementares relacionadas com a classificação do relevo, que correspondem aos termos definidos por Viers apud BERTRAND (op. cit.) como domínios, regiões e unidades estruturais. O referido autor esclarece que os geomorfólogos nunca mostraram muito interesse por questões taxonômicas, por isso cita somente a classificação morfo-estrutural apresentada por VIERS (1974), a qual compreende os seguintes conceitos:

UNIDADES ESTRUTURAIS: são elementos cujas dimensões se medem em quilômetros e que recebem nomes específicos ;

REGIÕES ESTRUTURAIS: tratam-se de unidades que se agrupam geralmente em famílias nas quais estão expressos caracteres comuns e suas dimensões são medidas em dezenas ou centenas de quilômetros;

DOMÍNIOS ESTRUTURAIS: assemelham-se a regiões estruturais cuja diversidade não exclui traços comuns nem- interdependência, por serem contíguos.

A escala têmporo-espacial de Tricart apud PENTEADO (1983), utilizada como base geral de referência para todos os fenômenos geográficos, envolve, além do controle estrutural do relevo, a interação dos processos endógenos e exógenos com a nítida predominância, à medida que a escala de trabalho aumenta.

As bases dessa classificação vêm de acordo com as idéias de MESCERJAKOV (1968), que estabelece que os elementos morfo-estruturais ou morfotectônicos do relevo da Terra são formados sob a ação predominante dos fatores endógenos. As morfo-estruturas propriamente ditas designam os elementos de ordem de relevo médio que parecem complicar a superfície das morfotexturas; esse termo foi proposto por Mescerjakov apud CHRISTOFOLETTI (1988) para compreender as maiores unidades da superfície terrestre (massas continentais, grandes zonas montanhosas, depressões oceânicas e escudos), que eram antes denominadas de geotexturas.

Conforme Gerasimov apud MESCERJAKOV (op. cit.), as morfo-estruturas se referem a formas de relevo particularmente grandes resultantes da interação contraditória dos fatores endógenos e exógenos, nas quais o papel ativo dos fatores endógenos (os movimentos tectônicos) é predominante. A interação entre processos endógenos e exógenos tem sido chamada de Princípio do Antagonismo (SCHEIDEGGER, 1979b). Através da atuação geomórfica desses processos, a evolução geomórfica da superfície da Terra é até certo ponto rápida, ou seja taxas de soerguimento/erosão são comumente da ordem de 1 km/milhões de anos; portanto, a maioria das feições vistas hoje não pode ser mais velha que poucos milhões de anos.

Com esse enfoque, os processos endógenos correspondem essencialmente ao campo do *stress* progressivo de BOTT & KUSZNIR (1984). As feições causadas por processos geotectônicos podem ser distinguidas daquelas causadas por agentes exógenos por suas características estatísticas; todas as feições sistemáticas decorrem da geotectônica e feições aleatórias são de origem exógena. (SCHEIDEGGER & AI 1986).

O termo morfo-estrutura foi introduzido na literatura por Gerasimov apud GERASIMOV & MESCHERIKOV (1968), que propôs subdividir todas as formas do relevo da terra em três principais categorias genéticas de análise geomorfológica, a saber: 1- elementos de geotextura, 2- morfo-estruturas, e 3- morfo-esculturas. Os elementos de geotextura compreendem as grandes feições de relevo da Terra (maciços continentais, bacias oceânicas, e outras manifestações de amplos processos mundiais. Os elementos de morfo-estrutura complicam as formas de geotextura que, por sua vez, são complicadas por pequenas formas morfo-esculturais.

BASHENINA et al. (1972) definem morfo-estruturas como sendo as formas de relevo de origem tectônica modificadas em vários graus por processos exógenos, as quais podem ser formadas tanto por movimentos recentes e contemporâneos da Terra como por movimentos muito mais antigos. Para esses autores mapeamentos morfológicos de pequena escala geralmente tornam-se morfo-estruturais, porque a tectônica parece ser de importância primária na determinação de amplos padrões de relevo.

A União Geográfica Internacional definiu a natureza dos mapas geomorfológicos, especificando o que eles devem representar e que espécies de informações devem fornecer. Os seguintes dados foram assinalados (TRICART, 1970): morfométricos, que são derivados principalmente do mapa topográfico; estruturais, que mostram o contexto geológico no qual as formas se desenvolveram; natureza das formas sob o ponto de vista de sua dinâmica, isto é, sob o aspecto morfodinâmico; e idades das formas e, naturalmente, da formação das superfícies associadas a elas. Este último dado é o elemento morfocronológico do mapa.

Com esse tipo de enfoque, COOKE & DOORKAMP (1978) discutem os diferentes tipos de mapas geomorfológicos e mostram que, além daqueles elaborados para propósitos acadêmicos e aqueles elaborados para atingir um problema particular, deve ser feita a distinção entre mapas morfográficos, morfogenéticos, morfométricos, e mapas morfocronológicos de acordo com a conceituação de Verstappen apud COOKE & DOORNKAMP (op. cit.), descritos a seguir:

“Mapas morfográficos: identificam o relevo através da nomenclatura específica e mostram a sua forma.

Mapas morfogenéticos: definem a origem e desenvolvimento do relevo com a descrição genética fornecida na legenda do mapa. A forma e composição do material também são mostradas por causa de suas associações estreitas com os processos.

Mapas morfométricos: fornecem as informações a respeito das dimensões de aspectos do relevo. As informações morfométricas incluem dados sobre: forma e declividade das vertentes, amplitude de relevo, alturas de feições específicas e densidade da rede de vales.

Mapas morfocronológicos: distinguem o relevo de acordo com o seu tempo de formação. As distinções são feitas entre formas recentes e aquelas herdadas de um período anterior, cujas características podem estar relacionadas a processos passados, possivelmente operando sob climas diferentes”.

A utilização dos termos Unidades de Relevo e Unidades Geomorfológicas aproxima-se das bases de mapeamento do “land-system” (COOKE & DOORNKAMP, 1978). O procedimento envolve a subdivisão de uma região em áreas que tenham em seu interior atributos físicos comuns que são diferentes das áreas que lhes são adjacentes. Esse termo foi denominado de sistemas de relevo por PONÇANO et al. (1979) e aplicado por esses autores no mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. O sistema de relevo pode variar em tamanho de apenas dezenas de quilômetros quadrados até algumas centenas de quilômetros quadrados. No interior de qualquer sistema de relevo há normalmente um padrão recorrente de topografia, solos e vegetação (Christian & Stewart apud COOKE & DOORNKAMP (op. cit.)

A relação entre os termos morfo-estrutural e morfologia é abordada por RICE (1983), quando reconhece que os geomorfólogos têm demonstrado sempre uma tendência a adotar classificações genéticas nas quais se concede tanta importância à evolução geológica como à morfologia pura, a qual deve contemplar um mínimo de quatro variáveis: amplitude de relevo, frequência dos ângulos de inclinação das vertentes, textura da rede de drenagem, e forma do perfil característico.

O escopo da análise morfo-estrutural é a delimitação das estruturas da crosta da Terra e o estudo da história do seu desenvolvimento, com base nos dados do relevo da superfície da Terra e depósitos sedimentares jovens. Uma parte importante da análise morfo-estrutural é o estudo de superfícies de aplainamento e sua posição no relevo atual, conforme Gerasimov et al. apud DEMEK (1984). DEFFONTAINES et al. (1991) empregaram a análise das superfícies envoltórias para estudar as morfo-estruturas no leste da França a partir do seguinte procedimento: extração automática de pontos altos e baixos. Mapas de níveis de rios e das somitais podem, portanto, ser obtidos por interpolação; superimposição de mapas de nível das somitais e da rede

de drenagem (correntes inadaptadas). As discontinuidades são interpretadas como decorrentes de ações internas (neotectônica, estrutural e litológica) e externa (clima, vegetação e antrópicas).

SAADI (1991), em ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais, considera como morfo-estrutural o comportamento morfológico cujas principais características demonstram a existência de um nítido controle exercido pelo arcabouço lito-estrutural. Trata-se, portanto, de um controle passivo, exercido por complexos litológicos envolvidos e delimitados por uma certa arquitetura tectônica. A elaboração da forma é papel do agente erosivo.

De fato, COTTON (1968) refere-se à paisagem tectônica como aquele relevo que resulta de movimento crustal e restringe o termo estrutural para a descrição de formas que têm sido desenvolvidas por erosão sob controle da estrutura interna do terreno. No caso da esculturação por erosão ser precedida por soerguimento generalizado, exceto os vulcões que compõem montanhas de acumulação, configura-se estritamente a categoria tectônica. Enfatiza ainda que é conveniente, excluir da categoria tectônica aquelas montanhas que são completamente dissecadas pela erosão, cujas formas iniciais das massas soerguidas só possam ser reconstituídas por interpretação.

A influência dos processos endógenos na Geomorfologia é abordada por SCHEIDEGGER & AI (1986), considerando essencialmente a retomada do campo de *stress* referido por BOTT & KUSZNIR (1984). Tais autores dividiram o campo do *stress* litosférico em duas categorias principais referidas por Bott apud BOTT E KUSZNIR (op. cit.) como progressivo e instantâneo: *stress* progressivo persiste a despeito do contínuo relaxamento e o instantâneo pode ser dissipado pelo relevo orogênico inicial. Apenas o *stress* progressivo contribui significativamente para a definição de uma atividade ou ciclo tectônico, e sua influência expressa-se através de lineamentos, vales, fluxo de geleiras, riftes, vulcões e outras formas tectônicas.

A geomorfologia tectônica, conforme reportado por BULL & WALLACE (1985), examina a interação das estruturas da crosta com processos erosionais e deposicionais, e inclui: 1) reconhecimento de relevos que são particularmente importantes na caracterização de estruturas; 2) introdução de novas técnicas de datação e ampliação das antigas para avaliações das idades de terraços fluviais, depósitos glaciais e terraços marinhos; e 3) desenvolvimento de “modelos processo-resposta” para explorar a importância relativa do tectonismo na operação de sistemas geomórficos e para estimar tempos de eventos tectônicos discretos.

Com base no modelo de DAVIS (1905) e PENCK (1953), MORISAWA (1985) concluiu os seguintes pontos sobre a interação da geomorfologia com a tectônica: “1) as formas de relevo resultam de desigualdades de forças e/ou desigualdade de resistência. Tais princípios promovem as peculiaridades da paisagem. As conseqüências da desigualdade das taxas dos processos exógenos e endógenos atuando sobre diferentes materiais são inerentes às formas de relevo. 2) A natureza tenta alcançar o equilíbrio entre força e resistência, mas esse estado é dificultado pela dinâmica da terra. As paisagens resultam de diferenças nas razões de atividades exógenas/endógenas, e desse modo variam no tempo e no espaço. Portanto, as formas de relevo são freqüentemente elaborações compostas e complexas que dificultam o entendimento de sua origem e evolução. 3) A tectônica de placas pode auxiliar na explicação de algumas das feições da paisagem da terra; no entanto, estudos regionais mais detalhados são necessários a fim de integrar a tectônica e eventos geomorfológicos para o entendimento da evolução da paisagem atual”. SUMMERFIELD (1986) e DOORNKAMP (1986) comentam que esta relação foi negligenciada por muito tempo pelos geomorfólogos, mas a literatura recente tem demonstrado que ela é a base para a compreensão global da terra.

A contribuição de SUMMERFIELD (op. cit.) é de grande importância para a geomorfologia tectônica no sentido de explorar a variação de escalas temporal e espacial e suas ligações com a geofísica e com diversos ramos da geologia. Com esse escopo, três temas principais são identificados: a neotectônica que abarca a investigação de movimentos variando de décadas até o Neógeno, a depender da definição adotada; controle estrutural do desenvolvimento de relevo; e relação entre tectônica global e a evolução da paisagem.

A questão de escala é enfatizada por SUMMERFIELD (1988), pois, a exemplo dos estudos de processos geomorfológicos exógenos, a maioria das pesquisas em geomorfologia tectônica pode ser facilmente pautada nessa base. Esse autor argumenta que “em contraste com as idéias de que feições de relevo de dimensões limitadas, tais como escarpas de falha ou deslocamentos de canais de drenagem, são relacionados ou interpretados como diagnóstico de eventos tectônicos específicos, estão as abordagens de macro-escala que envolvem tentativas para estabelecer as ligações necessárias, de causas amplas e mais gerais, entre tectônica e desenvolvimento do relevo. Em alguns casos, os controles da tectônica global são facilmente refletidos em feições morfológicas de pequena escala, sendo particularmente evidentes em zonas orogênicas ativas.

Nestas regiões as interpretações tectônicas de algumas feições morfológicas podem ser cruciais para deslindar a natureza da atividade tectônica recente”.

O estudo da relação entre estruturas geológicas e o relevo é definido como morfotectônica por Hills apud STEWART & HANCOCK (1994). FAIRBRIDGE (1968) usa o termo morfotectônica para englobar as maiores feições do relevo da terra. Na primeira ordem faz a distinção entre continentes e bacias oceânicas; no interior destas são reconhecidas as unidades morfotectônicas de segunda ordem representadas por crátons ou blocos, cadeias dobradas, blocos falhados e bacias de várias naturezas. Segundo esse autor, “limites morfotectônicos são essencialmente aqueles geotectônicos, mas os mais importantes são as suturas, que muitas vezes situam-se em zonas de enorme complexidade, tornando-se difícil individualizá-las. As pequenas unidades morfotectônicas, a exemplo dos vales dos rios, ajustam-se às linhas morfotectônicas maiores”.

Tais conceitos estão em consonância com a concepção de SUMMERFIELD (1993), que considera os processos de deformação responsáveis pelos sistemas estruturais crustais no âmbito da tectônica, enquanto o termo morfotectônica refere-se à interação entre tectônica e gênese da forma. Para ele, neotectônica diz respeito aos processos e efeitos de atividade tectônica recente e é geralmente aplicado para referir-se aos eventos finais do Cenozóico. Por outro lado, na concepção de DOORNKAMP (1986), neotectônica está frequentemente associada com a morfotectônica, a qual se relaciona com a geomorfologia do terreno e conseqüentemente com os movimentos recentes.

A morfotectônica, segundo DOORNKAMP (op. cit.), pode ser subdividida em duas partes: uma parte compreende a atividade estrutural decorrente do ajuste isostático no Quaternário; e a outra está mais envolvida com a neotectônica, a qual não é por si própria uma resposta aos efeitos isostáticos pós-pleistocênicos. Adiciona-se ainda que os estudos morfotectônicos estão pautados sobretudo na associação entre o terreno e a estrutura geológica. Em síntese, DOORNKAMP (op. cit.) concluiu que: “os estudos morfotectônicos têm recebido estímulos provenientes do desenvolvimento de novas técnicas, abordagens e teorias; há uma necessidade de concentrar esforços não apenas em escala global, mas também em mesoescala; idéias antigas precisam ser revistas, a exemplo daquela que considera uma escarpa de falha como um dado de origem simples; e a integração deve ter lugar não apenas entre estudos morfotectônicos e teorias

geomorfológicas, mas também entre estudos morfotectônicos e outras ciências relacionadas com a neotectônica”.

PANIZZA et al. (1987) discutem a importância que a geomorfologia está assumindo em estudos que envolvem as consequências de movimentos destrutivos, principalmente em conexão com eventos sísmicos, e a caracterização de movimentos tectônicos antigos com base em evidências geomorfológicas particulares. Eles consideram tais estudos como parte do ramo da ciência da terra conhecido como morfoneotectônica, o qual está incluído no campo mais geral da morfotectônica, que, por sua vez, é uma parte da geomorfologia estrutural (Figura 3).

A morfoneotectônica se ocupa das relações entre o relevo e a neotectônica, que compreende movimentos tectônicos recentes e atuais, segundo DEMEK & EMBLETON apud PANIZZA et al. (op. cit.) ou movimentos tectônicos Neógenos, de acordo com Ollier apud Panizza et al. (op. cit.)



Figura 3. Relações em Geomorfologia Estrutural (PANIZZA et al., 1987).

O termo neotectônica foi originalmente proposto por Obruchev apud MESCHERIKOV (1968); PAVLIDES, 1989; STEWART & HANCOCK, 1994) para designar o segmento das

ciências da terra que se dedica aos movimentos crustais que tiveram lugar durante o Terciário Superior (Neógeno ou Mioceno e Plioceno) e desempenharam papel decisivo na formação da topografia contemporânea. Alguns pesquisadores investigam esse conceito e o limitam aos movimentos do Quaternário ou Plioceno-Quaternário. Outros pesquisadores ampliam esse conceito e atribuem ao estágio neotectônico todos os movimentos que desempenham papel importante na formação da topografia contemporânea, embora os estágios iniciais de alguns elementos principais da topografia remontem ao início do Terciário e/ou ao Mesozóico (MESCHERIKOV, op. cit.).

Esta indefinição a respeito do termo permanece até o final da década de 80 como demonstra PAVLIDES (op. cit.), ao analisar as definições de vários autores, até concluir que o início do período neotectônico (Plio-Quaternário ou o final do Cenozóico) não constitui uma referência global, mas depende das condições de cada ambiente geológico. Da mesma forma, STEWART & HANCOCK (1994) entendem que os debates sobre neotectônica envolvem principalmente a definição de quanto se deve retroceder no tempo utilizando o prefixo “neo”.

De acordo ainda com MESCHERIKOV (op. cit.), um outro aspecto importante é que movimentos contemporâneos da crosta da Terra são distinguidos como uma categoria independente de movimentos neotectônicos. Tratam-se de movimentos restritos ao tempo atual e de observação direta através da geodesia e outros métodos de pesquisa de precisão. Até 1930 a concepção comum era a de que movimentos tectônicos ou deformação da crosta da Terra não tiveram lugar em um tempo geológico recente (Holoceno), exceto em áreas altamente sísmicas. Desta forma, as idéias das oscilações eustáticas e glácio-eustáticas do nível do mar prevaleceram sobre os conceitos de epirogenia, isostasia e ciclos de erosão. Gradualmente, as transgressões e regressões marinhas foram associadas não só às oscilações eustáticas, mas também aos movimentos orogênicos e epirogênicos da crosta.

MESCHERIKOV (op. cit.) enfatiza algumas características básicas da neotectônica, as quais são importantes destacar aqui: “nas regiões de plataforma continental, a amplitude de deformação neotectônica (soerguimento ou depressão) é normalmente medida em dezenas ou poucas centenas de metros (como na Planície do Leste Europeu), com um valor máximo de 1-1,5 km (Platô do Colorado, Platô do leste Siberiano, Platôs Africanos); nas regiões orogênicas de continentes, amplitudes de movimentos neotectônicos são medidas em quilômetros, com valores máximos de 5-8 km (Alpes, Himalaias, Andes); em áreas de oceanos e mares interiores, as

amplitudes de movimentos neotectônicos (subsidiências) podem variar de 1-3 km em regiões de plataforma relativamente estável (quase cratônicas), e em fossas ativas as amplitudes variam de 8-10 km. As regiões orogênicas diferem daquelas plataformais, não apenas nas maiores amplitudes de seus movimentos neotectônicos, mas também em seus mais altos gradientes e mais altos graus de movimento diferencial. Em comparação com os movimentos verticais do tempo Neógeno Quaternário, os movimentos horizontais como um todo têm sido menos estudados”.

Ao descrever a história da aplicação da neotectônica PAVLIDES (1989) mostra que há tentativas de alguns cientistas, principalmente geomorfólogos, no sentido de combinar o fenômeno geomorfológico com a tectônica recente. Os termos “tectônica viva” ou “tectônica mais nova” são similares à neotectônica em outras áreas de pesquisa, naquela época ainda conhecida como morfotectônica, embora Obruchev apud PAVLIDES (op. cit.) tenha reconhecido há pelo menos quatro décadas a importância dos processos geológicos recentes e ativos e, assim, propôs um novo ramo das geociências, a Neotectônica.

Com a intenção de uniformizar o emprego do termo neotectônica, a INQUA apud MÖRNER (1989) definiu a neotectônica como “qualquer movimento da Terra ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica (embora possam ser antigas), suas implicações em vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras”. Com relação ao tempo, é considerada e seguida a escala de tempo de movimentos desde “instantâneos” (sísmicos), 10^{-10^2} (geodésicos), 10^2-10^4 (estudos holocênicos), 10^4-10^6 (estudos pleistocênicos), até mais de 10^7 , se necessário para tornar possível o entendimento das origens ou registro dos movimentos.

HASUI (1990), a esse respeito, apresenta como alternativas : “a inclusão de todos os processos que culminaram com a abertura do Atlântico até a situação atual, neste caso remontando ao Triássico (ou mesmo ao Permiano); ou a inclusão apenas dos processos relacionados com a deriva do continente sul-americano, neste caso remontando aos meados do Terciário”. O referido autor destaca que esta última alternativa deve ser privilegiada porquanto ela diz respeito à movimentação ainda vigente (que é, por definição o objeto da Neotectônica), com manifestações de ambiente intraplaca.

Esta idéia é compartilhada por Muir Wood & Mallard apud STEWART & HANCOCK (1994) ao definirem que as estruturas neotectônicas se desenvolvem no regime tectônico corrente, e abrangem o estado predominante de deformação no interior de uma região intraplaca. Neste

sentido, COSTA et al. (no prelo) definem o quadro neotectônico da Região Amazônica como “os conjuntos de estruturas e de seqüências sedimentares, bem como a distribuição dos elementos principais das bacias hidrográficas e dos sistemas de relevo desenvolvidos do Mioceno ao Recente”.

Finalmente, STEWART & HANCOCK (1994) reúnem a mais completa síntese de neotectônica ao abordar desde conceitos e métodos e técnicas (Figura 4 e Tabela 3) até as características de estruturas neotectônicas (falhas e juntas) e seu contexto mais amplo que é a tectônica geomorfológica. Para os autores o relevo tectônico expressa um amplo espectro de feições topográficas que podem ser empregadas como indicadoras de estilo, magnitude e taxa ou *timing* de movimentos tectônicos. Há distinção entre o relevo primário, aquele formado como um resultado direto do deslocamento de superfície, e relevo tectônico secundário, resultante de um conjunto de fenômenos geomorfológicos e afetado após sua formação, por deslocamento, deformação e modificação, ou não, sendo preservado em atividade tectônica subsequente. É importante reconhecer, no entanto, que as duas classes de relevo não podem sempre ser facilmente distinguidas, e ambas podem preservar valiosos registros de uma atividade tectônica no interior de uma região.

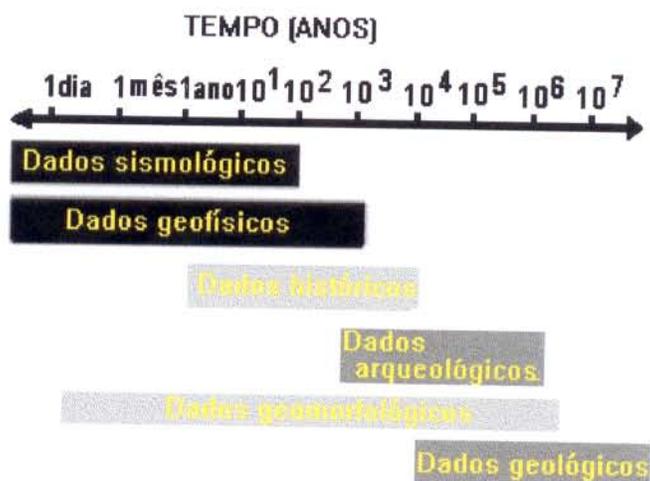


Figura 4. Contraste entre escalas de tempo em relação aos tipos de abordagem de investigação em neotectônica. Desenvolvido a partir de Vita-Finzi (apud STEWART & HANCOCK, 1994)

Tabela 3. Técnicas de aquisição de dados neotectônicos locais e regionais.(Modificado de STEWART & HANCOCK, 1994).

| | LOCAL | REGIONAL |
|----------------------|---|--|
| Geodésicos | Controle da inclinação por triangulação, calibre da deformação, aferição de rastejamentos | Sistema de posicionamento global, interferômetro de linhas de base muito longas, rastreamento a laser de satélite. |
| Sismológicos | Rede de microterremotos | Rede de dados sismológicos globais |
| Sensoriamento remoto | Fotografias aéreas | Imageamento termal, de radar, e digital |
| Geofísicos | Eletromagnetismo | Reflexão sísmica, anomalias de gravidade |
| Geoquímicos | Resistividade elétrica, descarga de radônio | Monitoramento hidrológico |
| Históricos | Relato de testemunhas oculares, evidências documentadas | Mapas |
| Arqueológicos | Registro de estruturas feitas pelo homem | Catálogos de terremotos pré-históricos |
| Geomórficos | Relevo gerado por falhas | Índices morfométricos, padrões de drenagem |
| Geológicos | Trincheiras | Análise de páleo- <i>stress</i> |

3. ESTADO DE ARTE DO QUADRO GEOMORFOLÓGICO DA AMAZÔNIA

As primeiras investigações sobre o rio Amazonas e sua planície remontam ao século XVII, e os principais resultados encontram-se nos trabalhos de WALLACE (1853), HARTT (1874) DERBY (1877), e SMITH (1879), entre outros. O primeiro, descreve a constituição da região da calha do Rio Amazonas em termos de depósitos pliocênicos e quaternários estratificados ou não (argilas, arenitos e areias), limitados, na sua parte ocidental, pelos terrenos arqueanos dos maciços Guianense e Brasileiro e, na sua porção oriental, por faixas paralelas, orientadas na direção E-W, de terrenos paleozóicos, testemunhos do sinclinal amazônico, ao longo de cujo eixo corre o Rio Amazonas. Os demais trabalhos contribuíram principalmente para a compreensão da geografia do baixo Amazonas, sobretudo das regiões de Monte Alegre, Santarém e Óbidos, além da região dos furos de Breves.

O relevo da Amazônia foi descrito por MOURA (1943) englobando três feições geomorfológicas principais, a saber: a planície amazônica; o planalto; e o peneplano.

A planície amazônica inclui os níveis topográficos denominados regionalmente de várzea (campos periodicamente alagados e que se enquadram no leito maior do rio), e igapós (nível de transição entre a várzea e o *teso*, terra firme onde a mata já se apresenta com espécies vegetais em desenvolvimento); tais feições constituem a planície de inundação (Figura 5). O "teso" é representado por uma planície suave, com altura de 6 a 15 m sobre o nível médio das marés, e corresponde ao chamado nível de Marajó, ao qual estão associados os terraços de idade mais antiga - pleistocênica; a planície de inundação e o nível de Marajó caracterizam duas superfícies quaternárias.

Os planaltos são representados por colinas e serras de topos arredondados e tabulares; nas rochas paleozóicas e mais resistentes que as do Terciário, o relevo é colinoso e francamente distinto do platô terciário.

MOURA (op. cit.) defende que a erosão diferencial é a responsável pela diversidade de formas e níveis topográficos no planalto. As formas devidas à ação tectônica são encontradas apenas na região de Monte Alegre (um domo formado por intrusão magmática, restando em seu testemunho uma coroa de serras que circunda a planície do Ererê); e na parte noroeste do Estado do Acre. Dessa forma, o planalto é entendido como um relevo de maturidade precoce, com uma rede de drenagem bem definida e de forma dendrítica, em que os rios, em virtude da natureza pouco consolidada dos estratos horizontais, atingiram rapidamente o nível de base.

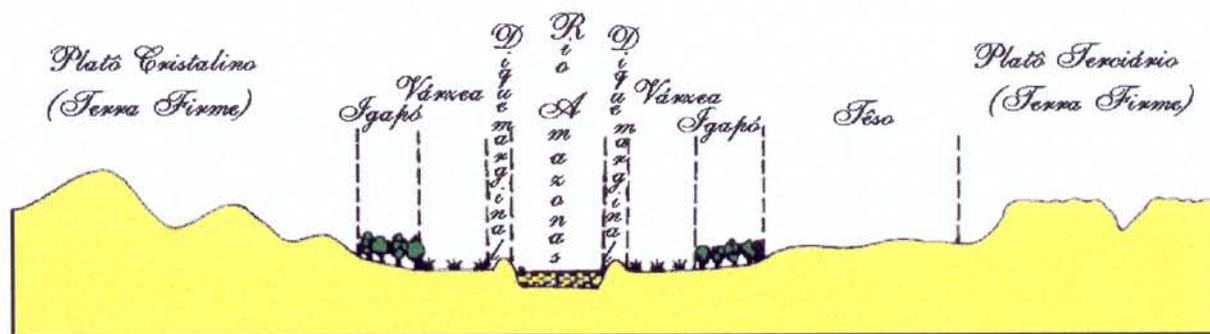


Figura 5. Corte esquemático mostrando as divisões do relevo na zona do Baixo-Amazonas (MOURA, 1943).

O peneplano está associado ao então denominado Maciço Cristalino Guiano Brasileiro, descrito como a forma mais irregular de relevo que a Amazônia abarca; nesta superfície de aplainamento emergem morros arredondados e *monadnocks* em franco contraste com as áreas adjacentes. Nas regiões de fronteira notadamente, destacam-se serras abruptas e sistemas de serras com altitudes de até 2.800 m.

Esta compartimentação regional foi particularizada por GOUROU (1949), cujas observações geográficas na Amazônia enfocaram principalmente a morfologia e os solos das regiões de Belém, Gurupá, Santarém-Belterra e Manaus; e os vales submersos. Tais observações foram sintetizadas pelo autor em dois conjuntos de relevo associados a terrenos de idades terciária e quaternária: o planalto e os vales.

Os vales afogados ou submersos constituem traço marcante da paisagem amazônica que, embora assinalados por vários estudiosos (DENIS 1927; RUELLAN, 1945; GOUROU, op. cit.; SOARES, 1951; ANDRADE, 1956), ainda não foram adequadamente explicados, conforme já havia enfatizado GUERRA (1962). Nos arredores de Manaus e Tefé estão os exemplos mais didáticos desses vales, cuja gênese é atribuída à repercussão das transgressões marinhas no baixo e médio Amazonas. DENIS (1927) foi quem primeiro admitiu a existência de rias fluviais recortando as bordas dos baixos tabuleiros arenosos que margeiam o leito maior do Amazonas, e tentou explicar a origem das mesmas pelas oscilações eustáticas do continente. A explicação dos processos que realmente contribuíram para formar as rias interiores amazônicas, ou seja, aqueles relacionados com as variações glacio-eustáticas, devem-se a RUELLAN (1945). A esta espécie de corpo de água SIOLI (1968) achou mais adequado denominar de lagos-de-rios amazônicos

(*riverlakes*). Mais tarde, os descreveu, como paisagens muito peculiares na Amazônia Baixa e Central que são formadas pelos trechos com a forma de baía de muitos tributários. Os rios naquelas áreas são largos, como o Tapajós com largura superior a 14 km; a correnteza cai a quase zero e, por isso, estes trechos se parecem mais com lagos do que com rios verdadeiros. Essas baías de desembocadura não são produtos daqueles rios em seu presente estágio, mas são conseqüências da variação do nível do mar (SIOLI, 1974).

As observações geográficas de GOUROU (1949) encerram-se com os vales, isto é, as superfícies de aluviões modernos, caracterizadas por uma pequena extensão, não ultrapassando 60.000 quilômetros quadrados da Amazônia brasileira.

Os problemas geomorfológicos da Amazônia brasileira foram discutidos por AB'SABER (1967a) com os seguintes enfoques: revisão da paleogeografia moderna do anfiteatro amazônico; domínio morfoclimático amazônico; superfícies aplainadas, níveis de pedimentação e terraços fluviais na Amazônia; epirogênese; movimentos eustáticos; e paleoclimas na gênese do relevo amazônico. Ele enfatizou que quatro faixas de relevo, situadas em altitudes inferiores a 300 m e dotadas de diferentes formas de distribuição espacial, assim como possuidoras de aspectos morfológicos distintos, destacam-se ao norte e ao sul do grande rio, a saber: 1) as largas calhas aluviais do Amazonas; 2) os baixos platôs terciários (tabuleiros); 3) as faixas colinosas e de relevo mais enérgico, ligeiramente cuestiforme, correspondentes às áreas de exposição de terrenos paleozóicos; e 4) os terrenos cristalinos rebaixados pela pediplanação neogênica e reentalhados pela evolução geomorfológica complexa do Quaternário.

AB'SABER (1967 op. cit.), mostrou ainda que a estas quatro faixas topográficas principais se agregam alguns setores descontínuos de baixos terraços e depressões pedimentadas do Pleistoceno Superior, bem separadas entre si e de gênese relativamente complexa (baixo Amazonas e Roraima).

Prosseguiu relatando que cada um dos grandes setores do relevo regional da Amazônia apresenta feições peculiares, quer do ponto de vista morfo-estrutural, quer do ponto de vista morfoclimático e pedogênico.

O médio Amazonas foi estudado por MEIS (1968) na tentativa de estabelecer uma cronologia para a evolução morfológica da região durante o Quaternário. O seu trabalho está centralizado na estrutura subsuperficial do modelado relacionado às oscilações climáticas do Quaternário, e tem como base para discussão as hipóteses antagônicas de MABESSONE (1967)

que afirma não ter a Região Amazônica sofrido mudanças climáticas importantes durante o Cenozoico, e a de AB'SABER (1967b) que aponta marcantes oscilações climáticas na Amazônia durante o Quaternário. A presença de diversos níveis de terraços conservados por crostas duras de laterita e a existência de campos cerrados ilhados em zonas predominantemente florestais são evidências de flutuações climáticas desse período no Brasil, que já vinham sendo defendidas por AB'SABER (1957).

Ainda na década de 60, Tricart publicou juntamente com Cailleux um trabalho a respeito da regionalização biogeográfica do Brasil Atlântico, no qual consideraram que a Amazônia não tinha sido afetada por nenhuma mudança climática significativa; tal afirmativa foi reconhecida como errada 20 anos depois (TRICART, 1985).

MEIS (op. cit.) relata que climas que apresentaram características possibilitando um aumento na eficiência e competência no transporte de clásticos pelo escoamento superficial e pelos cursos d'água parecem, com efeito, estar ligados a períodos de nível de base rebaixado. Tal observação resulta, em parte, do fato de ter sido registrada a existência de materiais coluviais e concrecionamentos lateríticos mergulhando abaixo do nível das cheias dos cursos d'água atuais. Deve-se ressaltar, entretanto, a possibilidade destes elementos, considerados como "chaves" para a reconstituição da evolução morfoclimática recente da região, terem sua posição atual resultante de deformações de ordem tectônica sofridas pela área em períodos recentes. Índícios de deformações tectônicas cenozóicas e mesmo atuais já foram reunidos por STERNBERG (1950, 1953) para a bacia amazônica.

MEIS (op. cit.) assinala ainda que as transformações climáticas quaternárias também tiveram influência nas características atuais da rede hidrográfica regional. Certas formas, como por exemplo as chamadas "rias fluviais" e "lagos de terra firme" somente podem ter a sua gênese explicada se levarmos em consideração não apenas as oscilações do nível de base geral, mas também as transformações no abastecimento de carga sólida aos rios, em função da variação na atuação de processos morfoclimáticos de desnudação das vertentes.

Esta mesma idéia foi defendida por TRICART (1977a) da seguinte forma: "um pouco antes do Holoceno a selva amazônica invadiu o domínio que ela ocupa atualmente. Essa modificação da cobertura vegetal repercutiu sobre a morfodinâmica. O modelado vigoroso de dissecação, finalmente burilado por um escoamento superficial intenso, que se tinha elaborado anteriormente durante a regressão pré-flandriana, foi fito-estabilizado. No final da transgressão resultou um

elevado déficit aluvial. Os cursos d'água mais volumosos, pelas suas divagações, puderam solapar as vertentes neogenas e adquirir assim certa carga detrítica. Eles entulharam os seus fundos de vales e construíram assim depósitos aluviais cujos caracteres variam em função da maior ou menor abundância de areias. Os cursos inferiores dos afluentes, praticamente desprovidos de materiais detríticos, tendo sido barrados, transformaram-se em lagos. Esses lagos, digitados, às vezes muito profundos, sobretudo quando ocupam zonas de subsidência, alongados, com aspecto de rias, são uma particularidade da Amazônia brasileira”.

Os tipos de planícies aluviais e de leitos fluviais na Amazônia brasileira foram estudados já na década de 70 por TRICART (1977a, b), que concluiu que as particularidades dos leitos dos cursos d'água podem ser explicadas por três grupos de fatores, a saber: o quadro estrutural; as oscilações climáticas; e as flutuações do nível de base oceânico. As oscilações climáticas fizeram alternar as condições de fitostasia sob mata densa, realizadas atualmente em vastas áreas, e condições de instabilidade devido à extensão de climas tropicais secos durante a última regressão. O mesmo quadro provavelmente aconteceu antes, durante os períodos interglaciais e durante os períodos frios.

Sob este enfoque DUMONT et al. (1992) mostraram registros de variações climáticas nos depósitos e morfologias fluviais da Amazônia ocidental; tais mudanças climáticas influenciam a rede fluvial por meio dos sedimentos transportados, e do regime de água, que controlam a dinâmica e as morfologias fluviais.

A questão climática no contexto desta tese está sendo abordada para facilitar o entendimento da instalação das superfícies de erosão e evolução dos perfis de intemperismo, mas foge ao escopo principal detalhar a discussão das hipóteses aqui apresentadas.

A foz do Rio Amazonas foi descrita por HUBER (1943) em um dos trabalhos mais detalhados sobre a geografia física da parte ocidental da ilha de Marajó, em particular a região dos furos de Breves.

Com base em parâmetros hidrológicos, HUBER (op. cit.) concluiu que pela região dos furos de Breves passa ainda atualmente uma parte da água do Amazonas para o estuário do Pará. Tal comunicação era antigamente mais aberta e um largo braço do Amazonas passava por essa região, trazendo ao Rio Pará uma massa d'água comparavelmente mais importante que a atual.

Esses trabalhos de reconhecimento, descrição e hipóteses mais gerais sobre a gênese do relevo foram fundamentais para a próxima fase de estudos geomorfológicos, que se desenvolveu

a partir da década de setenta, estimulada pela Petrobrás e intensificada com a criação do Projeto Radam, depois RadamBrasil. A partir de então, fotografias aéreas e imagens de radar foram utilizadas sistematicamente como material de trabalho, até serem introduzidas as imagens de satélite.

O Projeto Radam procedeu o levantamento de recursos naturais da Amazônia em escala do milionésimo, mas interessa no momento apenas os resultados alcançados nas folhas SA. 21 (Santarém), SA.22 (Belém) e NA.22/NB.22 (Macapá), onde se encontra a área aqui abordada.

Na Folha Santarém, estudada por NASCIMENTO ET AL. (1976), foram caracterizadas as seguintes unidades morfo-estruturais: Planície Amazônica, Depressão Periférica do Norte do Pará, Planalto Rebaixado da Amazônia, Planalto Dissecado Rio Trombetas-Rio Negro, Planalto Tapajós-Xingu, Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas, Planalto Dissecado Norte da Amazônia; e Pediplano Rio Branco-Rio Negro (Figura 6). Dessa investigação destacam-se ainda os seguintes pontos: 1. a influência de climas atuais e a cobertura vegetal definiram as unidades morfoclimáticas, onde muitas formas de relevo perderam o controle geológico; 2. há dois domínios morfoclimáticos e duas faixas de transição no ambiente intertropical úmido; 3. as formas de relevo e alguns tipos de solos mostram-se desajustados aos processos geomorfológicos atuais. Isto permitiu a organização das oscilações paleoclimáticas durante o Quaternário, no Pleistoceno; 4. as superfícies de aplainamento foram identificadas por processos de pediplanação e datadas como Pediplano Plio-Pleistocênico e Pediplano Neo-Pleistocênico, permitindo também o aplainamento de topo do Planalto Dissecado Norte da Amazônia. Esses Pediplanos estão relacionados às oscilações paleoclimáticas caracterizadas por fases de climas secos; 5. os grandes depósitos de bauxita estão relacionados ao Pediplano Plio-Pleistocênico e às oscilações paleoclimáticas posteriores; 6. a relação direta dos paleoclimas com os movimentos glácio-eustáticos não foi possível ser constatada, exceto o da Transgressão Flandriana no início do Holoceno; 7. alguns vales com foz afogada como o rio Tapajós foram analisados e muitas anomalias de drenagem foram identificadas tanto na estreita faixa da Planície Amazônica como fora dela; 8. os numerosos fenômenos específicos da drenagem do rio Amazonas possibilitaram uma tipologia dos "furos" e lagos; 9. tanto dentro como fora da Planície Amazônica muitas anomalias de drenagem refletem movimentos estruturais da reativação da Plataforma Brasileira. Lineamentos de direções NW-SE e NE-SW orientam rios, afogam drenagens extensas e criam basculamentos nas superfícies de aplainamentos. Como as superfícies de aplainamento têm

idades conhecidas, sua movimentação tectônica permitiu definir movimentos tardios durante o Holoceno; 10. aos movimentos de basculamento refletidos na estrutura superficial do relevo opõe-se subsidência lenta em vários trechos da planície. Esta subsidência afeta o próprio leito do rio Amazonas que está abaixo do nível marinho.

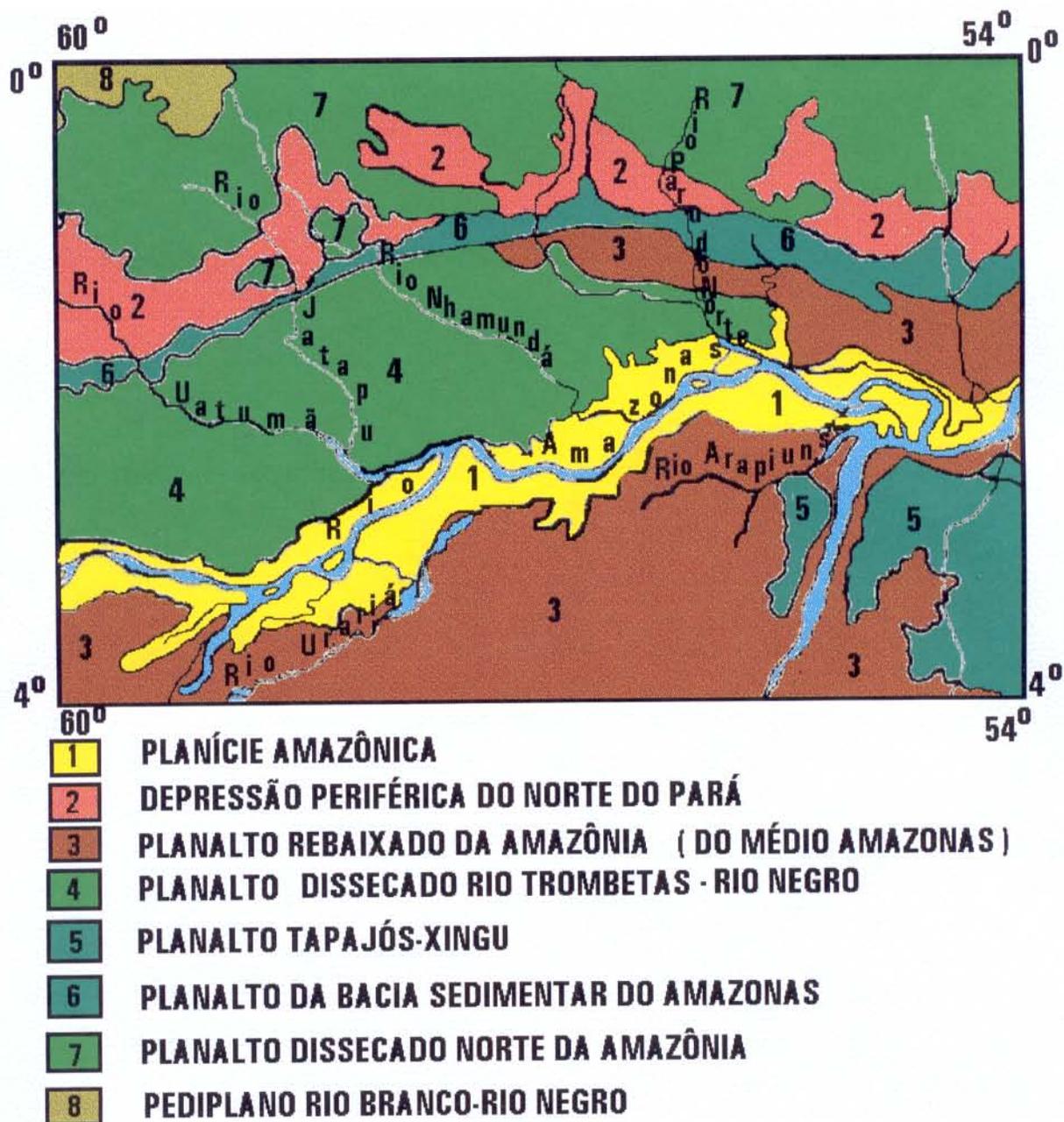


Figura 6. Mapa das unidades morfo-estruturais da folha Santarém (adaptado de NASCIMENTO et al., 1976).

Na Folha Belém, BARBOSA et al. (1974) descreveram as características geomorfológicas de cada uma das sete unidades identificadas, a saber: Planalto Setentrional Pará-Maranhão; Planalto Tapajós-Xingu, Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas, Planalto Rebaixado da Amazônia (do Baixo Amazonas); Depressão Periférica do Sul do Pará e do Norte do Pará; e a Planície Amazônica (Figura 7).

Os principais resultados alcançados por BARBOSA et al. (op. cit.) são os seguintes: 1. a gênese do relevo deu-se no Cenozóico, apesar de efeitos tectônicos da reativação Wealdeniana terem se prolongado também durante o Terciário e até mesmo no Quaternário. 2. as influências tectônicas são assinaladas pelos efeitos geomorfológicos criados na evolução do relevo; 3. a confirmação da existência de depressões periféricas nas regiões sul e norte do Pará, bordejando, as formações terciárias e paleozóicas e datadas como pós-pleistocênicas. Os processos de eversão são ressaltados nestas depressões. Os níveis de aplainamento já constatados anteriormente foram confirmados, bem como a existência de um nível pós-Barreiras. 4. os depósitos correlativos destes aplainamentos são discutidos dentro da estratigrafia cenozóica da fossa de Marajó; e 5. os complexos problemas da hidrografia amazônica foram explicados e com a evolução geomorfológica da foz do Amazonas, da feição estuarina e da gênese da Ilha de Marajó, foram relacionados a subsidência, à transgressão Flandriana e aos mecanismos específicos da drenagem amazônica.

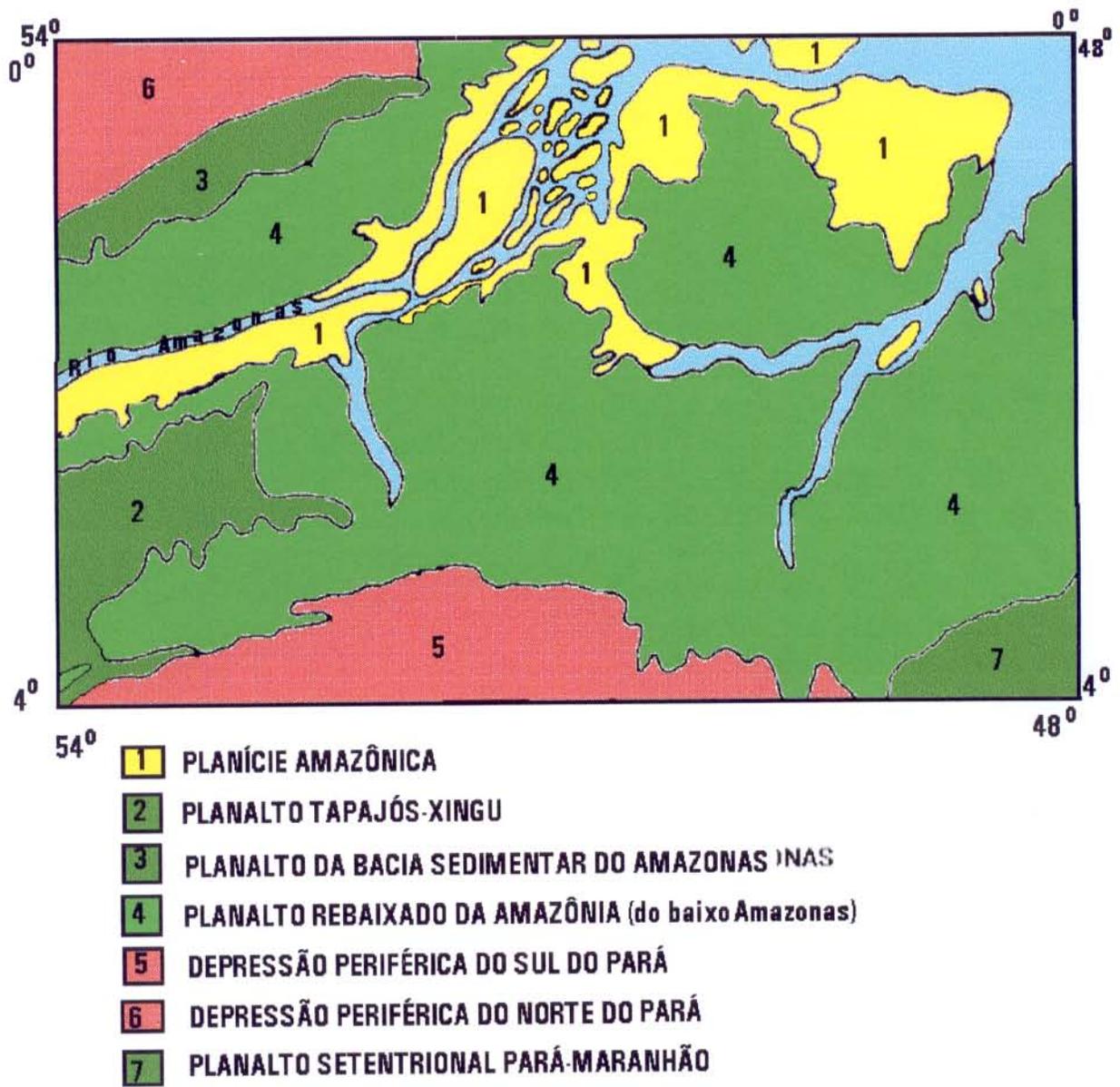


Figura 7. Mapa das unidades morfo-estruturais da folha Belém (Adaptado de BARBOSA et al. 1974).

Na folha Macapá são sintetizadas as principais características geomorfológicas da área mapeada por BOAVENTURA & NARITA (1974) , dando destaque aos processos de pediplanação, influências litológicas, estruturais e morfoclimáticas. A análise da gênese do relevo feita por esses autores ressalta as duas fases de pediplanação e seus respectivos depósitos correlativos, e também mostra a influência da Transgressão Flandriana na evolução do litoral, caracterizando áreas de sedimentação flúvio-marinha, com destaque para as áreas de colmatagem a W do Cabo Norte e formação de restingas na parte setentrional da planície.

De acordo com BOAVENTURA & NARITA (op cit) existem as seguintes unidades morfo-estruturais nessa área: Planalto Rebaixado da Amazônia; Depressão Periférica do Norte do Pará; Planaltos Residuais do Amapá; Colinas do Amapá; e Planície Flúvio-Marinha Macapá-Oiapoque (Figura 8).

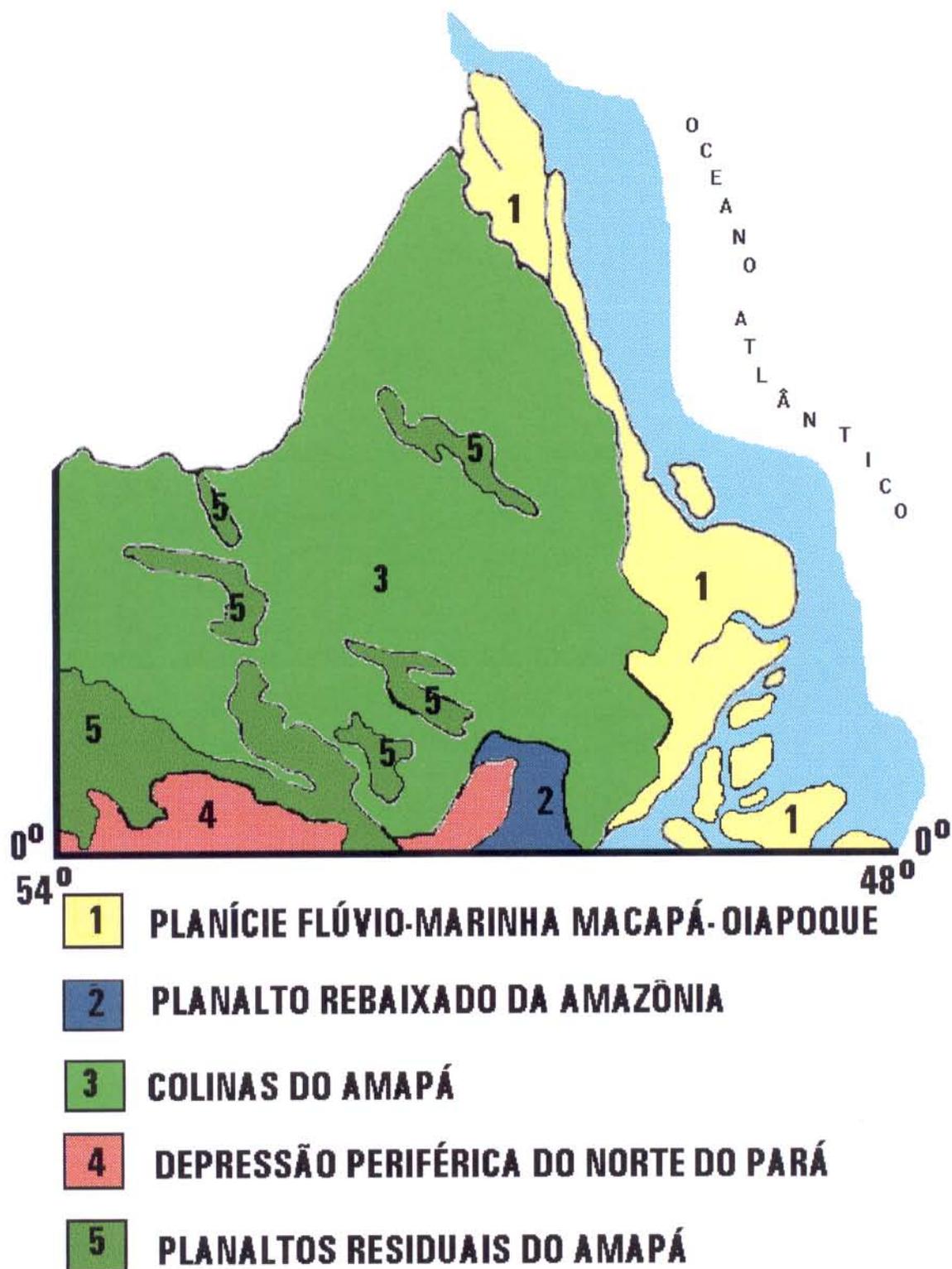


Figura 8. Mapa das unidades morfo-estruturais da folha Macapá (adaptado de BOAVENTURA & NARITA, 1974).

Uma outra linha de compartimentação do relevo deve-se à Fundação IBGE que, desde o GUERRA (1959), integra e tenta discutir a literatura existente sobre o modelado amazônico. Sob esta égide acrescenta-se os quadros geomorfológicos de MOREIRA (1977), os quais estão calcados nas macro-estruturas das bacias sedimentares e dos escudos cristalinos, constituindo o domínio litorâneo uma outra unidade menor.

Desta forma, MOREIRA (op. cit.), caracteriza os seguintes quadros: a planície amazônica (planície de inundação e terras firmes); os escudos cristalinos; e o litoral amazônico (o litoral amapaense, o golfo amazônico ou marajoara e o leste paraense). Sob o ponto de vista morfogenético, a autora admite que os processos atuantes no modelado amazônico ainda são praticamente desconhecidos, mas destaca a preponderância da meteorização química e o papel do escoamento na remoção, transporte e deposição dos mantos alterados.

A atualização dessa abordagem temática deve-se a GATTO (1991) que apresenta uma descrição sucinta do relevo na Região Norte, não se preocupando, contudo, em detalhar aspectos genéticos e evolutivos. O relevo está estritamente relacionado aos principais traços estruturais da geologia regional, onde se destacam a bacia paleozóica do Amazonas e os grandes blocos constituídos basicamente de rochas cristalinas integrantes dos Escudos do Brasil Central e das Guianas, dispostos, respectivamente, ao sul e ao norte da bacia sedimentar. Assim, as unidades de relevo foram agrupadas em três grandes conjuntos morfológicos por esse autor: Planaltos, Depressões e Planícies (Figura 9).

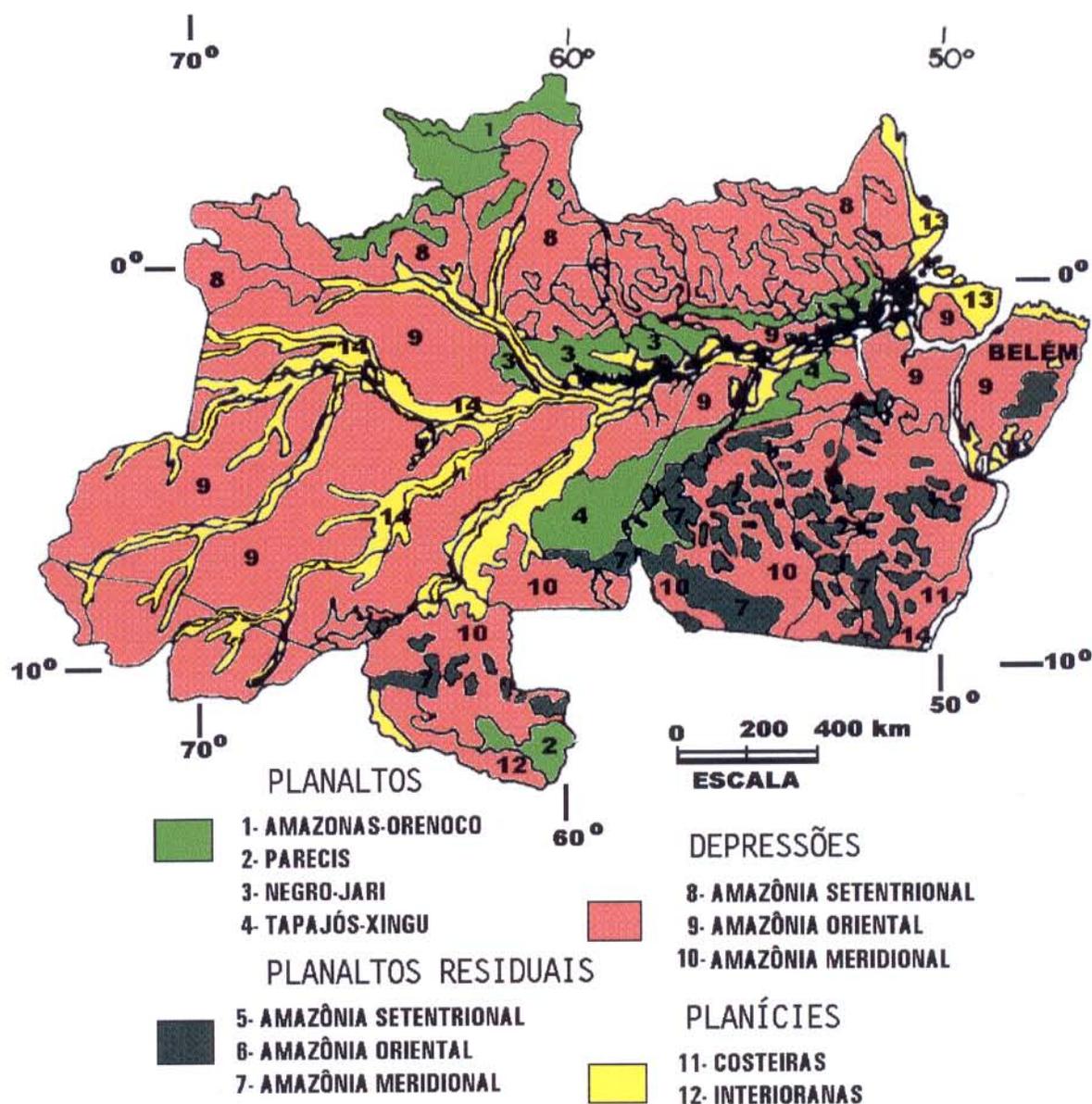


Figura 9. Mapa das unidades de relevo da Região Norte (GATTO, 1991).

Após a fase dos trabalhos de geomorfologia regional, desenvolveram-se investigações direcionadas para o controle estrutural da drenagem e do relevo, principalmente na bacia do Solimões. Com esse enfoque sobressaem-se os trabalhos de HOWARD (1967), que interpretou várias anomalias de drenagem na região de Manaus, e de CUNHA (1982), que sugere que os alinhamentos e os elementos anômalos da hidrografia visíveis em terrenos terciários devem refletir estruturas recentes ou recentemente reativadas. Essa linha de investigação também foi

perseguida por LIMA (1988) com a síntese de lineamentos na região abrangida pela bacia hidrográfica do Rio Solimões; e Franzinelli & Igreja apud FRANZINELLI & IGREJA (1990) estabelecendo a região do baixo Rio Negro como exemplo didático de lineamento ativo na Amazônia Oriental.

Em verdade, na busca do entendimento da instalação da rede de drenagem tentativas de explicar o controle tectônico-estrutural da bacia hidrográfica do Rio Amazonas vêm sendo feitas desde o século passado, via de regra, acompanhando os modelos geológicos, ou seja, a tectônica global vigente no momento. É neste contexto, que se pretende contribuir para a evolução morfotectônica, visto que as hipóteses de evolução do relevo e drenagem na bacia amazônica entre outros aspectos geomorfológicos, não refletem os fundamentos geológicos disponíveis, ou ainda, apresentam-se na literatura de maneira incompleta e, por vezes, inadequada. BEMERGUY & COSTA (1991) esboçaram a evolução paleogeográfica da área compreendida pela bacia hidrográfica Amazônica em território brasileiro, e parte da Araguaia-Tocantins. Esse trabalho, e outros (BEMERGUY et al., 1995; BORGES et al., 1995a, b; COSTA, 1996, COSTA et al., no prelo; FERREIRA JÚNIOR et al., 1966) em consonância com os resultados das últimas investigações neotectônicas na Amazônia (COSTA et al., op. cit.), demonstraram que a discussão de qualquer modelo de evolução do relevo e da rede de drenagem deve passar necessariamente pela interface geomorfologia - geologia estrutural. Essa concepção foi aplicada nesta tese e os resultados são discutidos no capítulo 7.

4. NATUREZA DO EMBASAMENTO DO QUADRO NEOTECTÔNICO DA AMAZONIA

Grande parte da Região Amazônica foi descrita por ALMEIDA (1967) como uma área cratônica (Cráton Amazônico), estável durante o Ciclo Brasileiro, formada por gnaisses e rochas supracrustais do Arqueano, e por coberturas vulcânicas e sedimentares, e corpos graníticos do Meso-proterozóico, sobre a qual se instalaram as bacias do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico. Essa área foi dividida por ALMEIDA et al. (1977) em províncias estruturais denominadas Rio Branco, Tapajós, Amazônica e Costeira e Margem Continental (Figura 10); as províncias Rio Branco e Tapajós compreendem principalmente rochas pré-cambrianas (complexos gnáissicos e coberturas plataformais) e as demais incluem unidades vulcânicas e sedimentares do Fanerozóico e isentas de deformação.

No âmbito do embasamento do Cráton Amazônico ou das províncias Rio Branco e Tapajós, CORDANI et al. (1979) e CORDANI & BRITO NEVES (1982), baseados em dados geocronológicos e nos resultados dos mapeamentos geológicos executados pelo Projeto Radam (LIMA et al., 1974; ISSLER et al., 1974; SILVA et al., 1974, 1976 e 1980; OLIVEIRA et al., 1975; SANTOS et al., 1975; MONTALVÃO et al., 1975; ARAÚJO et al., 1976, 1978; PINHEIRO et al., 1976; DEL'ARCO et al., 1977; BARROS et al., 1977; FERNANDES et al., 1977; LOURENÇO et al., 1978; LEAL et al., 1978; e CUNHA et al., 1981) reconheceram, de leste para oeste, as seguintes províncias: Maroni-Itacaiunas, Amazônia Central e Rio Negro-Juruena, além do cinturão Rondoniano no extremo sudoeste. As províncias geocronológico-estruturais Maroni-Itacaiunas e Rio Negro-Juruena foram interpretadas como cinturões móveis orientados na direção NW-SE e ligados à evolução de ciclos geodinâmicos no Paleo-proterozóico (Ciclo Transamazônico 2.100 Ma) e Meso-proterozóico (1.730 a 1.400 Ma), respectivamente. A Província Amazônica Central foi descrita como uma área com tendência a cratonização desde o Paleo-proterozóico. O Cinturão Rondoniano, orientado também na direção NW-SE, desenvolveu-se durante a atuação de um outro evento geodinâmico entre 1.400 e 1.100 Ma. TEIXEIRA et al. (1989) procederam à revisão das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico acrescentando em relação à classificação anterior a província Sunsas e denominando o Cinturão Rondoniano de Província (Figura 11).

No início da década de 80 começaram a ser reconhecidos também no contexto do embasamento do Cráton Amazônico, os cinturões de alto grau metamórfico e os núcleos granito-

"greenstone". LIMA (1982) mostrou a distribuição dos cinturões de alto grau metamórfico (cinturões granulíticos) na Amazônia Ocidental, mas na parte oriental da Amazônia, nos estados do Pará e Amapá, já eram conhecidas as orientações de cinturões semelhantes desde os trabalhos de SILVA et al. (1974) e JORGE JOÃO et al. (1978, 1979), dentre outros. HIRATA et al. (1982) caracterizaram um núcleo granito-"greenstone" na região sudeste do Estado do Pará e havia indicações de outros nas regiões de Jacareacanga (MELO et al., 1980) e Porto Velho-Abunã (ADAMY, 1990). Com esse enfoque, e considerando a interpretação de dados geofísicos em escala regional, HASUI et al. (1984) reconheceram vários blocos crustais constituídos internamente por terrenos granito-"greenstone" e limitados por cinturões de alto grau metamórfico ou cinturões granulíticos. A Figura 12 mostra, os elementos estruturais fundamentais do embasamento do Cráton Amazônico, os quais tiveram papel importante no desenvolvimento de outras estruturas através do Proterozóico e Fanerozóico, conforme será discutido adiante. Neste sentido, é oportuno destacar, no contexto da área que interessa a esta tese, a presença dos cinturões Madeira e Baixo Amazonas orientados na direção ENE-WSW e segmentados por descontinuidades NW-SE, abaixo dos sedimentos que preenchem as bacias do Solimões, Amazonas e Marajó. Esse panorama geotectônico é atribuído ao final do Arqueano por HASUI et al. (1984).

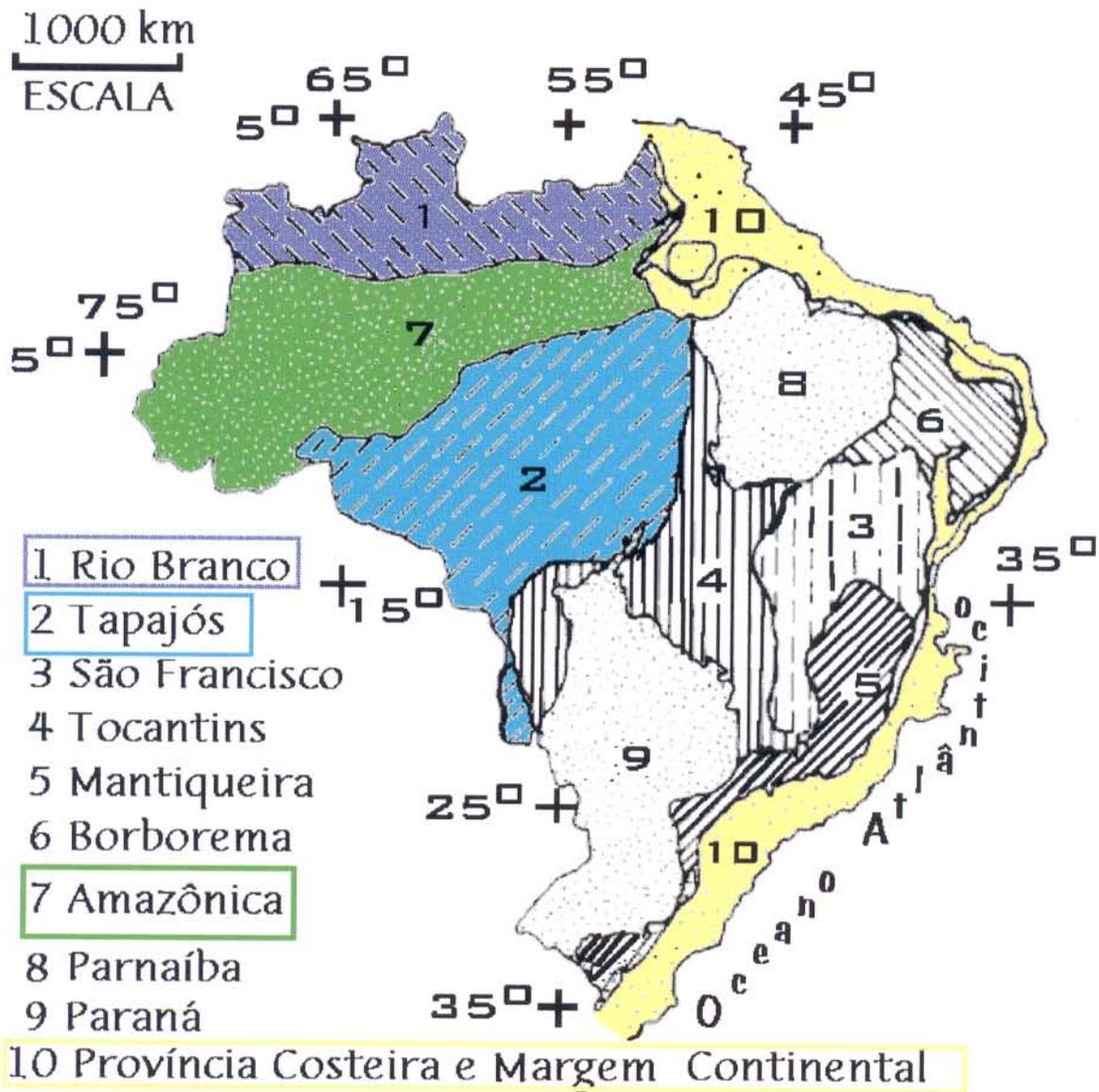


Figura 10. Províncias estruturais do Brasil (ALMEIDA et al., 1977).

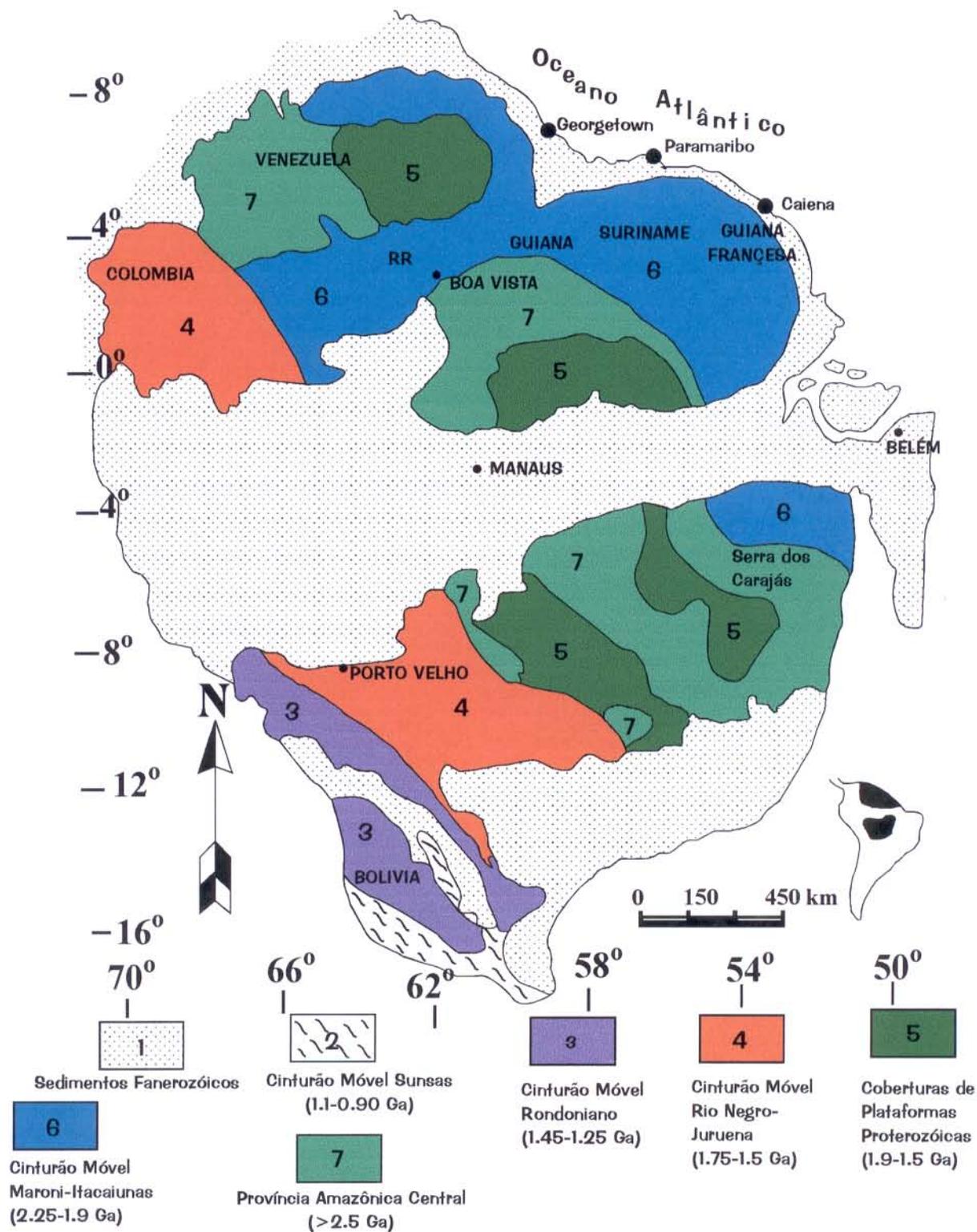


Figura 11. Revisão das províncias geológicas do Cráton Amazônico (TEIXEIRA et al. 1989).

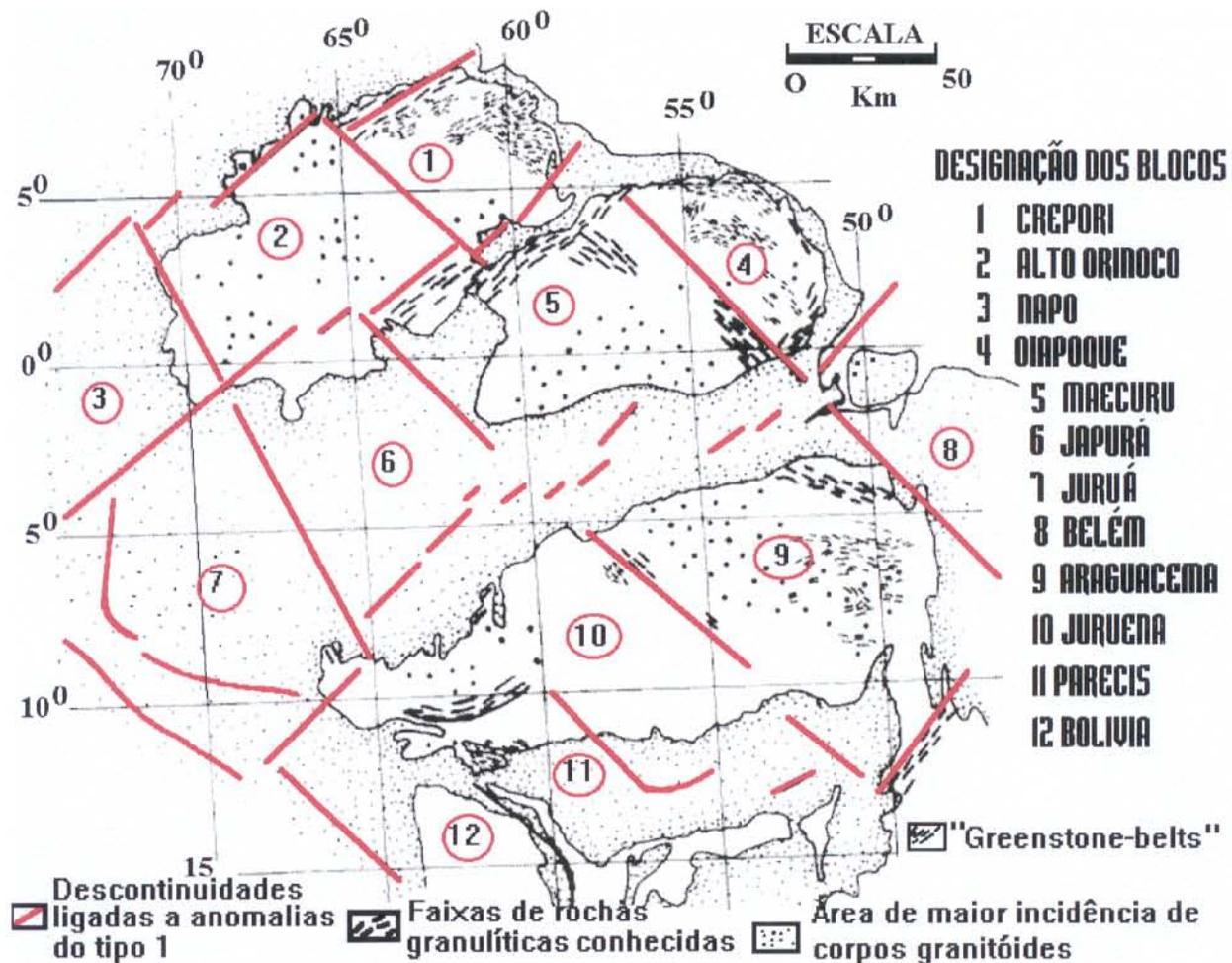


Figura 12. Os blocos crustais da Região Amazônica (HASUI et al. 1984).

Os cinturões de alto grau são caracterizados estruturalmente por tramas planares miloníticas que adquirem penetratividade nas áreas de contato entre as principais unidades litológicas e definem cavalgamentos dúcteis, os quais compõem sistemas imbricados frontais e oblíquos. Aos sistemas imbricados oblíquos associam-se zonas de cisalhamento transcorrentes, ao longo das quais existem estruturas transpressivas. Há também zonas de cisalhamento transcorrentes que funcionaram como rampas laterais (ARAÚJO et al., 1988; COSTA et al., 1991a; COSTA & HASUI, 1991; HASUI et al., 1993; COSTA et al., 1995a; dentre outros). Os terrenos granito-“greenstone” são dominados por feixes de zonas de cisalhamento transcorrentes, orientadas em várias direções e concentradas no domínio das faixas de rochas supracrustais (COSTA & HASUI, op cit; COSTA et al, op cit).

Tanto nos cinturões de alto grau como nos terrenos granito - "greenstone" as zonas de cisalhamento são interpretadas como estruturas que se ligam a planos de descolamento na crosta inferior e na interface crosta - manto, e que compõem a arquitetura fundamental de extensos segmentos crustais da Região Amazônica (HASUI et al., 1993; COSTA & HASUI, 1991). Muitas dessas estruturas constituem zonas de fraqueza crônicas que foram reativadas através do tempo geológico (HASUI, 1990; COSTA & HASUI, op. cit.).

As coberturas vulcânicas e sedimentares do Cráton Amazônico foram interpretadas por MONTALVÃO et al. (1984) como decorrentes do desenvolvimento de bacias, que evoluíram através das seguintes etapas: individualização de riftes com adelgaçamento crustal, abatimento de blocos em decorrência de falhas de altos mergulhos e manifestações magmáticas; formação de sinéclises caracterizada por subsidência lenta afetando os riftes e vastas áreas adjacentes; e subsidência muito lenta no estágio final de evolução de algumas bacias. Contudo, os elementos estruturais que controlaram o desenvolvimento das bacias e a caracterização do regime extensional do Meso -proterozóico só foram discutidos nos trabalhos de COSTA et al. (1991b, 1991c) e COSTA & HASUI (1992), resultando na individualização de dois compartimentos estruturalmente distintos, e denominados Ocidental e Oriental (Figura 13).

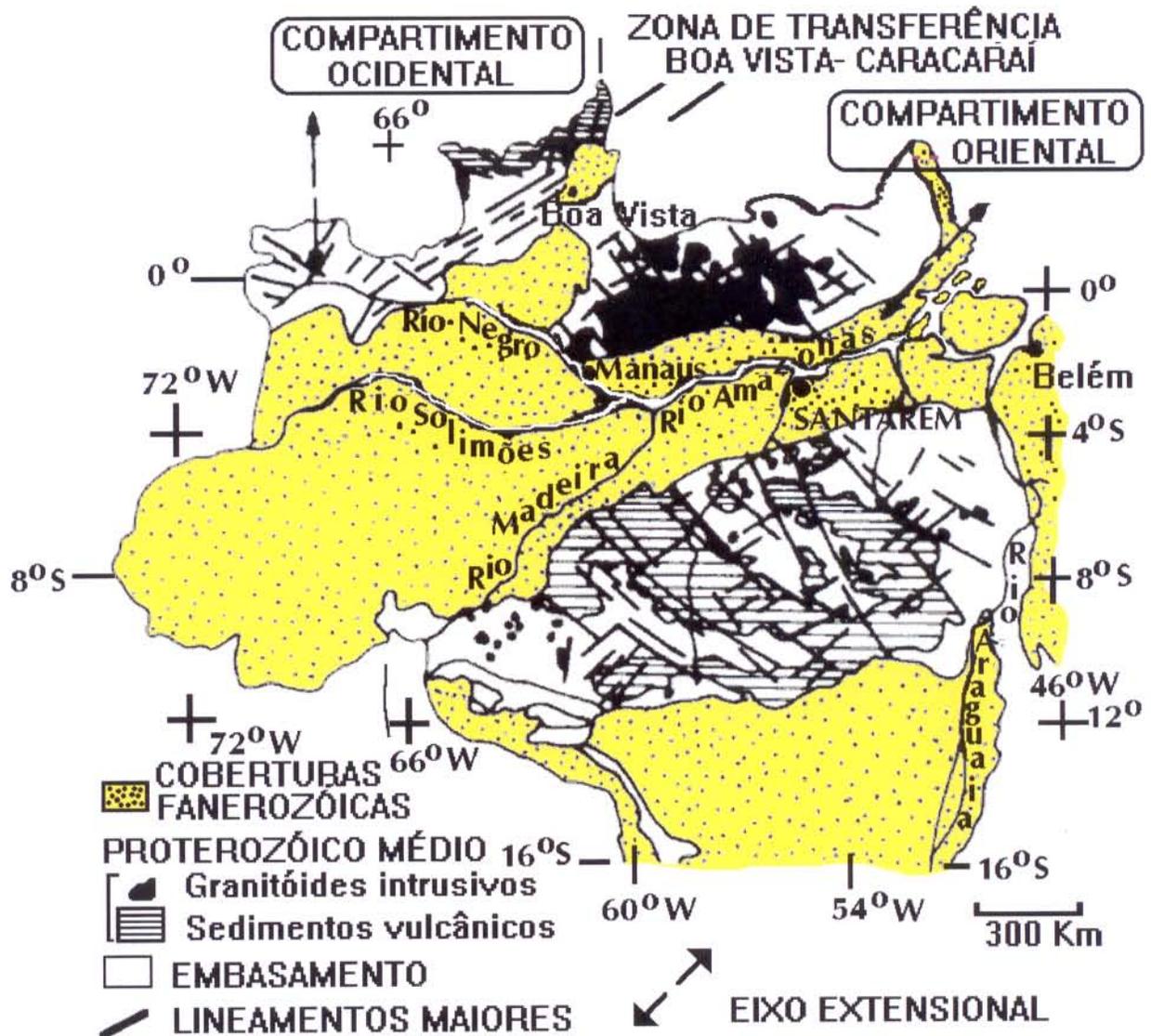


Figura 13. Compartimentação estrutural do Meso-proterozóico (COSTA & HASUI, 1992).

O Compartimento Ocidental, englobando as partes norte e noroeste respectivamente, dos Estados de Roraima e Amazonas, é formado por vários grábens e hemigrábens preenchidos por rochas vulcânicas e sedimentares, e limitadas por falhas normais de direção E-W, as quais são seccionadas por falhas transcorrentes de direção N-S. Na Bacia de Roraima, COSTA et al. (1991c) descreveram também estruturas compressivas, tais como falhas inversas orientadas na direção E-W e dobras métricas a quilométricas, entendidas como decorrentes do episódio de inversão positiva fraca a moderada que afetou extensas áreas desse compartimento. Quadro semelhante foi descrito por FRAGA et al. (1994) na Bacia Surumu. Recentemente, COSTA & COSTA (1996a) demonstraram que as bacias que acolheram as rochas vulcânicas (Grupo Surumu)

no Estado de Roraima experimentaram taxas elevadas de compressão, resultando no desenvolvimento de zonas de cisalhamento de baixa temperatura que compõem sistemas imbricados de cavalgamentos.

O Compartimento oriental é separado do Compartimento Ocidental através da Zona Compartimental Boa Vista-Caracará de direção NE-SW, ocupa grandes áreas dos Estados do Pará, Amazonas e Rondônia, e compreende várias bacias alongadas na direção NW-SE, que guardam pacotes expressivos de rochas vulcânicas e sedimentares. Seus principais elementos estruturais são falhas normais NW-SE e falhas de transferência de direção NE-SW. Em algumas bacias, a exemplo do Gráben Cachimbo, há também registros de estruturas compressivas interpretadas por COSTA & HASUI (1992) como decorrentes de inversão positiva fraca.

A Zona Compartimental Boa Vista-Caracará desenvolveu-se a partir da reativação de zonas miloníticas do cinturão Guiana Central (COSTA & HASUI, op. cit.). Com esse enfoque, BEMERGUY & COSTA (1991) invocaram a possibilidade das estruturas dos cinturões Madeira e Baixo-Amazonas, situados abaixo das bacias do Solimões e Amazonas, terem sido reativadas no Meso-proterozóico como falhas transcorrentes similares àquelas que compõem a Zona Boa Vista-Caracará. Destaca-se também que grande parte das falhas normais do Compartimento Oriental segue a orientação geral dos cinturões Médio Tapajós e Central do Pará ou Itacaiunas, sugerindo que as estruturas miloníticas antigas foram reativadas no Meso-proterozóico.

As coberturas sedimentares paleozóicas acham-se guardadas nas bacias do Solimões e do Amazonas (Figura 14, ANEXO 1), que se desenvolveram a partir da atuação de um tensor extensional de direção NW-SE (COSTA et al., 1991b; COSTA & HASUI, 1991). Sobre a bacia do Amazonas, que abarca dois terços da área desta tese, destacam-se os seguintes trabalhos no âmbito do acervo mais atual: ANDRADE & CUNHA (1971) e CUNHA (1982), dentre outros, que discutiram a importância das estruturas pré-cambrianas na evolução da bacia, sobretudo os lineamentos de direção NW-SE; BAHIA & ABREU (1985), que relacionaram as anomalias gravimétricas positivas na área da bacia a frações de crosta oceânica, mas as informações estruturais discutidas por WANDERLEY FILHO (1991) indicam que o fator de estiramento da fase extensional é da ordem de 2, e, portanto, não se aproxima daquele esperado no estágio de oceanização; WANDERLEY FILHO (op. cit.) e WANDERLEY FILHO & COSTA (1991) que mostraram serem as principais estruturas da bacia representadas por prováveis falhas normais de direção NE-SW, as quais foram controladas pela orientação das zonas de cisalhamento do

Cinturão Médio Amazonas, e falhas de transferência de direção NW-SE, que evoluíram a partir da reativação das falhas normais do Meso-proterozóico e das zonas de cisalhamento dos cinturões Baixo Tapajós e Central do Pará ou Itacaiunas (Figura 15). Estes últimos autores discutiram também que o Arco de Purus funcionou como uma zona compartimental separando as bacias do Solimões e do Amazonas, assertiva confirmada por MAURO FILHO & EIRAS (1994) com o registro de canais terciários na Bacia do Solimões (Figura 16).

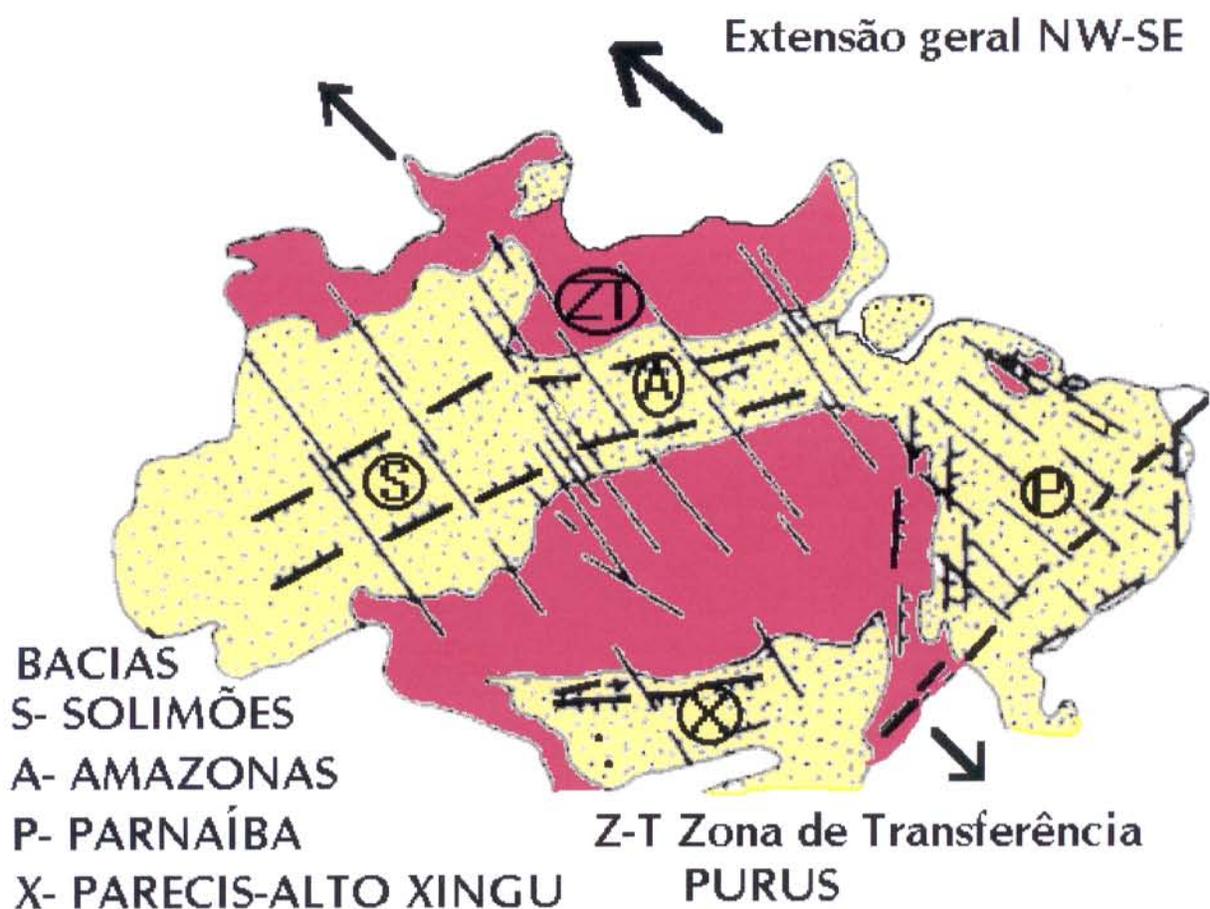


Figura 14. Estruturas do Ordoviciano-Triássico (COSTA & HASUI, 1991).

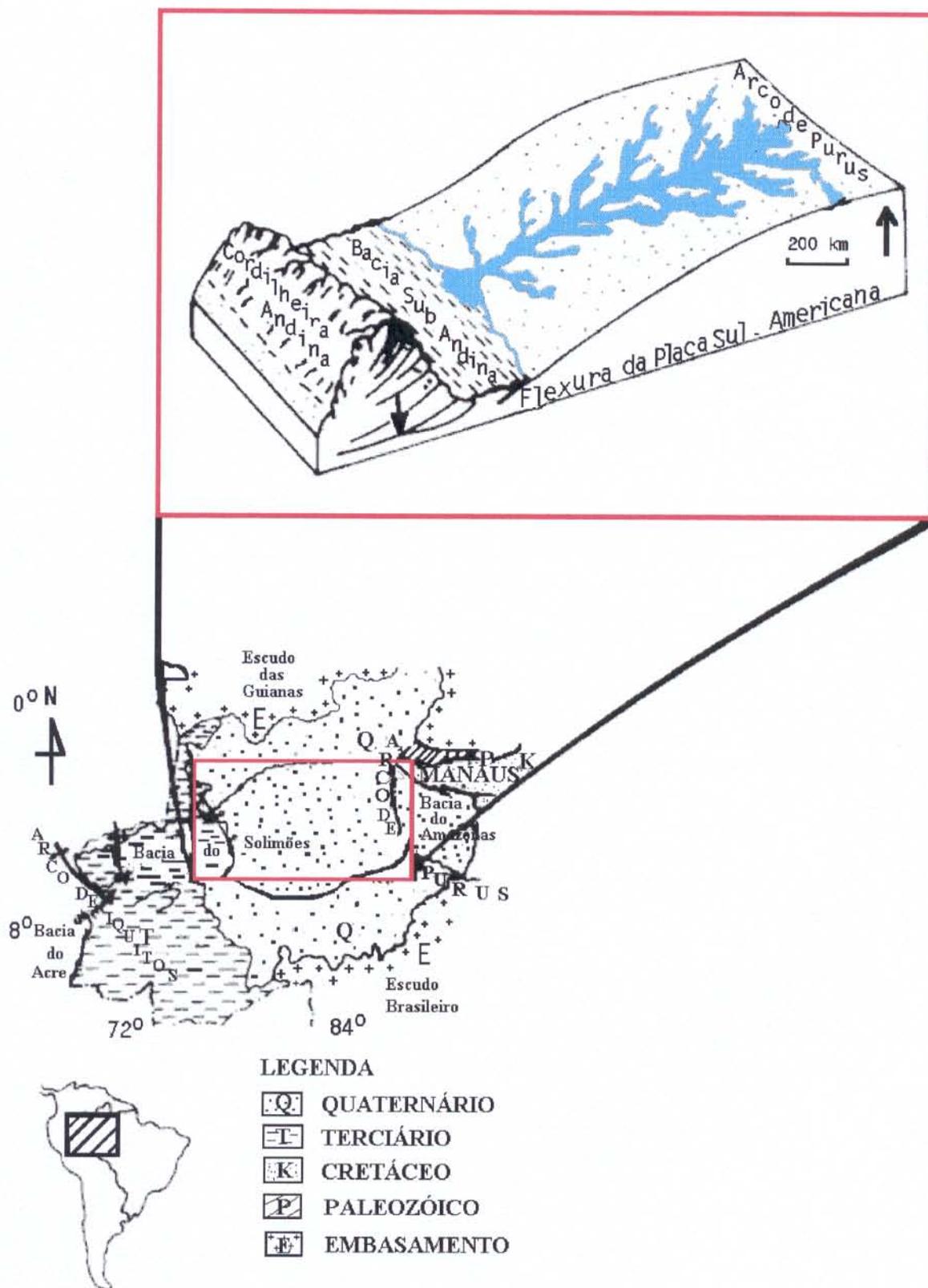


Figura 16. Situação geográfica e geológica da Bacia do Solimões e representação esquemática do controle geomórfico da flexura da Placa Sul-Americana na escavação de canais na Bacia do Solimões durante o Paleoceno (MAURO FILHO & EIRAS, 1994).

O quadro tectono-estrutural do Mesozóico, sobretudo da região da calha do Rio Amazonas, mereceu maior atenção neste capítulo em decorrência da sua importância natural para o desenvolvimento dos objetivos desta tese (ANEXO 1). Vários trabalhos enfocaram os elementos estruturais e discutiram aspectos relevantes da evolução tectônica, tais resultados são apresentados a seguir.

Os trabalhos mais recentes, com enfoque tectônico moderno, tentaram organizar no tempo os principais movimentos e abordar, em parte, a natureza do quadro cinemático. Nesse sentido, no âmbito da Bacia do Amazonas, CAMPOS & TEIXEIRA (1988) discutiram a evolução tectônica meso-cenozóica através das seguintes etapas: distensão E-W no Juro-Triássico, com magmatismo básico associado; compressão E-W e soergimento generalizado no Cretáceo Inferior; relaxamento dos esforços compressivos e conseqüente subsidência flexural no Cretáceo Superior; e esforços de natureza cisalhante no Terciário (Eoceno ?), gerando segmentos transpressivos e transtensivos.

O quadro geométrico-cinemático do Mesozóico da região Norte do Brasil e a influência das estruturas criadas no Pré- Cambriano e Paleozóico foram discutidos por COSTA et al. (1991d). Neste trabalho, definiram a existência de dois compartimentos tectônicos distintos em termos de cinemática e geometria das bacias: o compartimento oriental, a leste do Cinturão Araguaia, teve sua evolução vinculada a um eixo extensional ENE-WSW; e o compartimento ocidental evoluiu a partir da atuação de um eixo extensional NW-SE. A evolução meso-cenozóica da Bacia do Amazonas, a qual integra o Compartimento Ocidental de COSTA et al. (op. cit.), também foi abordada por WANDERLEY FILHO & COSTA (1991) e propuseram as seguintes etapas de evolução: movimentação extensional no final do Jurássico acompanhada pela percolação de expressivos volumes de diabásio; e propagação de falhas transcorrentes expressas por estruturas em flor positiva do Eocretáceo; movimentação extensional entre o Mesocretáceo e o Terciário traduzida pela deposição de sedimentos da Formação Alter do Chão; e desenvolvimento de falhas transcorrentes no Mesoterciário caracterizadas por segmentos compressivos nas regiões do médio e baixo Amazonas.

Na Bacia de Marajó, situada no compartimento oriental de COSTA et al. (op. cit.), VILLEGAS et al. (1992) mostraram que a evolução cinemática no Mesozóico envolveu os seguintes passos: formação de falhas normais NW-SE e falhas transcorrentes NE-SW e ENE-WSW; propagação de novas falhas normais em direção a nordeste acompanhada de

movimentação ao longo das falhas geradas na etapa anterior; desenvolvimento de sistemas de falhas normais antitéticas; e intensificação de movimentação ao longo das transcorrências NE-SW, a qual prossegue no Cenozóico (Figura 17).

Nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís, IGREJA et al. (1992) expressaram a evolução tectônica através das seguintes etapas: formação de sistemas imbricados sintéticos NW-SE e falhas de transferência NE-SW; progressão da movimentação ao longo das falhas mais antigas; e geração de novas falhas normais NW-SE no Terciário. AZEVEDO (1992) mostrou que a história de subsidência tectônica das bacias de Bragança - Viseu, São Luís e Ilha Nova foi moderadamente alta no Eo-Aptiano, decresceu durante o Albiano e cessou no Neo-Albiano/Eocenomaniano; com base nas curvas de subsidência tectônica sugeriu que o evento extensional, responsável pela formação das bacias, não foi acompanhado por estiramento subcrustal, não havendo modificação no campo termal.

Desse breve apanhado tectono-estrutural conclui-se que o embasamento do quadro neotectônico compreende vários segmentos crustais permeados e justapostos por zonas de cisalhamento (compressivas, distensivas e direcionais, e orientados em várias direções), muitas das quais foram reativadas durante a instalação das bacias paleozóicas e mesozóicas. Esse complexo arranjo de estruturas de diversos tipos teve importante participação no desenvolvimento do quadro neotectônico, conforme apresentado e discutido no capítulo 5.

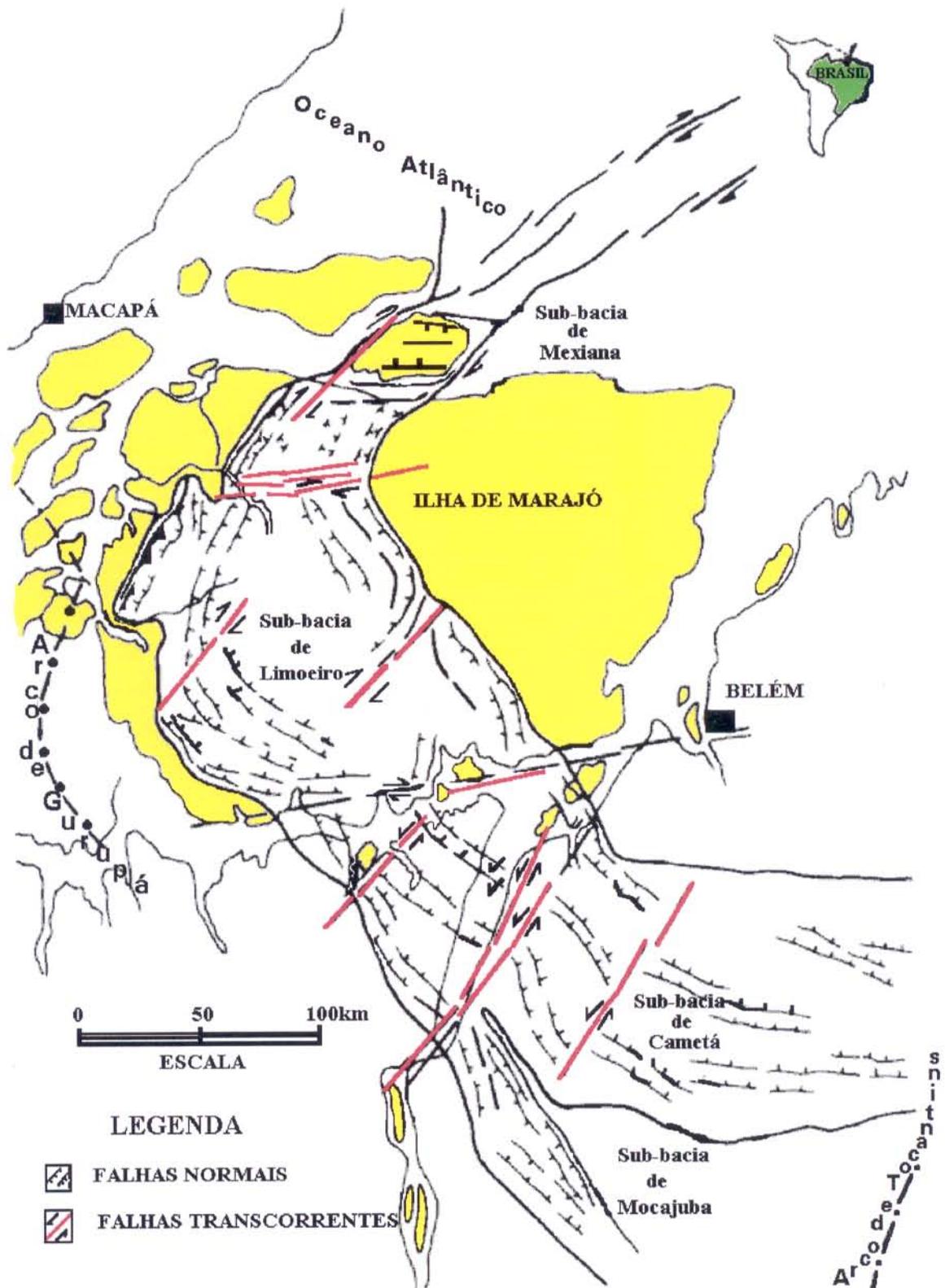


Figura 17. Mapa tectono-estrutural do rifte de Marajó (VILLEGAS et al., 1992).

5. O QUADRO NEOTECTÔNICO DA REGIÃO AMAZÔNICA

A abordagem sistemática do quadro neotectônico da região Amazônica começou com as investigações realizadas por pesquisadores do Centro de Geociências da UFPa a partir do início desta década, cujos principais resultados têm sido apontados por COSTA et al. (1993a,b; 1994; 1995a; 1996; no prelo), BORGES et al. (1995a, b), BEMERGUY et al. (1995 prelo) e FERREIRA JÚNIOR et al. (1996).

No entanto, os primeiros registros de deformações cenozóicas e mesmo atuais, acompanhados eventualmente por eventos de sismicidade, foram referidos por STERNBERG (1950) que sugeriu que os vales da planície amazônica poderiam ser tectônicos, a partir dos seguintes fatos:

- 1- a existência de extensos segmentos retilíneos de rios, os quais são, por vezes, notavelmente paralelos;
- 2- a presença de rios e suas dilatações lacustres ocupando vales que se quebram em ângulo reto;
- 3- a orientação da drenagem em terra firme e na várzea obedecendo as direções preferenciais NE-SW e NW-SE nas imediações da cidade de Manaus, devido à presença de falhas e fraturas nessas direções;
- 4- a intensa relação do fenômeno das “terras caídas” com planos de falhas.

Esses fatos foram atribuídos por STERNBERG (op. cit.) como decorrentes de tensões geradas na crosta por movimentos subsidentes impostos pela sobrecarga de sedimentos.

STERNBERG (1953) estendeu essa interpretação para toda a planície amazônica, ressaltou que os fenômenos sísmicos podem ser registrados com freqüência na Amazônia Brasileira e demonstrou que existem bons exemplos de padrões ortogonais de rios controlados por lineamentos de direções NE-SW e NW-SE, semelhantes aos verificados na região do baixo Rio Negro. O autor indicou ainda uma extensa zona de falha na região da Ilha de Tupinambarana, controlando o traçado dos rios principais (Figura 18) e destacou a importância da investigação dessas falhas em subsuperfície, conforme revelado pelos levantamentos do Conselho Nacional do Petróleo (CNP).

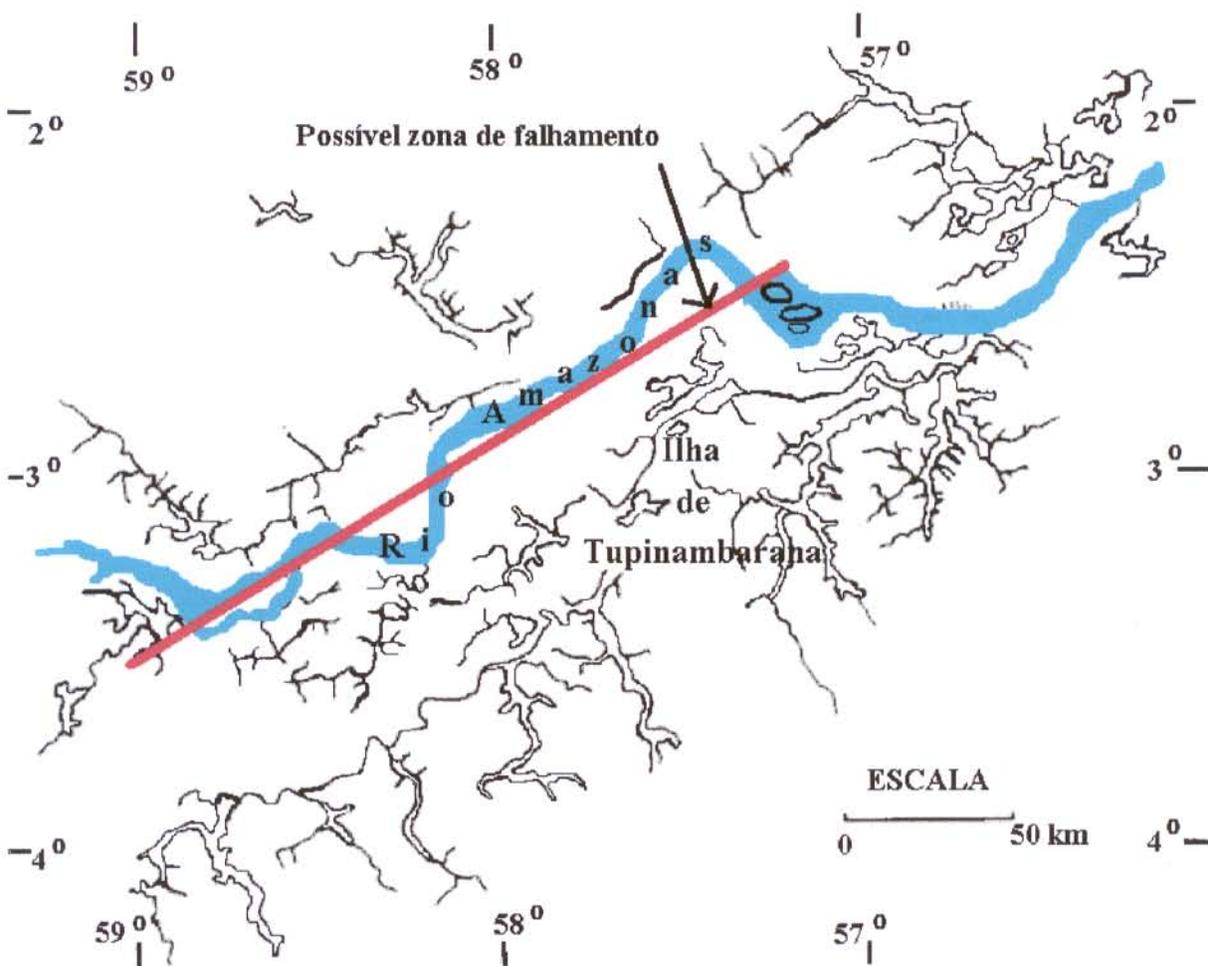


Figura 18. Região da Ilha de Tupinambarana (STERNBERG, 1953).

Essa linha de investigação, envolvendo o controle estrutural da rede drenagem, teve continuidade através dos trabalhos da Petrobrás, destacando-se àqueles divulgados por HOWARD (1967), CUNHA (1980; 1982; 1988; 1992) e MIRANDA (1984). Na década de 70, o Projeto Radam, depois Radambrasil, além de ter mostrado o efetivo controle estrutural na rede de drenagem, também fez algumas considerações neotectônicas durante a realização do mapeamento ao milionésimo das folhas que compreendem a Planície Amazônica, (BARBOSA et al., 1974; BOAVENTURA & NARITA, 1974; NASCIMENTO et al., 1976; FRANCO & MOREIRA 1977; MAURO et al., 1978; COSTA et al., 1978) e naquelas adjacentes que abrangem grande parte da bacia hidrográfica em território brasileiro (BOAVENTURA, 1974; COSTA & MELO, 1975;; FRANCO et al., 1975; VENTURA et al., 1975; MELO et al., 1976; NASCIMENTO &

PRATES, 1976; FRANCO & PRATES, 1977; OLIVEIRA et al., 1977; MELO et al. 1978; MELO & FRANCO, 1980; e MAMEDE et al., 1981)

Ainda com esse enfoque, IRIONDO & SUGUIO (1981) mostraram a influência da neotectônica na planície amazônica através de evidências geomorfológicas e compartimentaram a região da calha do Rio Amazonas em áreas subsidentes e elevadas (Figura 19) relacionadas a duas fases de evolução morfogenética (IRIONDO, 1982). A primeira fase, provavelmente do período meso-holocênico, é caracterizada por uma antiga planície de bancos, extensos depósitos de inundação e estuarinos; a mesma foi desenvolvida na seção superior, entre o limite peruano e Manaus. Os depósitos de inundação (planície de drenagem anterior) predominam entre Manaus e a foz do rio Trombetas, e os depósitos estuarinos, provavelmente de idade Flandriana, ocorrem a jusante da boca do Trombetas. A fase atual ou presente é caracterizada por uma grande planície de bancos ao longo do canal principal, desenvolvida desde o limite peruano até a região de Mexiana, cerca de 2.500 km.

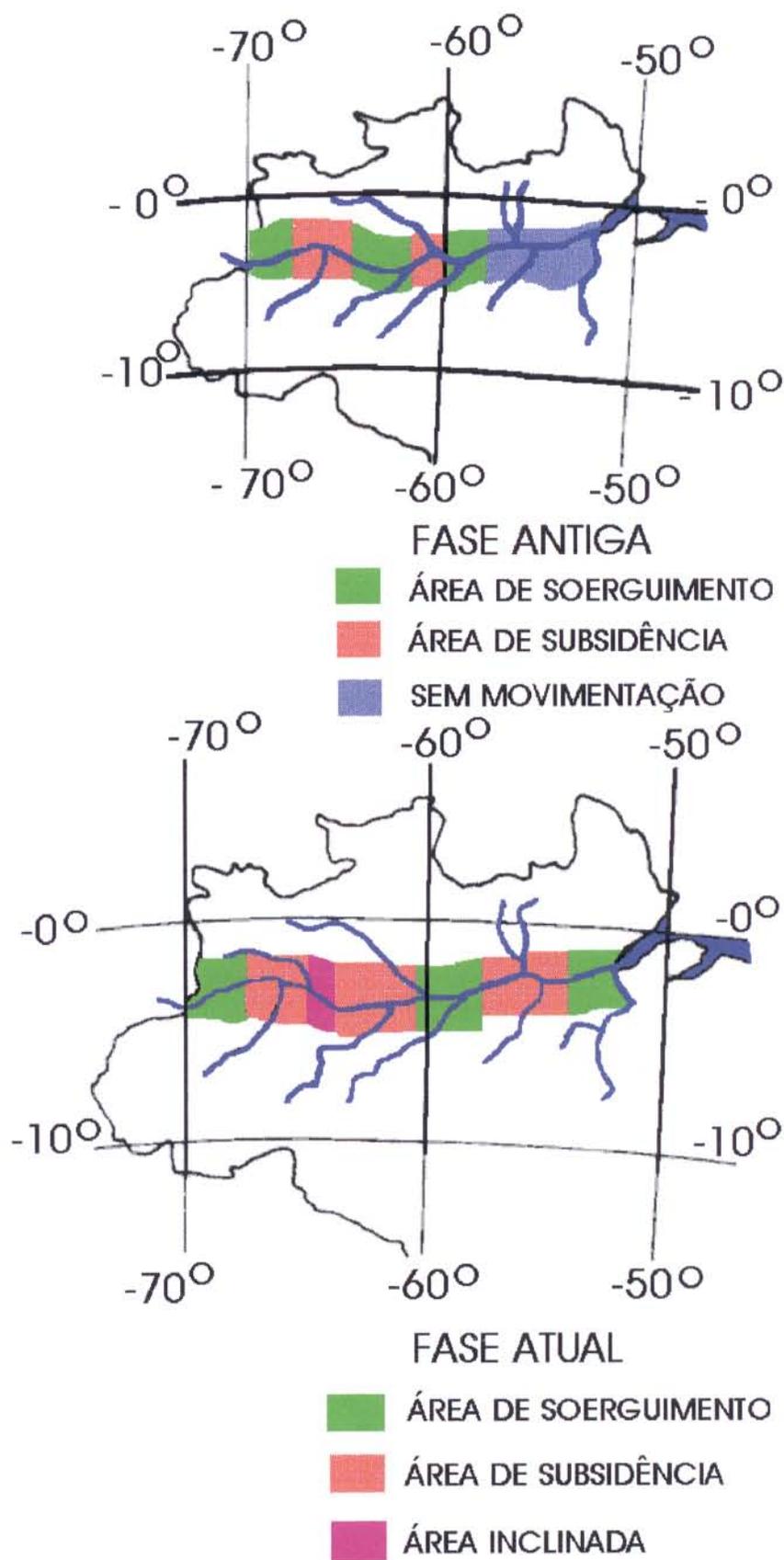


Figura 19. Áreas subsidentes e elevadas da Região Amazônica (IRIONDO & SUGUIO, 1981).

A relação dos alinhamentos de drenagem com os lineamentos estruturais foi estudada por LIMA (1988) na seqüência cenozóica Solimões, que em sua maioria mostra controle herdado do embasamento pré-cambriano, e mais moderado dos substratos paleozóico e cretáceo. Em termos quantitativos ele demonstrou que predominam os lineamentos orientados na direção NE-SW; os “trends’ E-W e N-S são assinalados como pouco freqüentes.

Igreja & Franzinelli apud FRANZINELLI & IGREJA (1990) relacionaram o lineamento do Rio Negro a causas neotectônicas, e da mesma forma, FRANZINELLI & PIUCI (1988) inferiram que os vales dos rios Preto da Eva, Urubu e Uatumã entre outros, são típicos de acondicionamento estruturais nas direções NW-SE e NE-SW; na calha meridional predominando NE-SW e na vertente norte com direção NW-SE, e quando comparados com a direção principal média do Amazonas, mostram a possibilidade de serem representadas por um modelo de elipsóide de tração e compressão, onde o esforço principal se localiza ao longo do eixo que drena o Rio Amazonas (Figura 20).

Sobre a morfologia e neotectonismo da região do Rio Amazonas, CUNHA (1992) verificou que o maior condicionamento morfológico é imposto por segmentos crustais que estão sendo movimentados verticalmente. Nesse sentido, destacou que o movimento subsidente favoreceu o desenvolvimento de domínios deposicionais (regiões entre os arcos de Purus e de Jutai e a oeste do Arco de Iquitos) e o movimento emergente promoveu a formação de domínios erosivos (regiões entre os arcos de Jutai e Iquitos e entre os arcos de Purus e de Gurupá). Enfatizou ainda que esses domínios podem ser identificados através de peculiaridades morfológicas dos seus cursos d'água, as quais são registradas por sensoriamento remoto; os alargamentos observados na planície de inundação do Rio Amazonas e nas desembocaduras de alguns de seus afluentes são decorrentes do deslocamento lateral de blocos falhados; e a boa expressividade morfológica das falhas é resultado das reativações recentemente induzidas pela atuação de esforços transpressivos.

As manifestações neotectônicas que afetaram a plataforma brasileira e a estruturação resultante são apresentadas por SAADI (1993), a partir de dados reunidos nas regiões norte (Bacia Amazônica), nordeste, sul e sudeste e centro-oeste. O esboço da tectônica cenozóica em nível de interpretação preliminar é mostrado na Figura 21.

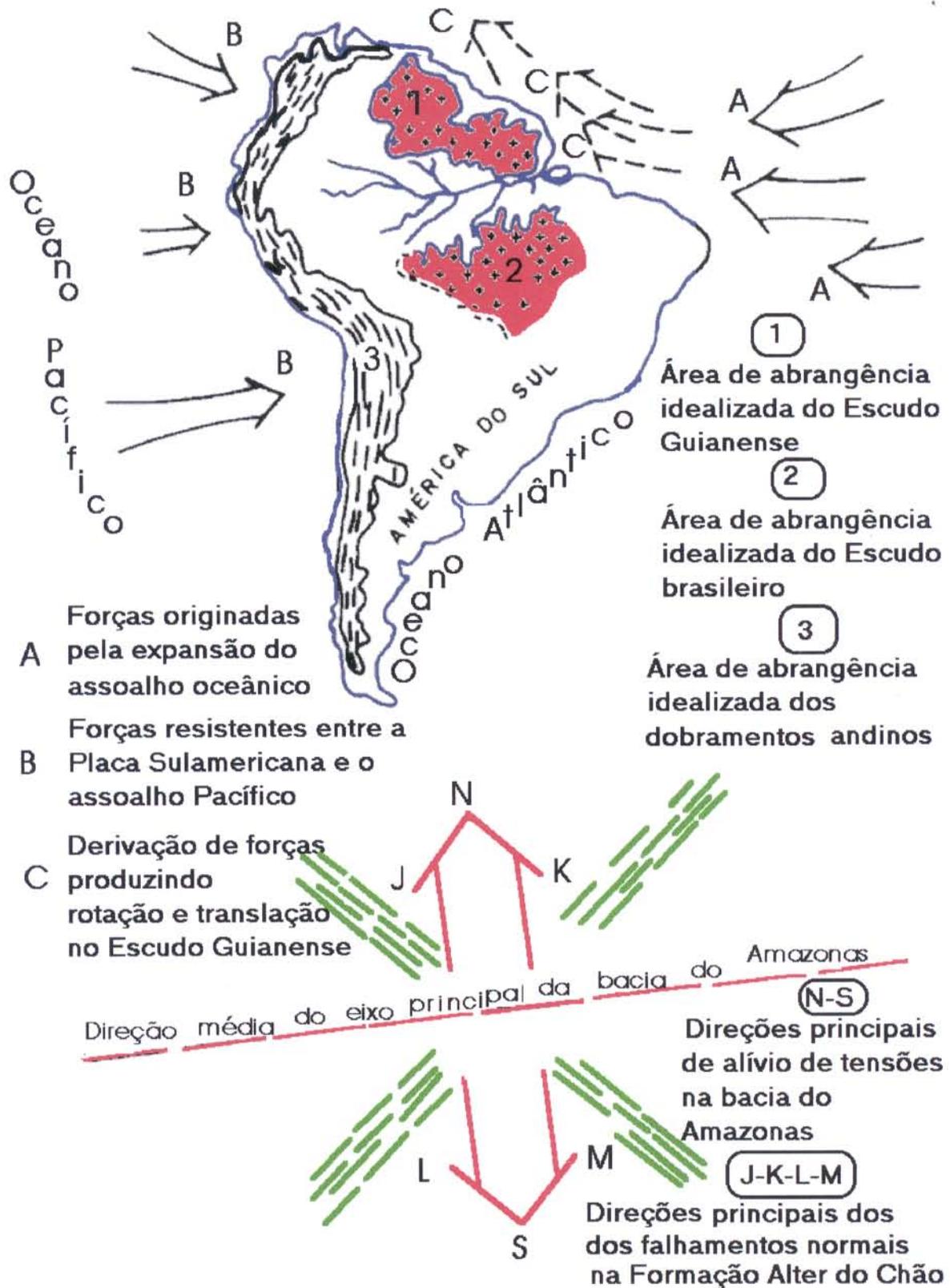


Figura 20. Modelo hipotético das principais direções de esforços (FRANZINELLI & PIUCI, 1988).



Figura 21. Esboço da tectônica cenozóica da Plataforma Brasileira (SAADI, 1993).

Uma referência fundamental para os estudos sistemáticos da neotectônica na Região Amazônica é o trabalho de TRAVASSOS & BARBOSA FILHO (1990) que, a partir da interpretação de linhas sísmicas, demonstraram a existência de dobras, falhas inversas e falhas transcorrentes dextrais afetando extensas áreas de ocorrência de sedimentos da Formação Alter do Chão na região do baixo Tapajós (Figura 22). Essas estruturas foram explicadas como decorrentes de esforços compressivos de direção E-W sobre discontinuidades preexistentes da faixa terciária.

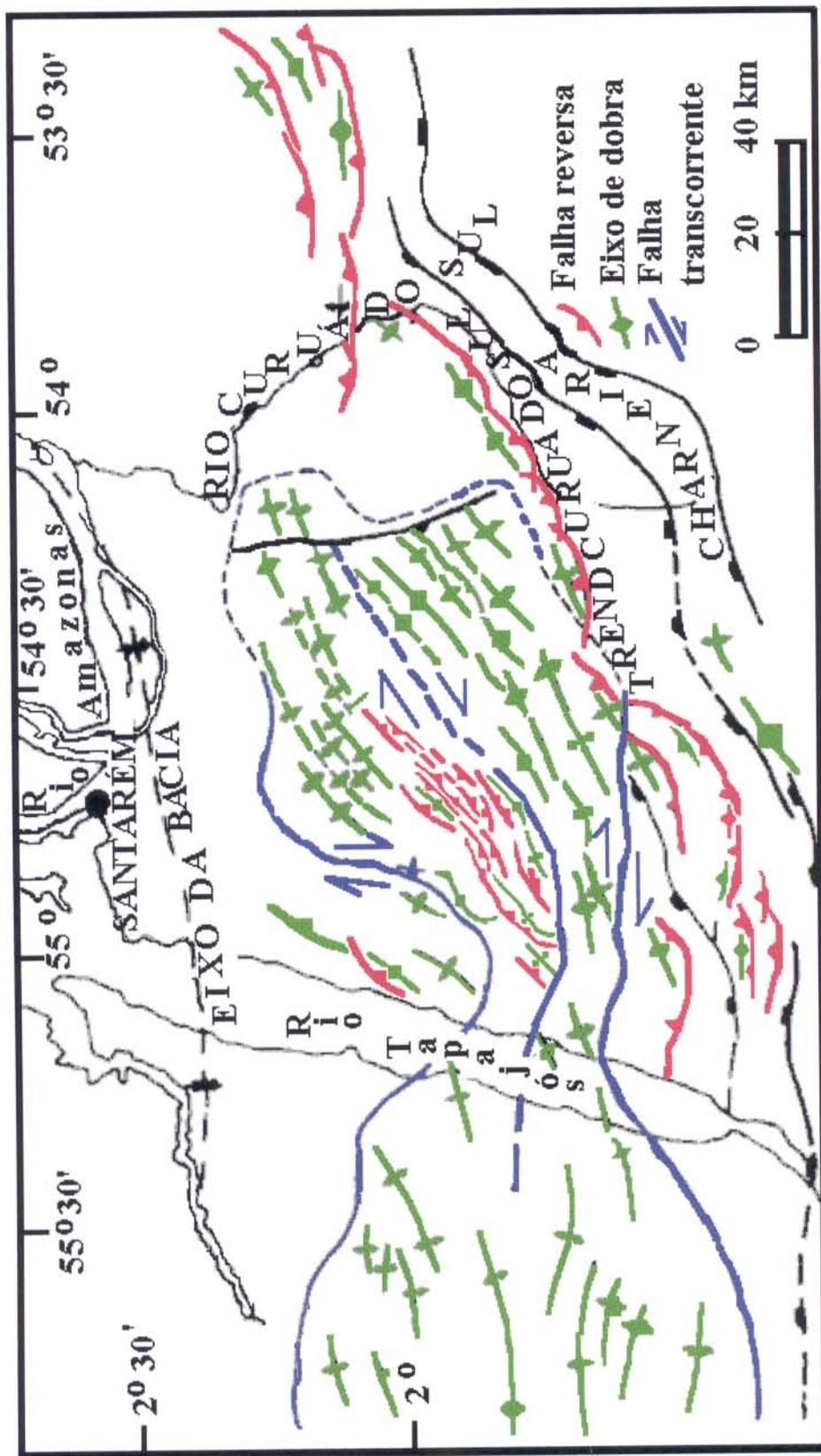


Figura 22. Arcabouço estrutural do Bloco Tapajós e adjacências, baseado em dados sísmicos de reflexão, e destacando-se os limites da faixa terciária. Notar o padrão em êncelona das falhas e dobras, e a presença de estruturas eocretáceas a sul e a leste da faixa (TRAVASSOS & BARBOSA FILHO, 1990).

A primeira tentativa no sentido de mostrar a evolução paleogeográfica a partir do Paleozóico Superior e a influência das estruturas meso-cenozóicas na evolução do sistema de drenagem da Amazônia foi apresentada por BEMERGUY & COSTA (1991). As principais conclusões alcançadas por esses autores são as seguintes: 1- no Paleozóico Superior o Arco de Purus, que separava as bacias sedimentares do Solimões e Amazonas, funcionou também como divisor de águas dos páleo-sistemas de drenagem (Figura 23). Essa interpretação é corroborada pela análise que considera o Arco de Purus como intimamente vinculado a uma zona compartimental de direção NW-SE e formada por falhas transcorrentes (WANDERLEY FILHO, 1991), ao longo das quais deve ter havido importantes deslocamentos verticais de blocos, resultando em forte gradiente morfológico nessa região. Adiciona-se ainda que a constituição litoestratigráfica do Paleozóico é sensivelmente diferente nas duas bacias (CAPUTO, 1985), reforçando a idéia da existência de um alto morfotectônico entre elas naquela época; 2- no final do Mesozóico, sobretudo no Cretáceo, o Arco de Purus voltou a funcionar como uma zona compartimental e permaneceu como divisor de paleobacias de drenagens provavelmente até o início do Terciário Inferior (Figura 24). Embora tenham sido individualizadas outras áreas elevadas nesse período (ex: arcos do Baixo Tapajós e de Gurupá), admitiram que o páleo-sistema de drenagem no trecho entre Manaus e Belém tinha fluxo em direção a ENE, ou seja, em direção à fossa de Marajó. Os páleo-sistemas de drenagem Araguaia e Tocantins devem ter sido implantados nesse período, no caso fortemente controlados pelas falhas normais submeridianas, que definem a borda oeste da bacia do Parnaíba no Mesozóico; 3- a partir do Terciário Inferior-Médio, com a implantação da Cadeia Orogênica Andina e a conseqüente inversão positiva das bacias mesozóicas do extremo oeste da Placa Sul Americana, houve uniformização do páleo-sistema de drenagem com fluxo geral em direção ao Oceano Atlântico (Figura 25). O páleo-sistema Araguaia- Tocantins se ligava ao páleo-sistema Amazonas que, por sua vez, interagiu com o oceano Atlântico através da zona de falhas transcorrentes que passa na região de Mexiana e adjacências, denominada de Zona Compartimental Arari por VILLEGAS et al. (1992); 4- a partir do Terciário Superior o paleosistema de drenagem foi reorganizado em função da propagação de novas falhas transcorrentes, sobretudo na direção E-W, e adquiriu um traçado muito semelhante ao atual (Figura 26). Conforme será discutido adiante, essas falhas transcorrentes tiveram papel fundamental na evolução da paisagem contemporânea da região Amazônica.

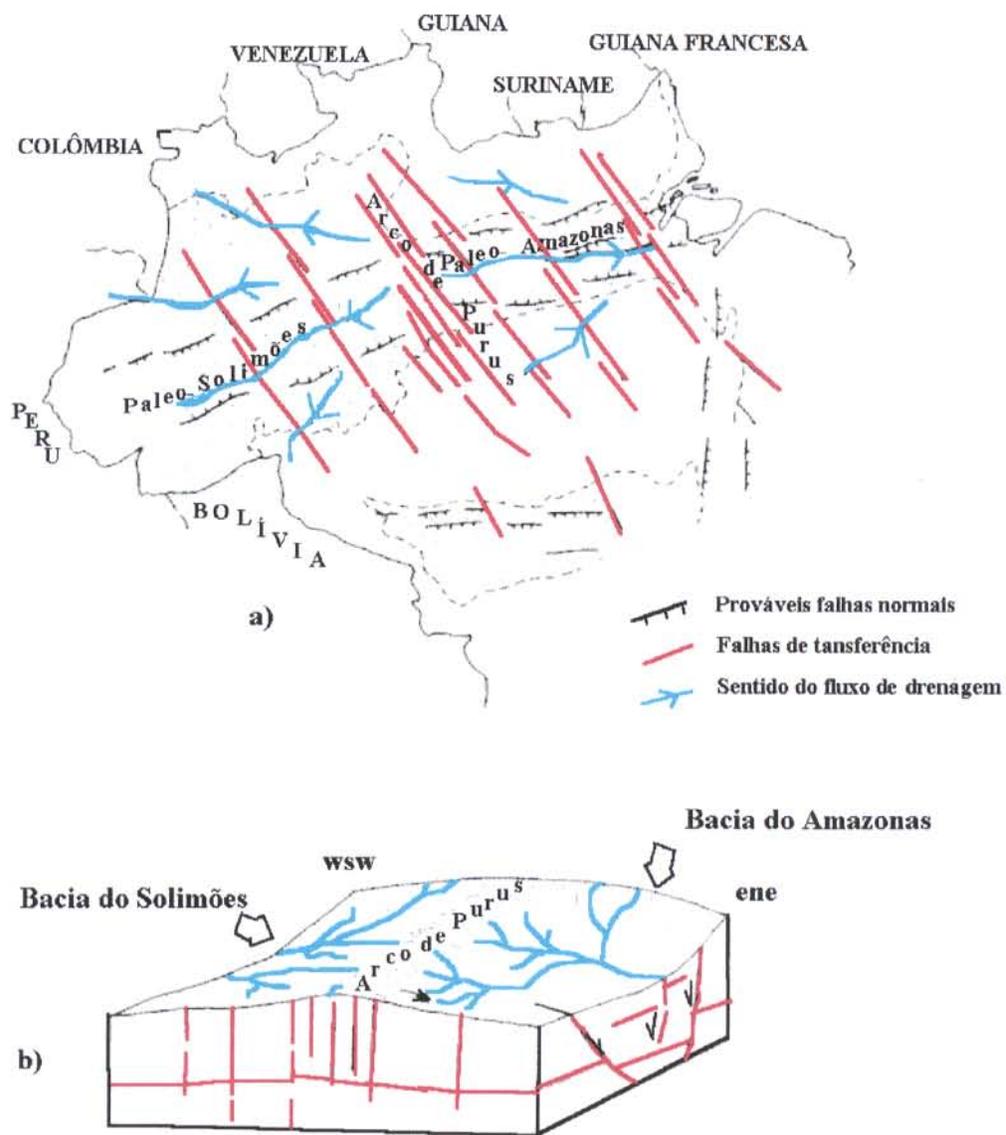


Figura 23 (a). Arcabouço tectono-estrutural do Paleozóico Superior e o provável arranjo do sistema de drenagem associado; o Arco de Purus funcionava como divisor de sistemas de drenagem discorrendo para nordeste e para sudeste; (b) Bloco-diagrama esquemático mostrando, de modo simplificado, o provável páleo-relevo do final do Paleozóico (BEMERGUY & COSTA, 1991).

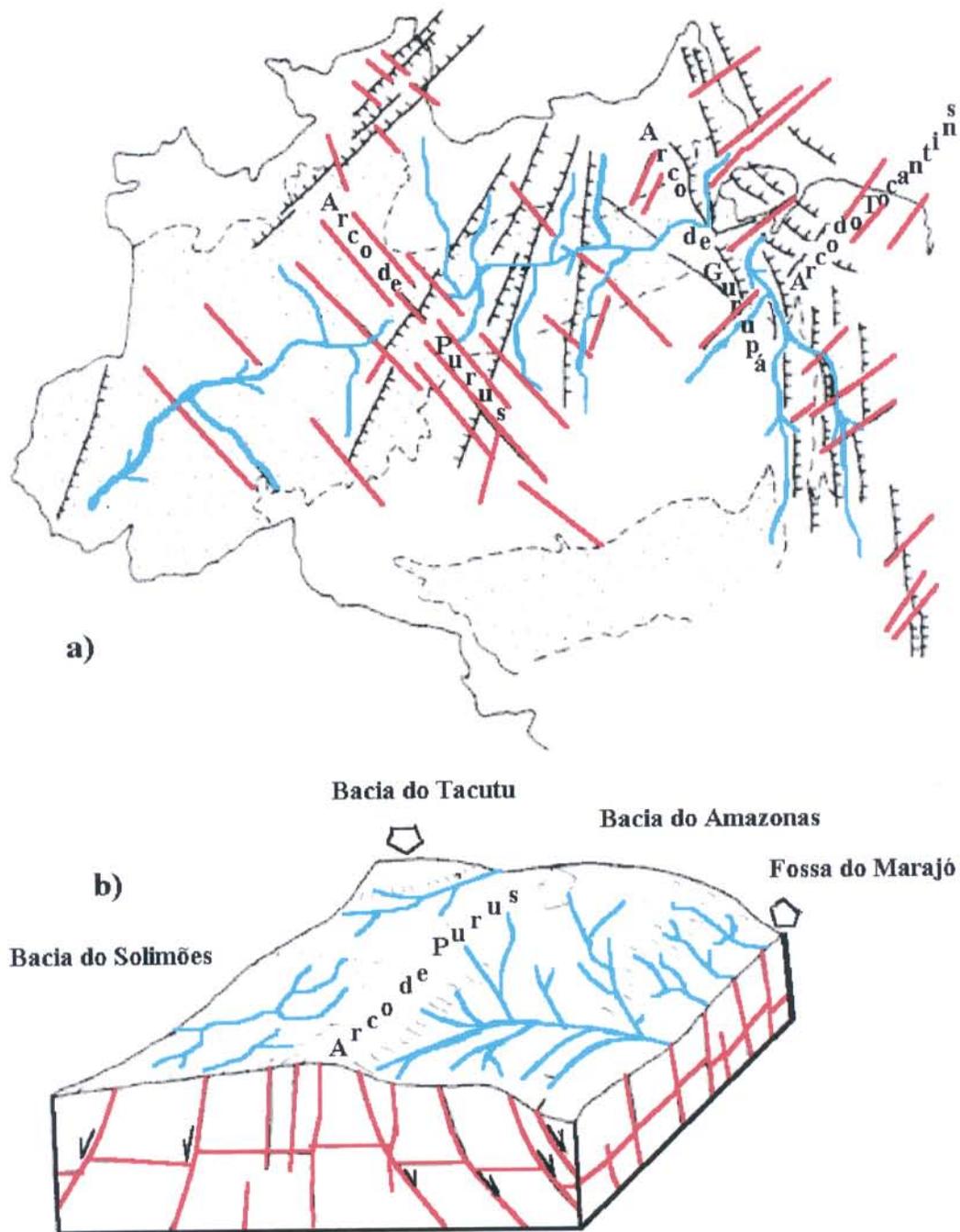


Figura 24 (a). Arcabouço tectono-estrutural do Mesozóico, sobretudo do Cretáceo, e o provável arranjo do sistema de drenagem associado; o Arco de Purus ainda funcionava como divisor de águas nessa época, mas grande parte do arranjo hidrográfico deve ter sido reorganizado segundo as novas linhas estruturais geradas. Na parte oriental da área os sistemas Araguaia e Tocantins foram implantados e, juntamente com o sistema do Amazonas, contribuíram expressivamente para o enchimento da Bacia do Marajó ; (b) Bloco-diagrama esquemático mostrando a provável configuração do relevo da época. (BEMERGUY & COSTA, 1991).

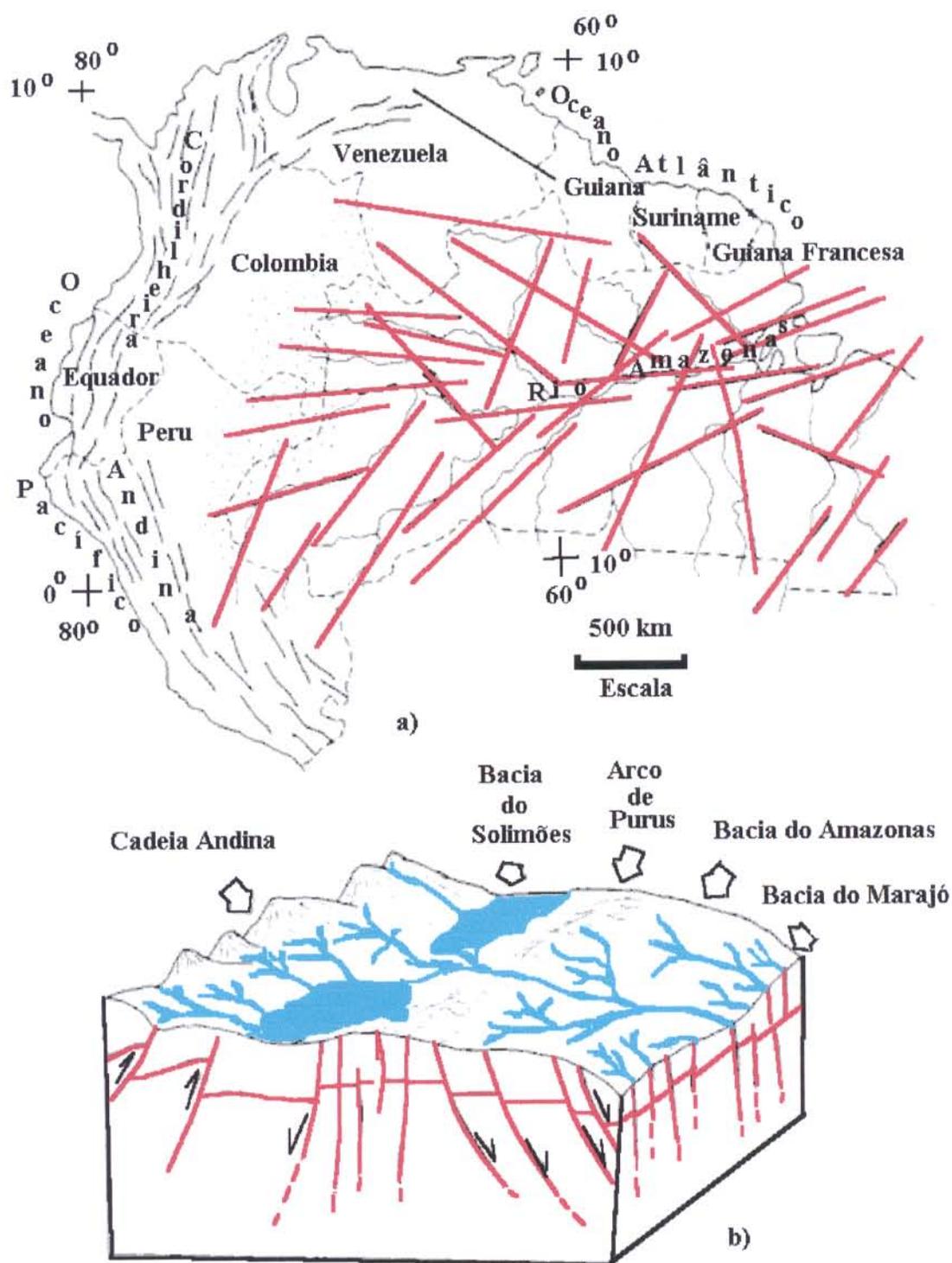


Figura 25 (a). Arcabouço tectono-estrutural do Terciário Inferior-Médio (Paleoceno-Oligoceno) e o provável sistema de drenagem associado; a região pontilhada corresponde à área aproximada ocupada pelo lago formado na base da Cadeia Andina. A ampliação progressiva da cadeia de montanhas dos Andes promove a uniformização do sistema de drenagem, o qual passa a correr para leste ao longo dos eixos das bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas; (b) Bloco diagrama esquemático mostrando a provável arquitetura morfológica do final do Terciário Médio (BEMERGUY & COSTA, 1991).

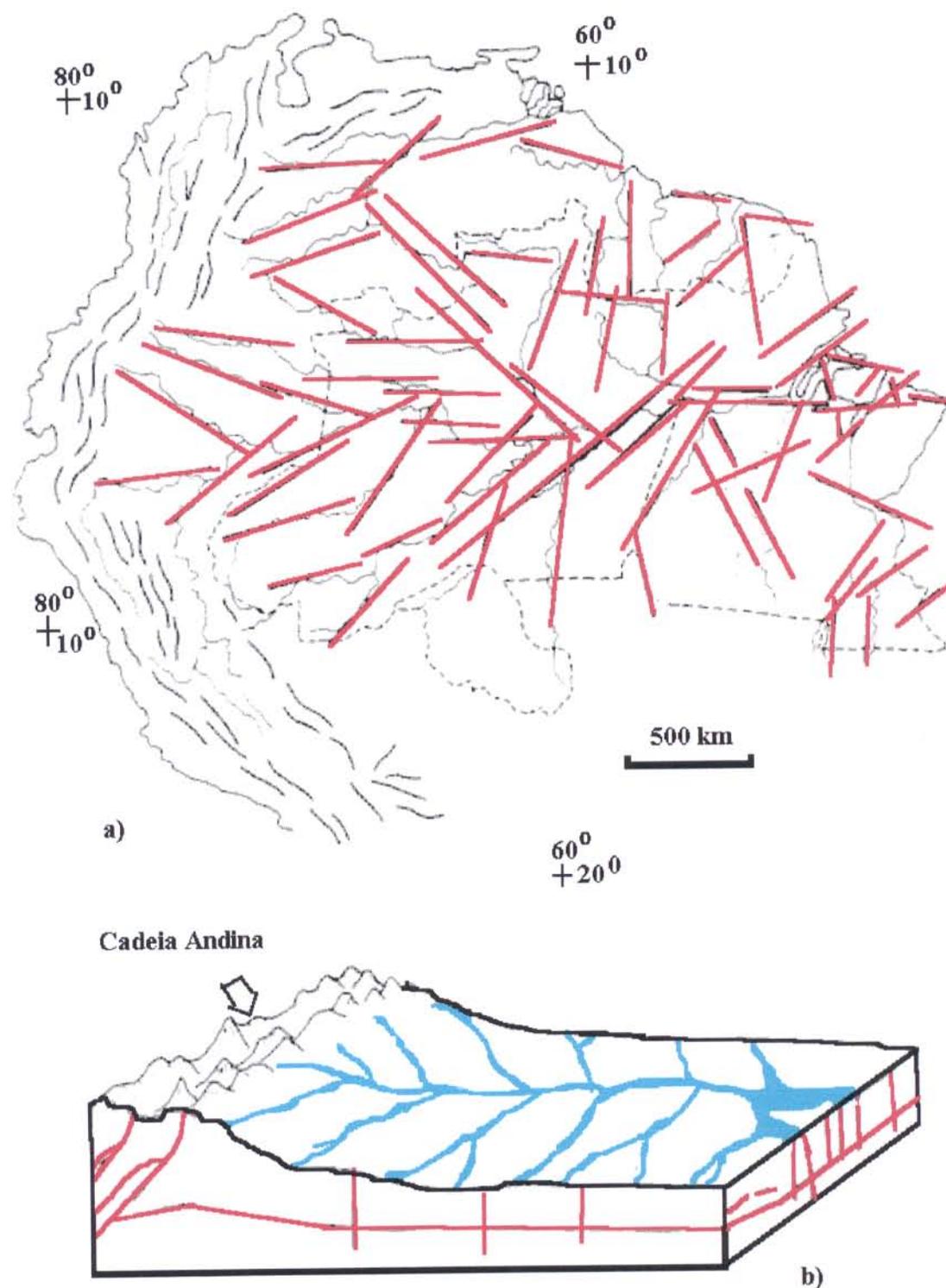


Figura 26 (a). Arcabouço tectono-estrutural visualizado a partir do Terciário Superior. Novas falhas transcorrentes se propagam nas direções E-W e NW-SE, promovendo reorganização da rede de drenagem ; (b) Bloco-diagrama esquemático mostrando o provável quadro morfológico do final do Pleistoceno (BEMERGUY & COSTA, 1991).

Os resultados dos mapeamentos geológicos de semidetalhe na região nordeste do Estado do Pará, desenvolvidos por professores e alunos do Departamento de Geologia do Centro de Geociências da UFPA, foram divulgados por COSTA et al. (1993a, b) que, além de definirem a natureza das seqüências cenozóicas e suas relações estratigráficas, demonstraram a presença de segmentos transtensivos formados por falhas transcorrentes dextrais de direção E-W e por falhas normais orientadas nas direções NW-SE e NNW-SSE. Ressaltaram ainda que os padrões de drenagem e os sistemas de relevo são fortemente controlados pelas falhas normais e transcorrentes.

Os trabalhos de TRAVASSOS & BARBOSA FILHO (1990), BEMERGUY & COSTA (1991) e COSTA et al. (1993b) forneceram dados básicos para a primeira integração neotectônica na região da Calha do Rio Amazonas, a qual foi apresentada por COSTA et al. (1994; 1995a). A proposta discutida inclui extensos segmentos transpressivos formados por dobras e falhas inversas de direção NE-SW e NNE-SSW, e alternados com segmentos retos caracterizados por falhas transcorrentes dextrais de direção E-W, além de um segmento transtensivo na região litorânea. A origem desses segmentos foi explicada a partir da atuação de um binário dextral E-W gerado pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste.

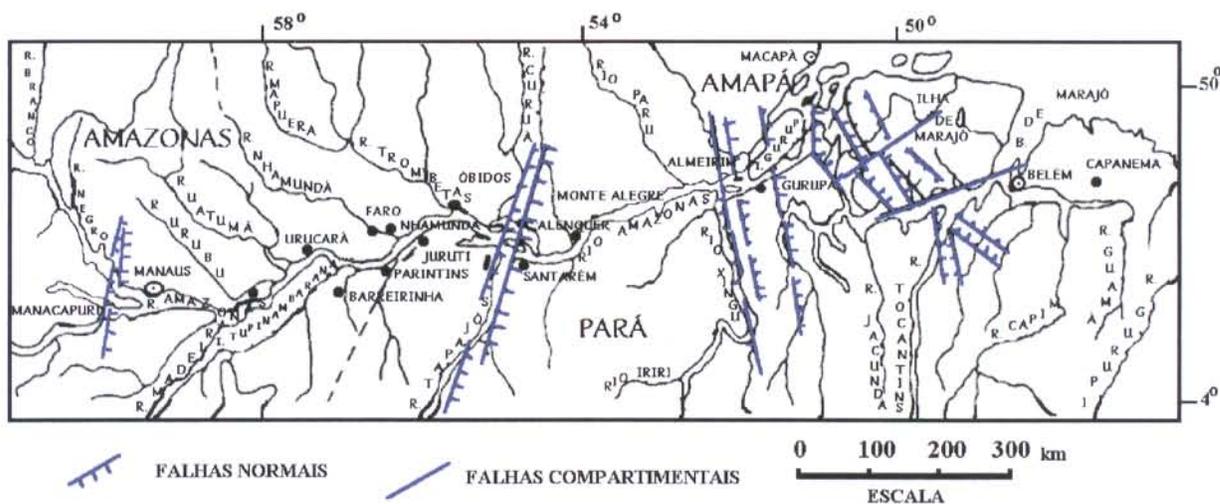


Figura 27. Mapa estrutural do Mesozóico (COSTA et al., 1995a).

A intensificação das pesquisas na região da Calha do Rio Amazonas, envolvendo principalmente investigações de campo e análise de cartas plani-altimétricas e produtos diversos de sensores remotos, permitiu demonstrar que o arcabouço tectônico inclui elementos estruturais

e geomorfológicos vinculados a três movimentos principais (COSTA et al., 1994; COSTA et al., 1995a; BEMERGUY et al., 1995), a saber:

1- o movimento mais antigo, que corresponde ao evento extensional Sul-Atlântico, responde pela formação de bacias com arquiteturas distintas. No domínio da Bacia do Amazonas individualizaram-se dois depocentros preenchidos por sedimentos da Formação Alter do Chão, limitados por falhas normais orientadas na direção NNE-SSW e separadas pelo Alto Estrutural do Baixo Tapajós, que também foi controlado por falhas normais; a reconstituição paleogeográfica, a partir dos dados litoestruturais, sugere que as regiões do baixo Rio Negro, baixo Tapajós e de Gurupá correspondiam a áreas altas decorrentes de desnivelamentos de blocos pelas falhas normais, e no Terciário Inferior durante a fase de subsidência tectônica, os sistemas de drenagem tiveram seus fluxos uniformizados para leste e provavelmente evoluíram para o páleo-Amazons.

No domínio da Bacia de Marajó incidiram altas taxas de movimentação extensional gerando falhas normais NW-SE e WNW-ESE e falhas compartimentais NE-SW que controlaram a deposição de espessas seqüências sedimentares. Na progressão da movimentação individualizaram-se áreas altas a leste e a oeste (Arco de Gurupá) dos depocentros alongados na direção NW-SE, as quais foram modeladas por um sistema de drenagem controlado principalmente pelas falhas compartimentais. No Terciário Inferior-Médio, com a diminuição da movimentação extensional e aumento da movimentação direcional em algumas zonas compartimentais, instalou-se um sistema de drenagem com fluxo para leste e interagindo com o Oceano Atlântico. A zona compartimental do limite noroeste da Bacia de Marajó (Lineamento Arari) é entendido como o corredor de ligação do páleo-Amazons e do sistema atual com o Oceano Atlântico. A abordagem das estruturas do Evento Sul-Atlântico neste capítulo deve-se a sua importância na organização dos elementos do quadro neotectônico, sobretudo no litoral (Figura 27);

2- o segundo movimento, datado do Mioceno-Plioceno, gerou falhas transcorrentes dextrais de direção E-W e NE-SW que se ligaram através de dois segmentos transpressivos caracterizados por falhas inversas NE-SW e um segmento transtensivo formado por falhas normais NW-SE e NNW-SSE (Figura 28). Nos segmentos transpressivos (Manaus-Itacoatiara e Santarém-Aveiro) as falhas inversas e as dobras se expressam no relevo através de sistemas de serras, separadas por extensas planícies vinculadas a bacias *pull-apart*, a exemplo daquelas ao longo do Lineamento Tupinambarana; mudanças importantes foram impostas no páleo-sistema de drenagem, como os

bloqueios de segmentos de rios que evoluíram para as rias interiores. No domínio transtensivo formaram-se falhas normais NW-SE que controlaram a deposição da seqüência Pirabas-Barreiras, e falhas transcorrentes NE-SW que impuseram a orientação geral da rede de drenagem; a forma geral trombetiforme do litoral foi mantida;



Figura 28. Mapa estrutural do Terciário Superior com os domínios (1 a 6) estruturais indicados (COSTA et al., 1995a).

3- o último movimento, a partir do Pleistoceno, responde pelas junções tripliques do Baixo Tapajós (tipo R-R-T) e de Marajó-Mexiana (tipo T-T-R) e pelos segmentos transtensivos nas regiões do baixo Rio Negro e do litoral, cujas estruturas exercem forte controle no traçado atual do sistema de drenagem e na distribuição dos elementos do relevo, conforme será detalhado adiante (Figura 29).

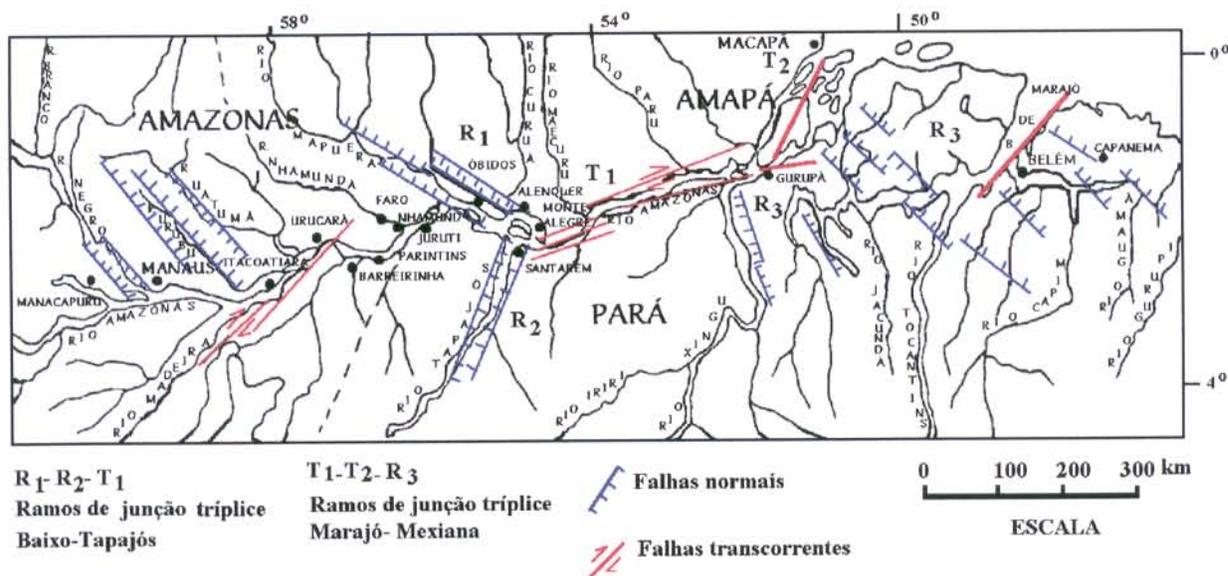


Figura 29. Mapa estrutural do Quaternário (COSTA et al., 1995a).

Nos últimos dois anos os estudos neotectônicos estenderam-se para outras regiões da Amazônia (BORGES et al., 1995a, b; BEZERRA & COSTA, 1996; COSTA, 1996; COSTA et al., no prelo; COSTA & COSTA, 1996b; FERREIRA JÚNIOR, 1996; FERREIRA JÚNIOR et al., 1996) e as principais informações geradas no primeiro lustro de investigações sistemáticas foram integradas por COSTA et al. (op. cit.). Desse trabalho é oportuno destacar os seguintes pontos:

- 1- O quadro neotectônico da Região Amazônica passou a ser definido como os conjuntos de estruturas e de seqüências sedimentares, bem como a distribuição dos elementos principais das bacias hidrográficas e dos sistemas de relevo desenvolvidos do Mioceno ao Recente;
- 2- a complexidade estrutural do quadro neotectônico tem reflexo direto no quadro geomorfológico através da coexistência de contrastantes gradientes morfológicos e ampla diversidade de padrões e de anomalias de drenagem;
- 3- o quadro neotectônico da Amazônia não tem relação direta com a implantação do cinturão Orogênico Andino e nem com o cinturão transcorrente da região do Caribe, mas se deve a um binário dextral E-W decorrente da rotação da Placa Sul-Americana para oeste. Por outro lado, as junções triplíce do Baixo Tapajós e Marajó-Mexiana, e o segmento extensional do interflúvio Araguaia-Tocantins pode representar fragmentações vinculadas a campos de tensões extensionais, sugerindo partição de movimentação no interior da Placa Sul-Americana em decorrência da reativação de feições pré-existentes.

4- a complexidade do quadro neotectônico da Amazônia deve-se a participação efetiva das numerosas cicatrizes crustais geradas no Pré-Cambriano, Paleozóico e Mesozóico durante a atuação dos movimentos do Cenozóico, e ao próprio caráter do regime direcional; e

5- o quadro neotectônico resultou de dois episódios principais de movimentação separados por um período de estabilidade no Pleistoceno Médio. No Terciário Superior, enquanto algumas áreas experimentavam transtensão em outras incidia transpressão, mas há também exemplos de clássicos cinturões transcorrentes. No Pleistoceno Superior-Holoceno algumas áreas submetidas a transpressão passaram a experimentar transtensão, em outras manteve-se a transpressão e em outras continuou a transtensão; há casos também de distensão progressiva e de mudanças de transpressão para distensão.

As compartimentações geomorfológicas e morfotectônicas apresentadas e discutidas nesta tese estão pautadas nas informações neotectônicas relatadas, sobretudo nos trabalhos desenvolvidos na calha do Rio Amazonas.

6. GEOMORFOLOGIA DO VALE DO RIO AMAZONAS E ADJACÊNCIAS

6.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA REGIONAL

A cartografia geomorfológica sistemática na Amazônia foi introduzida pelo projeto Radam, denominado após 1975 Radambrasil, o qual procurou seguir os princípios normativos de MOREIRA (1969) e AB'SABER (1969), que estabeleciam a representação dos domínios morfoclimáticos e morfo-estruturais. Segundo NASCIMENTO et al. (1976), além desses preceitos, o ponto de partida incluiu a conceituação de província morfo-estrutural de AB'SABER (1967a), definida como grandes áreas onde o controle da erosão é exercido primordialmente pelas condições geológicas; tal conceito foi adaptado à realidade amazônica mapeada adquirindo uma conotação de unidade de relevo.

Apesar dos extensos depósitos de cobertura e a morfogênese úmida terem reconhecidamente mascarado as influências litológicas e estruturais no relevo, a interpretação geomorfológica em imagem de radar, possibilitou reunir formas de relevo e altimetria relativa com características semelhantes, que resultou na identificação de unidades morfo-estruturais (Figura 30).

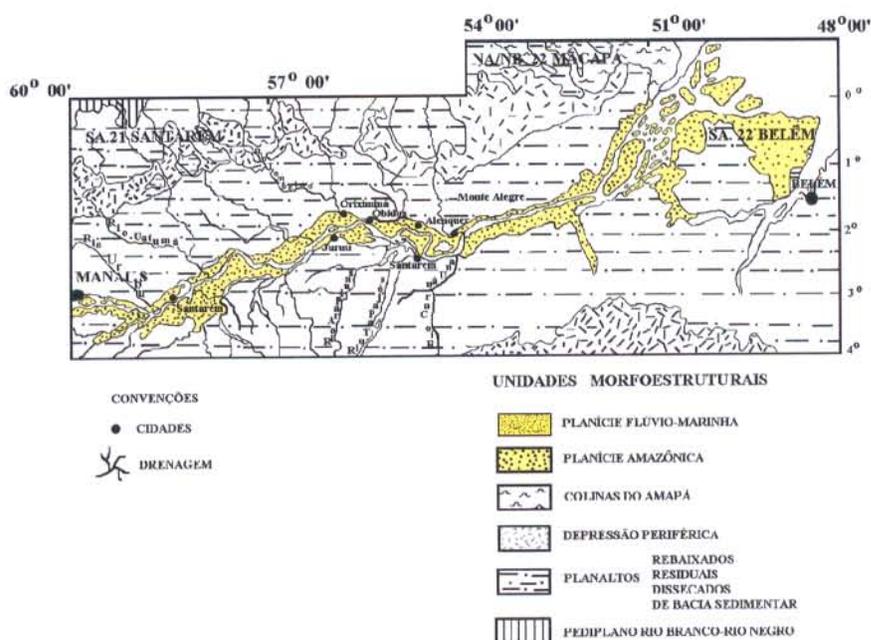


Figura 30. Mapa simplificado das unidades morfo-estruturais na área estudada (adaptado de BARBOSA et al., 1974; BOAVENTURA & NARITA, 1974; NASCIMENTO et al., 1976).

A evolução da cartografia estabelecida pelo Projeto Radambrasil na elaboração de mapas geomorfológicos foi analisada por MAMEDE et al. (1981) destacando-se, entre outros aspectos, a introdução do conceito de Unidades Geomorfológicas no lugar das unidades morfo-estruturais e morfoclimáticas. Sob o ponto de vista geomorfológico, estas unidades são representadas no mapa através de dois elementos sintéticos: um conjunto de formas de relevo que apresenta uma certa similitude ou relacionamento direto entre si; e uma posição altimétrica individualizada. Os mapas geomorfológicos executados na Amazônia não chegaram a utilizar esta nova compartimentação.

Com este enfoque, as grandes expressões morfo-estruturais do Baixo Amazonas, analisadas por CUNHA (1982), têm como pressuposto que estruturas regionais podem imprimir, através de reativações ou de compactação diferencial, grandes feições morfológicas percebidas somente pela visão sinótica proporcionada pelos mosaicos de radar ou pelas imagens de satélite. Desta feita, foram observados os seguintes elementos morfológicos: alinhamentos; anomalias; zonas isomórficas; e grandes desembocaduras anômalas. Esse tipo de abordagem foi mantido por CUNHA (1988; 1992) para subsidiar o entendimento do controle tectônico-estrutural dos grandes rios da Amazônia.

Da mesma forma, o mapa de unidades de relevo do Brasil (IBGE, 1993) na escala de 1: 5.000.000 apresenta os fatos geomorfológicos ordenados segundo uma taxonomia baseada em ordens de grandeza têmporo- espaciais:

“O domínio morfo-estrutural organiza a causa dos fatos geomorfológicos derivados dos aspectos geológicos amplos, com elementos geotectônicos e eventualmente a predominância de uma litologia conspícua, e assim foram classificados: bacias e coberturas sedimentares inconsolidadas plio-pleistocênicas; faixas de dobramentos e coberturas metassedimentares associadas; e embasamentos em estilos complexos. Os depósitos sedimentares inconsolidados quaternários não compõem, em regra, modelados morfo-estruturais, mas ocorrem sobre quaisquer domínios;

Sub-domínios morfo-estruturais caracterizam-se por compartimentos que podem apresentar um controle causal relacionado às condições geológicas e secundariamente a fatores climáticos atuais ou pretéritos;

As unidades de relevo comportam grupamentos de formas fisionomicamente semelhantes em seus tipos de modelados. A geomorfogênese e a similaridade das formas podem ser

explicadas por fatores paleoclimáticos e/ou por condicionantes lito-estruturais conferidos pela natureza dos domínios morfo-estruturais.”

No contexto da área estudada distingue-se como unidades de relevo as planícies interioranas e costeiras, os tabuleiros paraenses; a depressão do Amazonas e os planaltos marginais do Amazonas (Figura 31). As denominações foram generalizadas, mas a compartimentação fundamental não difere daquela apresentada pelo próprio IBGE (GATTO, 1991) para a Região Norte como se verifica na figura 9.

Estes são, portanto, os compartimentos geomorfológicos regionais definidos na literatura em termos de unidades morfo-estruturais e de unidades de relevo.

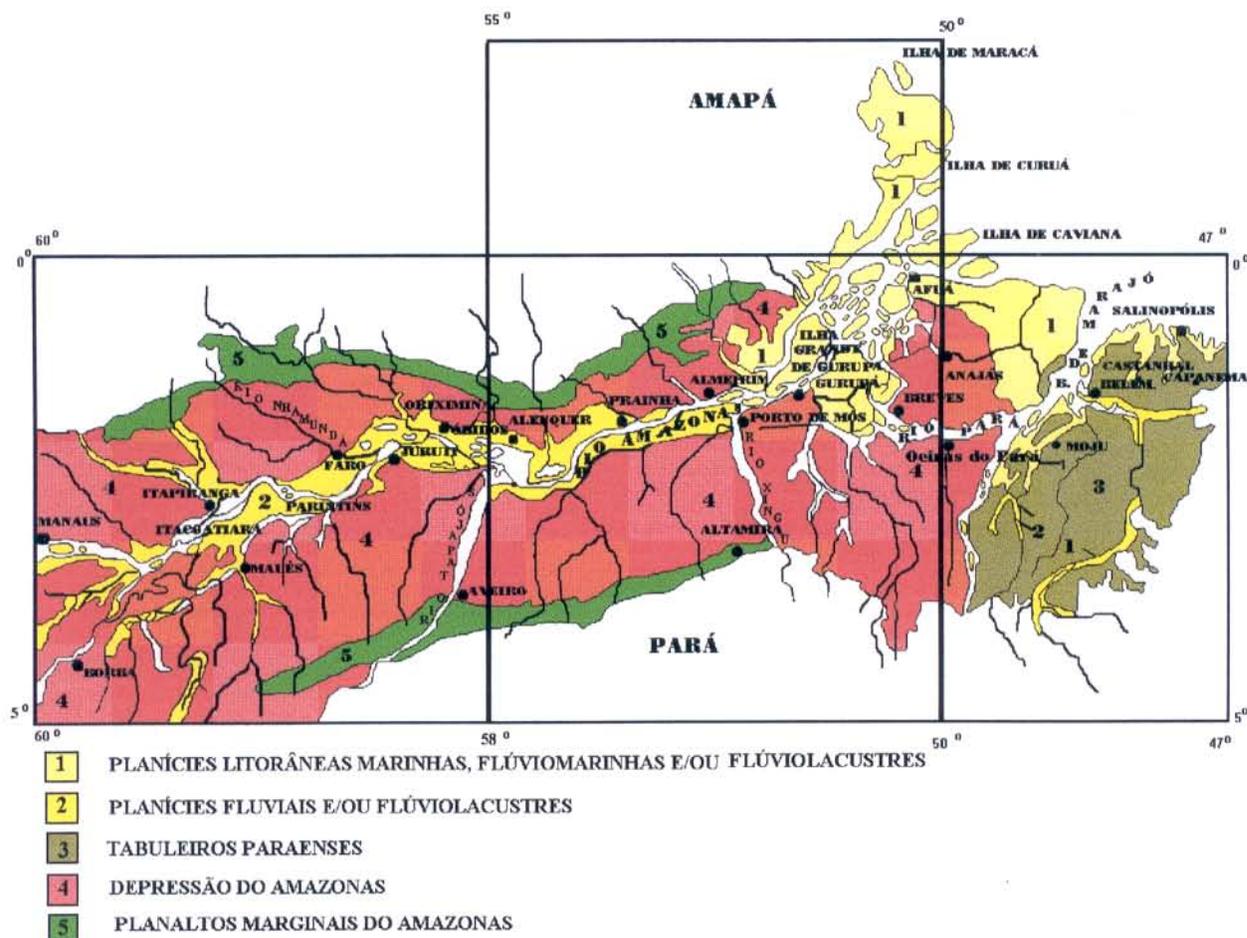


Figura 31. Mapa das Unidades de relevo das Bacias do Amazonas e da Foz do Amazonas, e do Embasamento da Amazônia (Adaptado de IBGE, 1993).

6.2 DOMÍNIO CLIMÁTICO E DA COBERTURA VEGETAL

O clima zonal da região Norte é equatorial caracterizado pelo elevado índice de chuvas diárias e pela sensação de calor que é quase uma constante ao longo de todo o ano. No vale do rio Amazonas e sua foz, este tipo de clima apresenta as seguintes particularidades: a temperatura média anual é de 26^o C; e a altura média da precipitação anual em mm atinge a faixa de 3.250 mm ao norte das ilhas de Marajó e Gurupá, e nas ilhas de Caviana e Mexiana, e ainda nas proximidades da cidade de Macapá. As menores precipitações (1.500- 1.750 mm) são registradas na calha do Rio Amazonas, no trecho entre as desembocaduras dos rios Tapajós e Xingu.

O vale do Rio Amazonas está sob domínio climático quente úmido (refere-se às áreas que possuem 1 a 3 meses secos), distinguindo-se o domínio superúmido (não há normalmente uma estação realmente seca), apenas nas adjacências da cidade de Manaus, e a partir do Rio Xingu em direção à foz do rio Amazonas.

Sob a influência dessas condições climáticas desenvolve-se a Floresta Ombrófila Densa (Amazônica). A dominância arbórea densa (árvores de 25 a 50 m de altura) é contínua e são várias as espécies endêmicas de famílias paleotropicals, entremeadas a outras neotropicais.

A Floresta Ombrófila Densa é multiestrata. Geralmente, o primeiro estrato é de árvores emergentes (Macrofanerófitas) que se sobressaem por cima do dossel superior da floresta; o segundo, constituído por árvores quase todas da mesma altura (Mesofanerófitas), é o dossel propriamente dito, o que se considera como cobertura uniforme; o terceiro, já da submata, dominado, é formado por pequenas árvores, arbustos, subarbustos e ervas mais altas formando o andar arbustivo-herbáceo. Em nível do solo medram apenas vegetais ciófitos menores como pteridófitas, fungos variados e fanerógamas.

As suas maiores variações edáficas a estruturais prendem-se às planícies que acompanham o Rio Amazonas e seus grandes afluentes. Nelas estão incluídas as duas formações florestais regionalmente conhecidas como matas de várzea (periodicamente inundadas) e matas de igapó (permanentemente inundadas). Esse tipo de vegetação é também classificada como Formação Pioneira Aluvial (vegetação aluvial), que via de regra está associada ao Gleissolo; aquela comum aos ambientes de restinga e mangue é denominada Formação Pioneira Marinha. Tal fisionomia aparece no litoral do Estado do Pará, desenvolvida em meio aos solos indiscriminados de mangue.

Outra formação vegetal é representada pela da Floresta Ombrófila Aberta de Transição, a qual tem a sua individualidade fisionômica acentuada pela nitidez das quatro fácies: floresta de palmeiras, floresta de cipó, floresta de bambu e floresta de sororoca, o que reflete condições climáticas e pedológicas especiais. Uma estreita faixa de ocorrência desenvolveu-se na margem esquerda do Rio Amazonas no trecho entre a cidade de Óbidos e a embocadura do Rio Jari; e, na região das ilhas em geral, a paisagem florestal das várzeas é individualizada pela grande quantidade de palmeiras. Destaca-se ainda, neste mesmo trecho, áreas de vegetação ecológica (contatos entre tipos de vegetação).

As áreas antrópicas são registradas na cidade de Santarém, na Ilha de Gurupá, em várias porções da Ilha de Marajó, e no nordeste do Estado do Pará.

A denominação, descrição e características do clima, solo e vegetação devem-se respectivamente, a NIMER (1991), SOUZA (1991) e BOHRER & GONÇALVES (1991). Para identificar as particularidades do vale do Rio Amazonas e áreas circunjacentes, utilizou-se dos referidos autores os seguintes mapas: temperatura média anual (°C), altura média da precipitação anual (mm), tipologia climática, esboço da vegetação; e esquemático de solos.

Em termos de Unidades morfoclimáticas, o vale do Rio Amazonas, desde a cidade de Manaus, ocupa uma faixa de transição em planície aluvial, que a partir do trecho Parintins-Juruti dá lugar ao domínio morfoclimático das planícies inundáveis (NASCIMENTO et al., 1976). Tais planícies se estendem até a foz do Rio Xingu, mas aparecem recobertos por campos, a exemplo do nordeste da Ilha de Marajó (BARBOSA et al., 1974); ao longo do litoral amapaense, essa mesma unidade está associada com áreas de floresta densa e mangue.

A foz do Rio Amazonas, incluindo a Ilha de Gurupá e a maior parte da Ilha de Marajó, além do nordeste do Estado do Pará, estão sob o domínio morfoclimático dos planaltos amazônicos rebaixados ou dissecados das áreas colinosas e planícies revestidas por floresta densa (BARBOSA et al., op. cit.).

6.3 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

O vale do Rio Amazonas faz parte do contexto geológico das bacias do Amazonas e da Foz do Amazonas, as quais têm sido investigadas desde o século passado, como é fácil verificar na bibliografia levantada por LOEWENSTEIN et al. (1969) entre os anos de 1641 e 1964.

Um histórico circunstanciado daquelas pesquisas foi apresentado por MENDES (1957); nele, percebe-se a predominância de informações paleontológicas que naturalmente incentivaram o enfoque estratigráfico dado aos trabalhos regionais e de detalhe na região do Rio Amazonas e seus tributários, como por exemplo, os de MOURA (1938), AMARAL (1954), OTTMANN (1960), LUDWIG (1964), BARBOSA (1966; 1967), LOCZY (1966) e LANGE (1967), entre outros. Dez anos depois, MENDES (1967) apresenta uma síntese das principais pesquisas que contribuíram para a evolução geológica da Amazônia, destacando-se entre outras:

1. As três famosas expedições científicas que legaram os fundamentos da estratigrafia regional: a Expedição Thayer, chefiada por Louis Agassiz, realizada em 1865 e as duas expedições Morgan, chefiadas pelo geólogo Charles Frederick Hartt e realizadas, respectivamente, em 1870 e 1871. Da segunda expedição Morgan participou o geólogo Orville Adalbert Derby, cujo nome se celebrou mais tarde na investigação da Amazônia; e
2. O intenso programa de estudos nas bacias sedimentares amazônicas desenvolvido pelo Conselho Nacional do Petróleo, a partir de 1939.

Algumas idéias sobre a evolução geológica na região do vale do Rio Amazonas remontam à época do império e ilustram o estado de conhecimento científico existente ou disponível na literatura. Por isso, a interpretação de seu arcabouço tectono-estrutural levou ao estabelecimento de diferentes compartimentos, e em conseqüência houve várias denominações até a definição do quadro atual. Por exemplo, o termo Depressão Amazônica empregado por DERBY (1884) é centrado na existência de uma estrutura sinclinal, a qual é responsável pela disposição das rochas paleozóicas em faixas paralelas na direção E-W, e pelo controle do curso principal do Rio Amazonas, que corria ao longo do seu eixo.

Já na década de 50, aquela mesma área era denominada de Bacia Sedimentar Amazônica por MENDES (1957), que dividiu a extensão brasileira em três regiões: ocidental, central e oriental. A região ocidental abrangia o Estado do Acre e a porção centro-oeste do Estado do Amazonas. A região central estendia-se desde a parte leste do Estado do Amazonas até as alturas da desembocadura do Xingu: nela afloram os terrenos paleozóicos ao norte e ao sul do Rio Amazonas, assimetricamente em relação a esse curso. A região oriental ou Marajoara abrangia a região da foz do Amazonas: Ilha de Marajó e outras, além das margens. Para a última, MENDES (op. cit.) aventou também a possibilidade de ser considerada uma bacia independente.

O termo Bacia do Amazonas foi usado por LOCZY (1966), que, por sua vez, a dividiu em duas unidades morfo-estruturais distintas, separadas por feições tectônicas e estratigráficas marcantes: 1- Fossa Amazônica Inferior, Média e Superior; 2- Zona Sub-Andina do Alto Amazonas. Tais unidades foram delimitadas por três arcos regionais descritos por Morales apud LOCZY (1966), que representam barreiras transversais que uniam os escudos das Guianas e Brasileiro: o Divisor de Iquitos, na Fossa Amazônica Superior, que é o arco mais ocidental; o Arco de Purus ; e o Arco de Gurupá que é a barreira subterrânea mais oriental separando o Graben Marajó da Fossa Amazônica Média.

Os estudos geológicos e geofísicos da Petrobrás, na mesma época, indicaram que a bacia amazônica consta de quatro partes, ou sub-bacias, separadas por altos do embasamento (BARBOSA, 1967). As sub-bacias são Acre, Alto Amazonas, depois denominada de Solimões por CAPUTO (1985), Médio Amazonas e Marajó. Entre as duas primeiras situa-se o Arco de Iquitos. Entre o Alto e o Médio Amazonas apresenta-se soterrado o Arco de Purus. Entre o Médio Amazonas e a fossa de Marajó encontra-se o Horst Gurupá. A sub-bacia Marajó é separada da Bacia Maranhão pelo Arco do Tocantins.(Figura 32).

geológicos e paleontológicos de ANDRADE & CUNHA (op. cit.), REZENDE & FERRADAES (1971), DAEMON & CONTREIRAS (1971), SCHALLER et al. (1971), REZENDE (1971 ; 1972), CAPUTO et al. (1972), CAROZZI et al. (1972 e 1973), REZENDE & BRITO (1973), SAMPAIO & NORTHFLEET (1973) e DAEMON (1975). Deve-se a CAPUTO et al. (1972) o apanhado da evolução histórica da nomenclatura estrátigráfica da Bacia do Amazonas até a referida década.

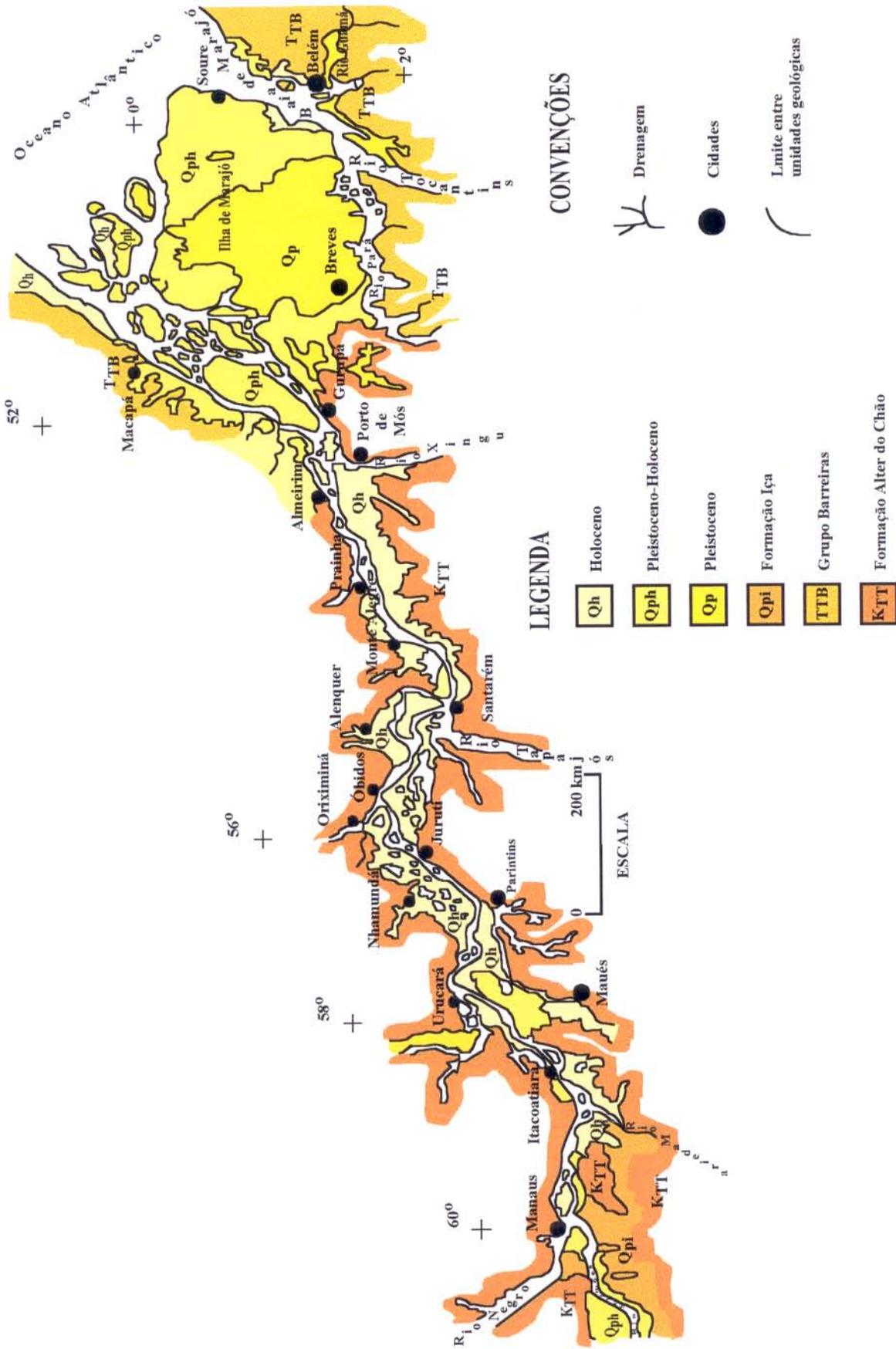
Ainda decorrente dos trabalhos da Petrobrás, as cartas estratigráficas mais recentes são apresentadas por CUNHA et al. (1994) e BRANDÃO & FEIJÓ (1994) relativas as bacias do Amazonas e da Foz do Amazonas, respectivamente. Como a área investigada faz parte do contexto litoestratigráfico dessas duas bacias, interessa ao ambiente geológico do vale do Amazonas: 1- a seqüência cretácea- terciária composta pelos clásticos flúvio-lacustres do Grupo Javari; termo proposto para congregar os sedimentos de cobertura neocretáceos e cenozóicos das formações Alter do Chão e Solimões, presentes nas bacias do Solimões e Amazonas (EIRAS et al., 1994). 2- o Grupo Pará que inclui a seqüência da parte final do Mioceno até o Holoceno representada por sedimentos finos progradantes das formações Tucunaré (areia grossa, passando para uma associação de areia fina e grossa), Pirarucu (areia fina e argilito cinza) e Orange; o último termo proposto para nomear os folhelhos e argilitos de talude e bacia do Grupo Pará, que compõem a essência do cone do Amazonas (BRANDÃO & FEIJÓ, 1994). O Grupo Pará foi correlacionado ao Grupo Barreiras por FERREIRA (1982) com base em estudos estratigráficos do cenozóico marinho do Estado do Pará (ANEXO 1).

A Formação Alter do Chão é composta de clásticos fluviais de idade neocretácea assentes em discordância com o topo do Paleozóico (EIRAS et al., 1994). É caracterizada por sedimentos vermelhos e continentais, incluindo essencialmente arenitos argilosos, argilitos, quartzograuvacas, quartzo arenitos e brechas intraformacionais. Na região a oeste do alto de Purus é recoberta, em discordância, pela Formação Solimões; a leste é limitada pelo Grupo Barreiras (SANTOS, 1984). Embora nos mapeamentos geológicos do Projeto Radam executados por ISSLER et al. (1974), ARAÚJO et al. (1976) e LOURENÇO et al. (1978) nas folhas SA.22 (Belém), SA.21 (Santarém) e SA.20 (Manaus) respectivamente, tenha sido utilizado o termo Barreiras, ao invés do termo Formação Alter do Chão; o último foi adotado no desenvolvimento desse trabalho conforme proposta de CAPUTO et al. (1972).

A Formação Solimões reúne os sedimentos flúvio-lacustres depositados em discordância sobre a Formação Alter do Chão, a partir do Terciário. É composta por argilito vermelho e cinza, com camadas de conchas e de linhito, e pode apresentar localmente, arenito grosso variegado. No mapeamento da Folha SA.20 (Manaus), LOURENÇO et al. (1978) mapearam a Formação Iça em conjunto com essa unidade.

O Grupo Barreiras, descrito na região nordeste do Estado do Pará conforme Costa et al. (no prelo), é de idade terciária-quadernária (Mioceno-Pleistoceno) e apresenta grande variação faciológica, dominando as fácies argilosa com laminação plano-paralela, argilo-arenosa com estruturas *wave* e *linsen*, e arenosa com estratificação cruzada acanalada. Os tipos de estruturas sedimentares e as características das fácies indicam que esses sedimentos se desenvolveram em ambiente de planície de maré/estuário/plataforma interna, com importantes oscilações do nível do mar em um contexto regressivo (COSTA et al. 1992).

Além da seqüência do Grupo Pará, o Quadernário é representado pela Formação Iça, por aluviões fluviais, flúvio-marinhos e marinhos, assim como colúvios, conforme individualizado por SANTOS (1984) (Figura 33).



LEGENDA

- Qh Holoceno
- Qph Pleistoceno-Holoceno
- Qp Pleistoceno
- Qpi Formação Iça
- TTB Grupo Barreiras
- KTT Formação Alter do Chão

CONVENÇÕES

- Drenagem
- Cidades
- Limite entre unidades geológicas

Figura 33. Mapa do Quaternário da Bacia do Amazonas e da foz do Amazonas (Adaptado de SCHOBENHAUS et al., 1981).

A Formação Içá, de idade pleistocênica ou plio-pleistocênica, recobre discordantemente a Formação Solimões. É predominantemente arenosa, podendo incluir intercalações de argilitos cinza a vermelhos e camadas de turfa. Os arenitos são friáveis, algo argilosos, brancos e amarelados, intercalando níveis centimétricos de ferrificação. A sua ocorrência na área de estudo restringe-se à margem direita do Rio Amazonas até as margens do Rio Madeira.

Os aluviões fluviais e colúvios, também de idade pleistocênica, têm distribuição areal distinta da Formação Içá, pois depositaram-se ao longo das drenagens principais, a exemplo da margem esquerda do Rio Amazonas nas proximidades da cidade de Itacoatiara, margem esquerda do Rio Uatumã, na margem direita do Rio Tocantins próximo à desembocadura, no estuário do Rio Pará, e em grande parte da porção centro-ocidental da Ilha de Marajó. Estes aluviões são constituídos de argilas, siltes e areias muito fina a grossa, com diminuição granulométrica para o topo; existem intercalações e interdigitações de material siltico e argiloso e níveis de concentração ferruginosa com lâminas limoníticas, pelotas de argila dispersas e, ocasionalmente, lentes de conglomerado.

Os depósitos fluviais de idade pleistocênico-holocênica têm a constituição litológica variável; as argilas e siltes predominam no Rio Amazonas entre outros, enquanto que as areias são comuns nos rios Negro, Branco e Tapajós, que drenam áreas pré-cambrianas. Esses depósitos aparecem isolados na margem direita do Rio Amazonas, e na maior parte das ilhas na foz do Rio Amazonas, assim como no litoral nordeste do Estado do Pará;

Os sedimentos holocênicos reúnem os aluviões fluviais, os flúvio-marinhos e os marinhos: os primeiros são constituídos por cascalhos, areias, siltes e argilas e têm ampla distribuição ao longo da calha do Rio Amazonas; já os depósitos flúvio-marinhos, constituídos de areias, siltes, argilas, vasas, e, por vezes, mangues, têm distribuição restrita às planícies costeiras dos estados do Pará e Amapá, da mesma forma que os depósitos marinhos.

6.4 ASPECTOS GERAIS DO RELEVO E DA DRENAGEM

6.4.1 Relevo

O relevo da área adjacente a calha do Rio Amazonas é claramente identificado no mapa morfométrico através da análise dos dados de amplitude e declividade, os quais permitem a aplicação dos termos topográficos planalto, planície e depressões (ANEXO 2).

O relevo de planaltos é caracterizado por apresentar nos limites da área estudada pequena amplitude, menor que 300 m, eventualmente atinge altitudes superiores a 400 m. As declividades variam de muito baixas, menores que 3° , até altas, maiores que 20° . As últimas são comuns em vales fechados, via de regra nos topos das serras, e em vales encaixados ou superimpostos como o Rio Maicuru.

Este relevo, onde associado às rochas sedimentares da Formação Alter do Chão, apresenta topos tabulares e extensos, dissecados em escarpas erosivas delimitadas por rupturas de declive em diferentes níveis topográficos. Em conjunto com o relevo de depressões é o quadro morfológico dominante na área, bordejando o vale do Amazonas, e com grande expressão entre as cidades de Manaus e Oriximiná; e entre os rios Tapajós e Tocantins. A superfície de aplainamento que marca o topo desse relevo de planalto corresponde na Folha SA.21 (Santarém) ao Pediplano Plio-Pleistocênico, e os seus níveis de embutimento que coalescem com o relevo de depressões correspondem ao Pediplano Neo-pleistocênico (NASCIMENTO et al. 1976).

Em contraste com aquela configuração morfológica, o relevo de planaltos também define uma morfo-estrutura em cuesta, a qual é individualizada entre os rios Trombetas e Paru, por serras homoclinais com escarpas contínuas modeladas na seqüência de rochas paleozóicas da Bacia do Amazonas, e cortadas transversalmente em toda a sua extensão por diques do Diabásio Penatecaua de direção NNE-SSW. Um conjunto de serras dispõe-se na direção NW-SE acompanhando a direção do curso do Rio Trombetas até a cidade de Monte Alegre, com reverso suave NE-SW e o fronte voltado para NE, o outro conjunto inflete para NE-SW com reverso NW-SE e fronte voltado para NW.

As escarpas são contínuas e realçam conjuntos rochosos de constituição litológica distinta com frentes dissecados por vales cataclinais e cataclinais de reverso que refletem o escoamento geral da drenagem para sudeste na margem esquerda do Rio Amazonas. Completando o arranjo da drenagem, alguns tributários alojam-se nas depressões ortoclinais, a exemplo dos rios Curuá e Erepecuru.

A Ilha de Marajó e o litoral do Estado do Pará, apesar de mapeados por BARBOSA et al. (1974) como planaltos rebaixados, não se ajustam às características morfométricas estabelecidas para o relevo de planaltos. Por isso, parece mais adequada a denominação de depressão para a porção ocidental da Ilha de Marajó e de tabuleiros paraenses para os interflúvios da planície costeira daquele estado, como denominados pelo IBGE (1993).

As depressões encaixam-se entre as áreas de planícies e planaltos com cotas inferiores a 100 m e declividades muito baixa e baixa, entre 3° e 9° . As declividades médias entre 9° e 20° aparecem entre os vales dos rios de ordem mais baixa, identificadas pelas bordas erosivas dos topos de serras e morros. Onde elaboradas no domínio litológico da Formação Alter do Chão representam as áreas mais rebaixadas dos planaltos caracterizadas por relevos colinosos de topos tabulares extensos, com rupturas de declives bem delimitadas ao nível da planície do Rio Amazonas e seus tributários principais. Já na Ilha de Marajó o modelamento em sedimentos pleistocênicos exhibe diferentes níveis de terraços em coalescência com a planície fluvial pleistocênico-holocênica que a circunda. Esse nível de aplainamento foi denominado de Pediplano Pleistocênico por BARBOSA et al. (1974).

Com relação às planícies fluviais, a passagem por vezes é gradativa; neste caso, a constituição litológica define o limite entre esses tipos de relevo, e entre vários exemplos, destaca-se o trecho na margem direita do Rio Amazonas desde Manaus até Parintins, englobando toda a região da Ilha de Tupinambarana. Todavia, a passagem também pode ser brusca, a exemplo da margem esquerda desse rio, no trecho entre Manaus e Urucará. Na região da foz do Rio Amazonas, a partir de Almerim, a transição entre depressões e planícies é totalmente gradativa, incluindo-se também as planícies costeiras.

A planície costeira no litoral nordeste do Estado do Pará, tanto na margem direita (continente), como na margem esquerda (sudeste da Ilha de Marajó) da Baía de Marajó, enquadram-se nos parâmetros morfométricos definidos para o relevo de depressão. No primeiro caso é representada por interflúvios tabulares modelados no Grupo Barreiras e sedimentos pleistocênicos, cujo nível de topo atinge cotas de até 70 m; na linha de costa formam falésias e são interpenetrados por planícies fluviais e flúvio-marinhas de sedimentos holocênicos. No último, entre as localidades de Ponta de Pedras e Soure formam falésias contínuas esculpidas no Grupo Pará e rodeadas por praias extensas ou restritas, e arenosas ou de cascalhos, onde é comum a presença de blocos lateríticos.

As planícies são muito bem desenvolvidas e constituem relevos singulares, com declives e cotas muito baixas: os ângulos de vertentes unem-se em extensas áreas planas, onde eventualmente as variações de amplitude são marcadas por terraços. Há casos onde a largura atinge mais de 50 km, como na margem direita, e outros onde o desenvolvimento foi incipiente, como aquele entre Porto de Mós e Gurupá. A Planície Amazônica, identificada desde a Folha

Belém (BARBOSA et al. 1974) até a Folha Santarém (NASCIMENTO et al. 1976), é na maior parte de sua extensão constituída por sedimentos holocênicos; em constraste com o sistema insular do estuário, com grande parte da Ilha de Marajó, e com o litoral do Estado do Pará, onde o predomínio é de sedimentos pleistocênicos.

O nível de aplainamento delimitado por aquela planície foi reconhecido por BARBOSA et al (op. cit.) como Pediplano Pleistocênico. O mesmo se mantém com cotas médias de até 20 m desde a cidade de Manaus até Monte Alegre. A partir desse trecho verifica-se que as cotas em ambas as margens do Rio Amazonas não atingem mais do que 10 m e assinala-se também as menores cotas da planície com variações de 1 m. Em alguns locais as cotas atingem 40 m como na Lagoa de Sapucaá (Folha SA.21-Y-C, Óbidos) e no Lago Grande de Monte Alegre (Folha SA.21-Z-B, Santarém), ou próximas a este valor, 36 m na Ilha de Marajó e 39 m na Ilha da Laguna (Folha SA.22-X-C, Breves).

As formas de deposição e as expressões morfo-hidrográficas distribuem-se ao longo de toda a planície compondo um complexo de grupos de formas e tipos de canais representados por rios de foz afogada, paranás, furos, lagos, meandros abandonados, barras em pontal, praias, paleocanais, ilhas, terraços e cordões fluviais. Os paranás e furos são termos regionais estudados por ANDRADE (1956) e NASCIMENTO et al. (1976): o paraná é um canal de drenagem que liga um rio a ele mesmo em áreas de planície aluvial ou pelo menos com uma margem ligada a planície aluvial, e o furo é um canal de drenagem que liga um rio a outro, um rio a ele mesmo, , neste último caso, por fora da planície aluvial.

Os rios de foz afogada também são denominados de rios-lagos, baía de embocadura, rias fluviais e rias interiores; tais feições exibem nas proximidades da foz desproporções entre suas larguras e extensões e a dos cursos d'água que para elas fluem (SOARES, 1977). Essas anomalias de drenagem, via de regra, foram explicadas como efeito da transgressão Flandriana, embora muitos autores tenham buscado a causa tectônica dessas feições (STERNBERG, 1950;; NASCIMENTO et al., 1976; CUNHA, 1982, entre outros). As mesmas foram explicadas por BEMERGUY & COSTA (1991) pela existência de segmentos transtensivos e transpressivos, alternados ao longo de sistemas transcorrentes.

6.4.2 Drenagem

A área estudada faz parte da bacia hidrográfica amazônica que drena uma região estimada em 6,5 milhões de km², distribuída entre Venezuela, Colômbia, Equador, Peru, Bolívia e Brasil. Em território brasileiro os rios-base da rede de drenagem são denominados de Solimões (trecho entre Tabatinga e Manaus) e, Amazonas (Manaus até a foz) a partir desse último trecho escoam na direção geral NE-SW até desembocar no Oceano Atlântico. A calha do Rio Amazonas descreve um traçado em zigue-zague alternado nas direções NW-SE e NE-SW.

A análise das propriedades da rede de drenagem na calha do Rio Amazonas e áreas adjacentes permite as seguintes distinções (ANEXO 3): 1- entre as cidades de Manaus e Alenquer a densidade de drenagem é alta, a maior parte dos canais tem sinuosidade mista e angularidade baixa a média predominantes em várias ordens de drenagem. Os tributários de ordem mais alta exibem fraca assimetria e tropia bidirecional para NW-SE e NE-SW assim como multidirecional desordenada na Ilha de Tupinambarana; 2-o outro arranjo, a partir de Alenquer em direção a foz, tem densidade de drenagem baixa a média, a sinuosidade ainda é predominantemente mista, mas a angularidade é baixa na maioria dos canais. A tropia bidirecional já não é tão bem definida como no compartimento anterior e também não são evidentes tributários assimétricos; em compensação, a rede de drenagem na Ilha de Marajó constitui um ótimo exemplo de tropia multidirecional desorganizada, comum ao tipo de foz em estuário como é o caso do Rio Amazonas.

Dessa forma, a rede de drenagem revela dois arranjos distintos: um associado ao relevo de planaltos caracterizado por apresentar controle estrutural bem definido, o qual é atenuado quando o relevo perde amplitude e declividade; e, o outro, correspondente as depressões bordejadas por planícies fluviais e litorâneas modeladas em sedimentos quaternários que é imediatamente identificada pelos padrões anastomosado e palimpséstico (padrão fóssil) ao longo da Planície Amazônica e da Ilha de Marajó.

As diferenças altimétricas e a natureza das rochas entre outros, possibilitaram a BARBOSA et al. (1974) estabelecerem no domínio da Folha SA.22 (Belém) a hierarquia da rede de drenagem em três gerações: a primeira denominada Xingu está representada pelos grandes rios que estão superimpostos às estruturas paleozóicas e pré-cambrianas. A segunda geração, chamada Jarauçu, é correlacionada à deposição Barreiras pois a extensão daqueles rios coincide com esta

deposição, a exemplo do Rio Xingu. A mais nova rede de drenagem é a geração Guajará que está ligada à Planície Amazônica e ao sistema hidrográfico mais típico do Rio Amazonas.

7. O QUADRO MORFOTECTÔNICO

Os aspectos inerentes aos elementos que compõem os sistemas de relevo e de drenagem e os principais arranjos estruturais, sobretudo aqueles do Cenozóico que exercem forte papel na configuração da paisagem da região da calha do Rio Amazonas, são tratados neste capítulo. Considerando 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, distinguem-se seis compartimentos morfotectônicos desde a cidade de Manaus até a foz do Rio Amazonas (Figura 34).

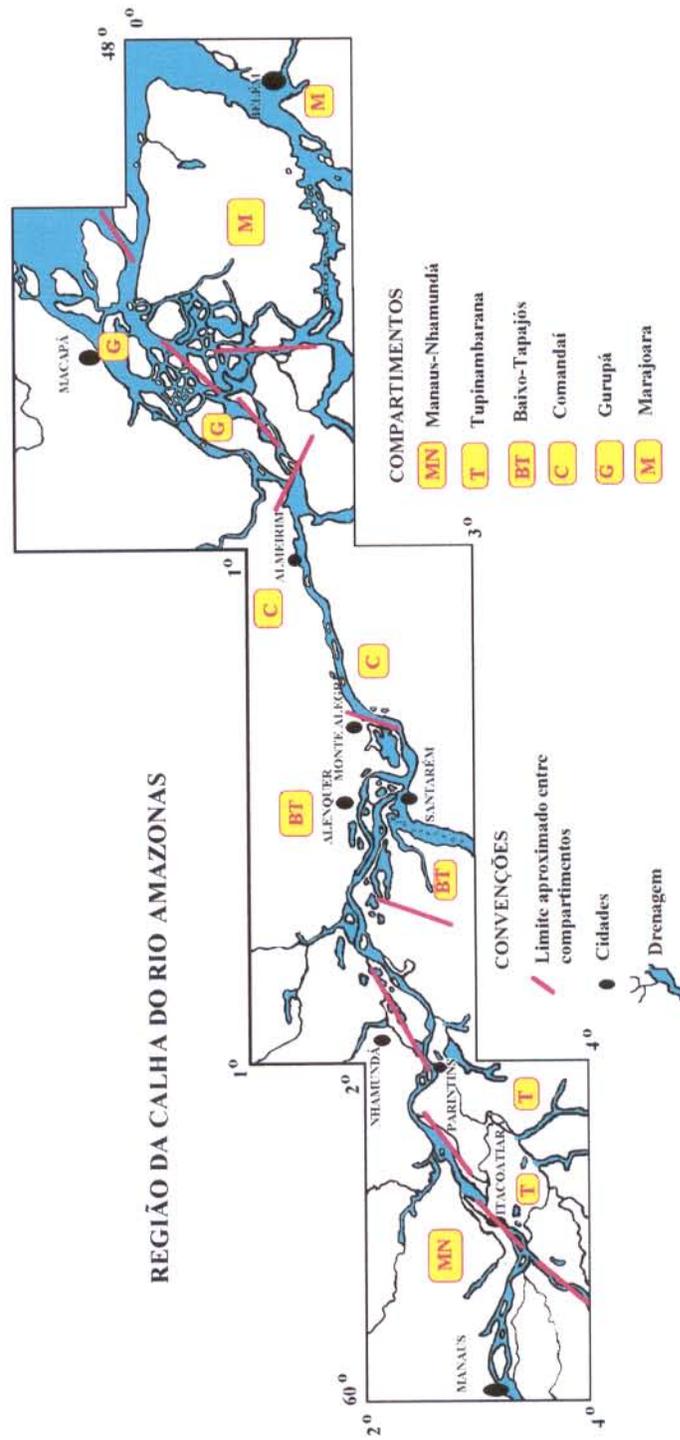


Figura 34. Mapa de distribuição dos compartimentos morfotectônicos da calha do rio Amazonas.

Os compartimentos são descritos, de oeste para leste, em consonância com o arcabouço tectônico do Meso-Cenozóico definido por COSTA et al. (1995a) para aquela região e pautados nos seguintes critérios geomorfológicos consolidados internacionalmente:

1. Relativos à drenagem- alinhamento de rios e lagos; distribuição, frequência, morfologia e orientação de lagos; bloqueio de rios; angularidade, sinuosidade e assimetria de canais; anomalias de drenagem tipo em cotovelo, arco e meandros isolados; índice de sinuosidade dos rios (tortuosos e meandrantés); relação da forma do canal com a largura da planície (rios inadaptados); capturas, superimposição e antecedência na rede de drenagem; padrões de drenagem; forma dos canais de drenagens; tipos de mudanças em canais meandrantés (estrangulamento, encurtamento e mudança de direção da curva meândrica; deslocamento de uma parte ou do conjunto total); drenagens deslocadas por drenagens; sentido de escoamento da rede de drenagem; e padrões de drenagem; e
2. Relativos ao relevo- sistemas de relevo com unidades alinhadas e alongadas; escarpas; forma do perfil das vertentes; margens assimétricas; tipos de terraços fluviais; forma dos vales fluviais; paleocanais; caimento topográfico; amplitude de relevo; orientação de juntas e fraturas; inclinação de blocos; e superfícies envoltórias

A toponímia utilizada na descrição dos compartimentos segue a Carta Internacional do Mundo ao Milionésimo, Folha SA.21 (Santarém) (IBGE, 1982) e Folha SA.22 Belém, (IBGE, 1979), mas buscou-se apoio também nas cartas nas escalas de 1: 250.000, relacionadas na Tabela 2, visando tornar a apresentação mais fluente.

7.1 COMPARTIMENTO MANAUS-NHAMUNDÁ

O Compartimento Manaus-Nhamundá situa-se entre as cidades de Manaus e Itacoatiara, ao longo da margem esquerda do Rio Amazonas, estende-se para nordeste até as cidades de Faro e Nhamundá na margem esquerda do Rio Nhamundá e prolonga-se para norte até o paralelo 2° 00'S. Inclui a folha SA.21-Y-A (Rio Uatumã), e parcialmente as folhas SA.21-Y-B (Urucará), SA.21-Z-A (Parintins), SA.21-Y-C (Manaus-E), e SA.21-Y-D (Itacoatiara). É limitado pelas coordenadas geográficas: 60° 00'e 57° 00' W Gr. e 2°. 00'e 4°. 00' S; e 58° 00'e 56°45' W Gr., e 2° 00' e 3°. S, configurando um triângulo com a maior extensão acompanhando o curso do Rio Amazonas de oeste para leste. A área está inserida na Planície Amazônica e no Planalto dissecado Rio Trombetas-Rio Negro (NASCIMENTO et al, 1976), mas foi classificada como

Depressão do Amazonas por IBGE (1993); as características descritas nesse trabalho são compatíveis com a classificação topográfica de planalto (ANEXO 4).

7.1.1 Relevo

O relevo é constituído por um sistema de serras alongadas na direção NW-SE, as quais gradam para extensas colinas bordejadas pela Planície Amazônica. O topo do relevo é sustentado por uma superfície tabular erosiva ao nível da cota de 100 m e dissecada por vales, cuja intensidade é refletida em interflúvios de topos extensos com rebordos atingindo cotas de até 200 m nos extremos noroeste e centro-leste da área: na primeira porção os vales principais, a exemplo dos rios Puraquequara, Preto da Eva, Urubu e Anebá, são fechados e orientados sistematicamente para NW-SE, estabelecendo de maneira geral um padrão ortogonal com as ravinas de direção NE-SW; na última, o Rio Uatumã e o Rio Jatapu, que lhe é tributário, exibem planícies aluviais bem desenvolvidas, enquanto a do Rio Piratucu é restrita.

O sistema colinoso é definido por interflúvios tabulares abaixo da cota de 100 m e limitados, a exemplo do baixo curso dos rios Uatumã e Jatapu, por amplos terraços de sedimentos holocênicos antigos, nos quais divagam paleocanais oriundos de meandros abandonados e estrangulados que evidenciam o sentido nordeste de migração do canal; e por um nível estreito de terraços de sedimentos mais recentes, além de barras em pontal desenvolvidas nas margens côncavas de alguns meandros que contribuem para o assoreamento e conseqüente estrangulamento dos mesmos. Há também terraços e paleocanais ao longo do Rio Urubu, mas são de menor expressão em relação àqueles.

Na margem direita do Rio Amazonas o relevo colinoso estende-se a partir da Planície Amazônica para sul representado por interflúvios com amplitude média de 50 m no topo, onde a incisão da drenagem é baixa; mas antes de atingir esse nível, uma superfície aplainada, em torno da cota de 30 m, define uma faixa do relevo controlada por lineamentos estruturais E-W, evidenciados também em direção a leste por uma seqüência de lagos alternados com canais.

Nos sistemas de serra e colinoso os vales são simétricos e fechados, e definem escarpas retilíneas e curtas próximas ao topo, e no geral têm os cursos encaixados como os rios Puraquequara, Preto da Eva, Urubu, Anebá e Piratucu, entre outros. Um caso de assimetria notável é verificado no Rio Maripá, no qual os tributários da margem esquerda são largos e paralelos, e escoam de cotas de 200 m ou mais, enquanto que os da margem direita são curtos e

escassos, percorrendo por cotas abaixo de 100 m. A diferença de amplitude de uma margem para outra é em média de 100 m (Figura 35).

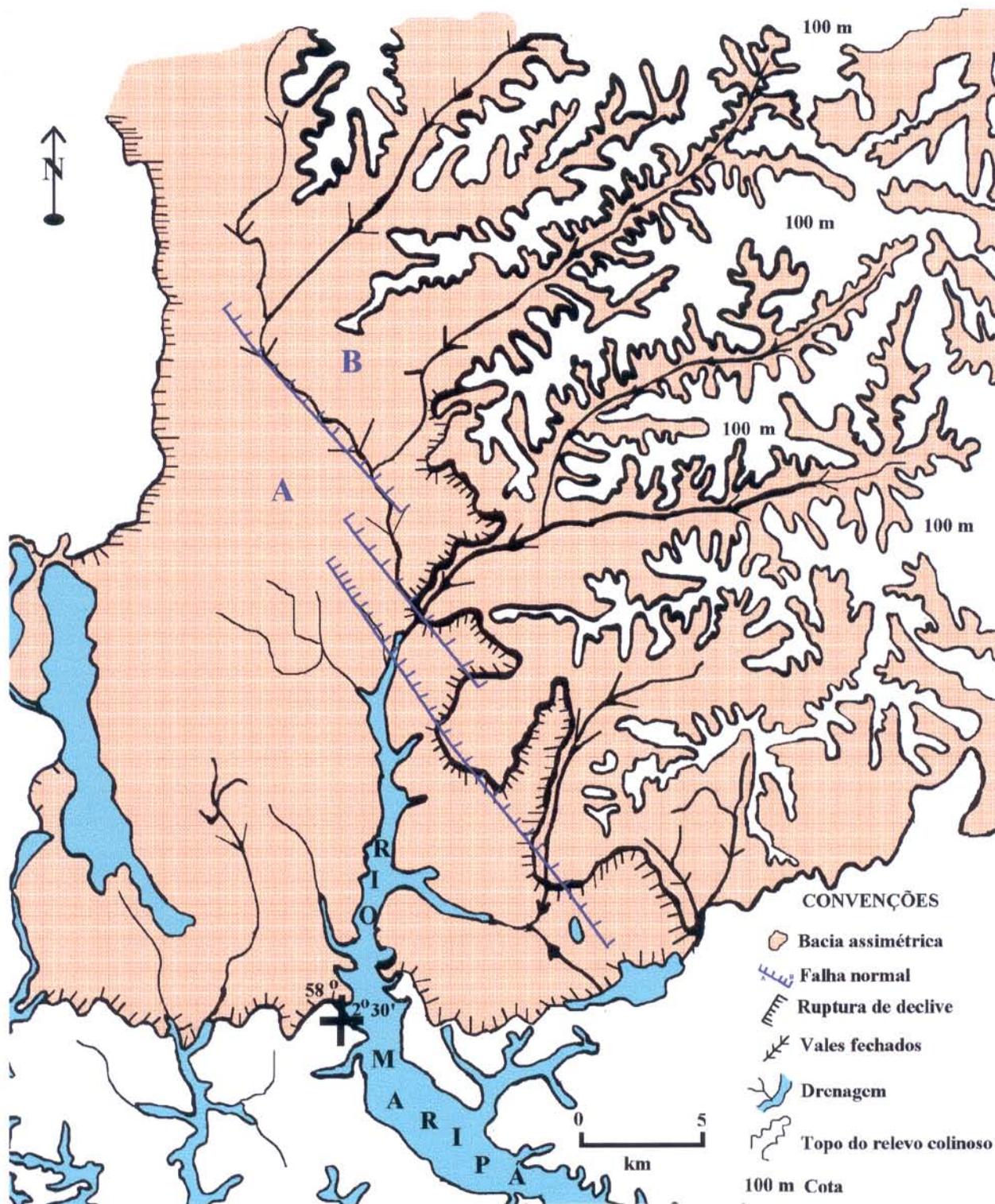


Figura 35. Drenagem assimétrica do Rio Maripá, onde a diferença de amplitude do topo do relevo para o vale do rio é de 110 m na margem esquerda. Folha SA.21-Y-B (Urucará).

Os vales dos rios Uatumã e Jatapu são de fundo chato com terraços. No Rio Uatumã os terraços são altos com até 12 km de extensão, e baixos com apenas 3 km de extensão ; o canal divaga livremente na planície erodindo em alguns trechos o relevo colinoso. A forma do canal é meândrica com meandros estrangulados, e nas margens côncavas dessas curvas é comum a formação de barras em pontal. Na planície do Rio Jatapu a morfologia é semelhante, mas o processo de encurtamento do canal foi mais avançado; antes de desembocar no Rio Uatumã o canal perde a sinuosidade ao infletir na direção NE-SW; nessa extensão de quase 24 km formaram-se ilhas estreitas e alongadas naquela direção (Figura 36).

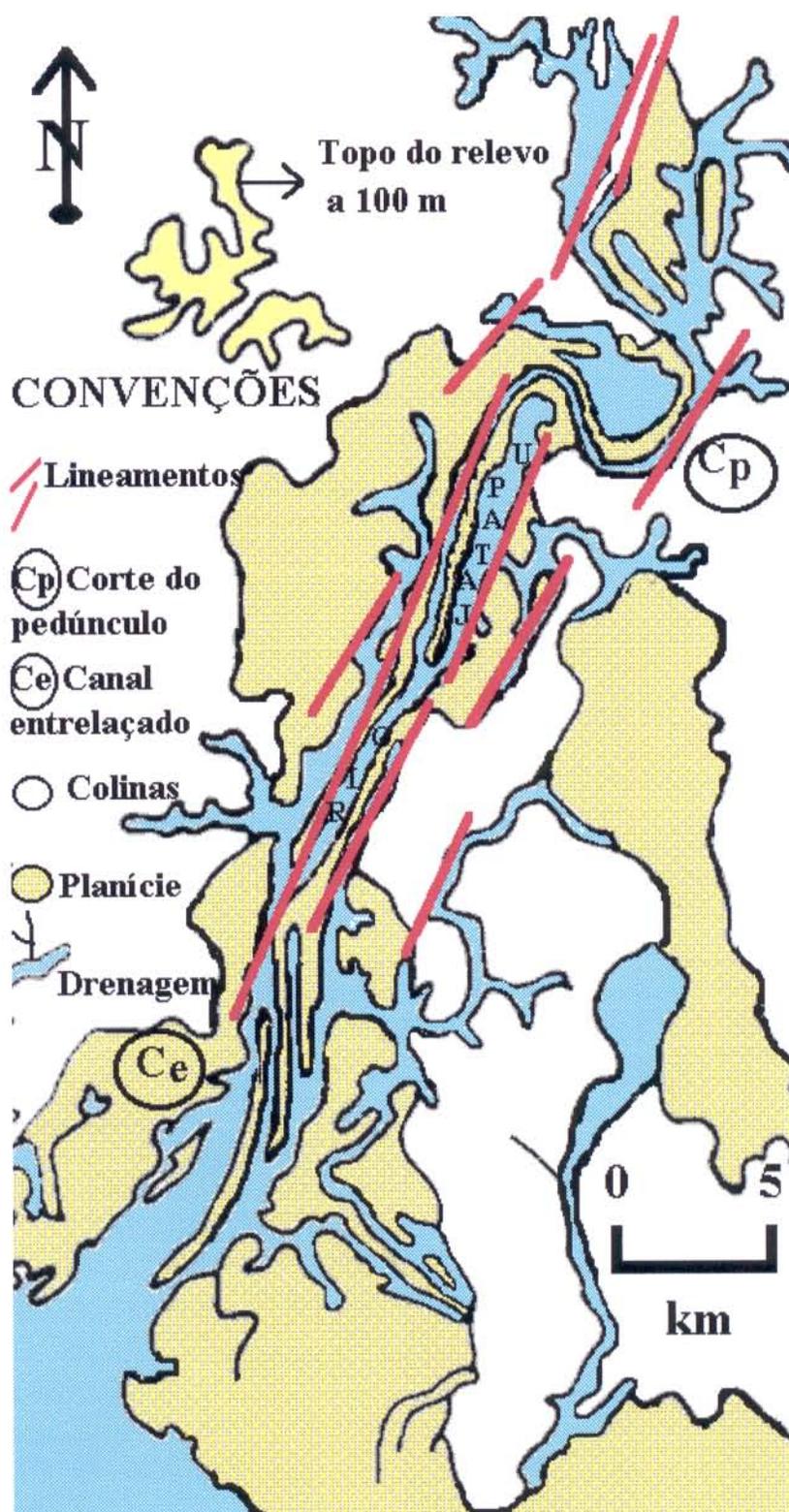


Figura 36. Vale do Rio Jatapu com tendência ao corte do pedúnculo e padrão entrelaçado na confluência com o Rio Uatumã. Este trecho é controlado por lineamento da drenagem na direção NE-SW. Folha SA.21-Y-B. (Urucará).

Um exemplo de vale seco é dado pela captura do Rio Piratucu que desaguava no Amazonas na direção NW-SE, e foi desviado para NE-SW desembocando agora no Rio Nhamundá; a cicatriz do leito original é mostrada na Figura 37.

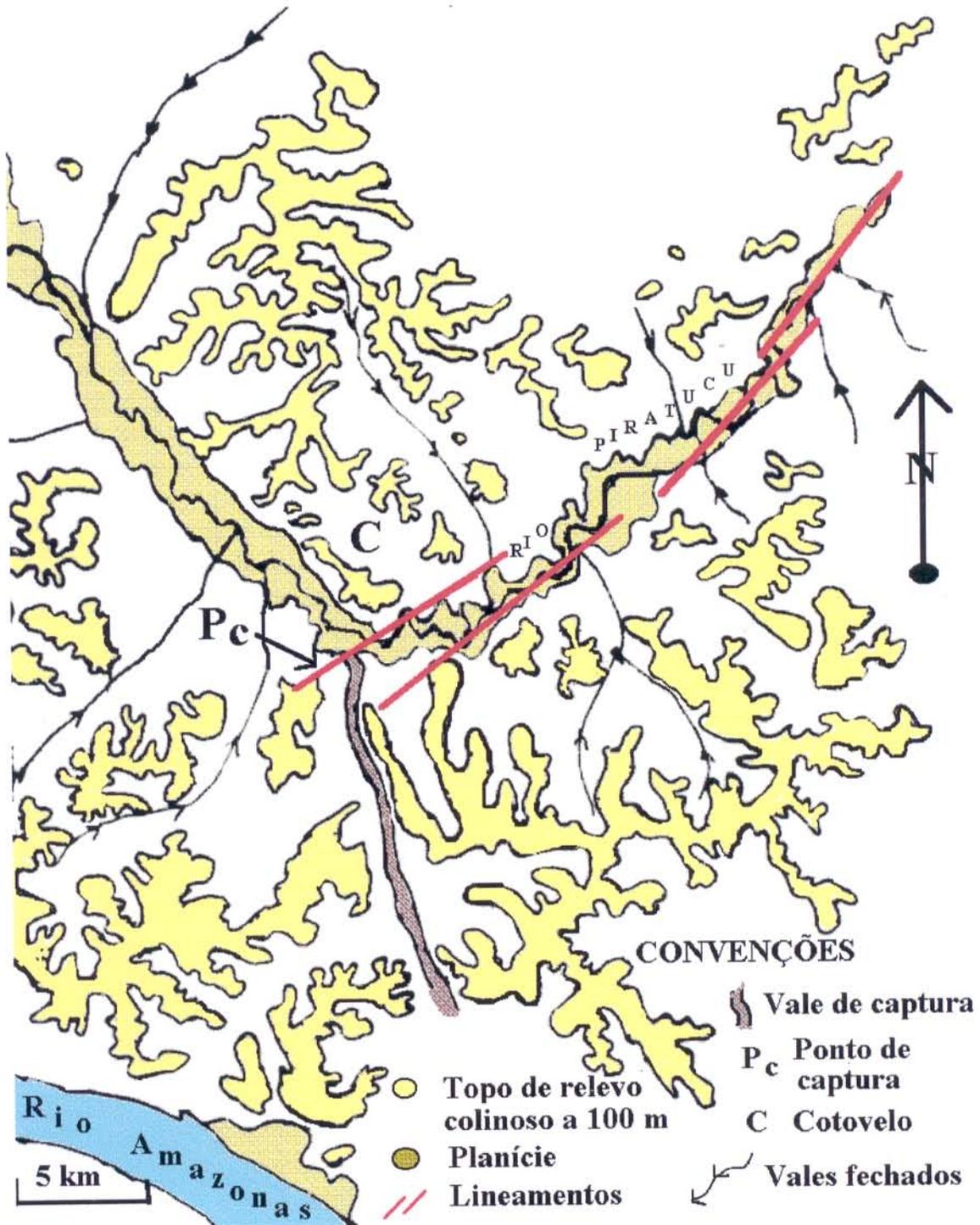


Figura 37. Vale de captura do Rio Piratucu por lineamento estrutural na direção NE-SW formando anomalia em cotovelo. Folha SA. 21-Y-B (Urucará).

Na margem esquerda do Rio Amazonas, entre a cidade de Manaus e a foz do Rio Urubu, o desenvolvimento da Planície Amazônica foi incipiente; todavia, na margem oposta, a planície alcançou extensão de 70 km, prolongando-se até a foz do Rio Madeira, estando limitada por extensas colinas de topos tabulares abaixo de 100 m de amplitude. Dezenas de gerações de paleocanais entrelaçam-se na planície junto a um complexo de feições morfo-hidrográficas evidenciando a migração do curso do Rio Amazonas para noroeste; meandros abandonados são comuns na Ilha do Careiro, sugerindo sua integração a essa porção da Planície Amazônica, antes de ter sido isolada pelo paraná do Careiro que liga o Rio Solimões ao Rio Amazonas.

A assimetria entre as margens é ressaltada por características morfométricas e morfológicas. Ao longo da margem esquerda, entre as cidades de Manaus e Amajari, as cotas variam de 96 m até 29 m, notando-se um decréscimo para jusante; na margem direita dominam as formas de deposição e as cotas variam de 21 m a no máximo 39 m. O maior contraste de amplitude é registrado nos arredores da cidade de Manaus, estimado em 70 m.

Entre a foz do Rio Urubu e a cidade de Itacoatiara há seqüências de paleocanais sugerindo o bloqueio daquela foz e a migração do curso do Rio Amazonas para sudeste. A partir da cidade de Itacoatiara em direção a nordeste desenvolveu-se a planície aluvial entrecortada por paranás, furos e lagos; no extremo leste do compartimento a planície atinge 40 km de largura e apresenta um complexo de lagos orientados na direção NE-SW que marca também o bloqueio da foz do Rio Nhamundá na altura da cidade homônima.

O controle estrutural no processo de formação da Planície Amazônica torna-se claro quando se analisa a margem esquerda desse compartimento; nela, dominam os processos de erosão na direção NW-SE, enquanto os de deposição dominam onde o curso inflete para NE-SW e W-E. Tal fato não pode ser simplesmente atribuído ao processo normal de evolução de curvas meândricas, mas há que se considerar as interpretações de STERNBERG (1950), NASCIMENTO et al.(1976), IRIONDO (1982), CUNHA (1988) e BEMERGUY & COSTA (1991).

7.1.2 Drenagem

Nos sistemas de serras e colinoso a rede de drenagem é densa e escoar no sentido NW-SE, seguindo os tributários principais, como os rios Preto da Eva, Urubu, Anebé, Uatumã e Nhamundá. Os rios Jatapu e Piratucu também escoam na direção geral NW-SE, mas ao invés de

desaguarem no Rio Amazonas tiveram seus cursos desviados, próximo às suas desembocaduras, para NE-SW, formando anomalias em cotovelo: o primeiro une-se com o Rio Uatumã pela margem esquerda, e o segundo com o Rio Piracutu pela margem direita. Esses tributários são paralelos e acham-se fortemente controlados por lineamentos orientados na direção de escoamento, e por outros que lhes são ortogonais, favorecendo o arranjo da drenagem em treliça bem definido na parte centro-oeste do compartimento. A exceção é a sub-bacia do Igarapé Maripá que tem padrão assimétrico.

Na Planície Amazônica e outras planícies aluviais bem desenvolvidas, como a sub-bacia do Rio Uatumã, o padrão é anastomosado: exemplos da primeira são encontrados na margem direita do Rio Amazonas, desde a confluência dos rios Solimões e Negro até a foz do Rio Madeira; e entre as cidades de Itacoatiara e Nhamundá.

Associado ao padrão anastomosado ocorre o palimpséstico. Esse padrão fóssil tem ampla distribuição espacial no limite sudoeste do compartimento, onde se arranja da seguinte forma: várias seqüências de paleocanais na direção NE-SW, com ápice da curva voltado para NW-SE, são cortadas longitudinalmente pela drenagem atual, no caso representada pelo paraná Autás-Mirim, que de maneira geral acompanha o curso do Rio Amazonas na direção E-W. Nesse trecho da Planície Amazônica é possível reconhecer a migração de duas gerações de drenagem: a primeira e mais antiga, já descrita; e a segunda com disposição dos paranás Autás Mirim e do Jacaré, em paralelo um ao outro. Um outro exemplo do padrão palimpsesto existe entre as localidades de Boa Vista e Itacoatiara, onde o Rio Urubu corre paralelo à margem esquerda do Rio Amazonas na direção NE-SW e é representado por sucessivas curvas meândricas de amplitudes variáveis, que permitem a reconstituição de paleocanais na direção NE-SW, cortados transversalmente pela drenagem atual na direção NW-SE; o próprio curso do rio Urubu atravessa de SW para NE um lago de meandro com o ápice da curva voltado para norte (Figura 38).

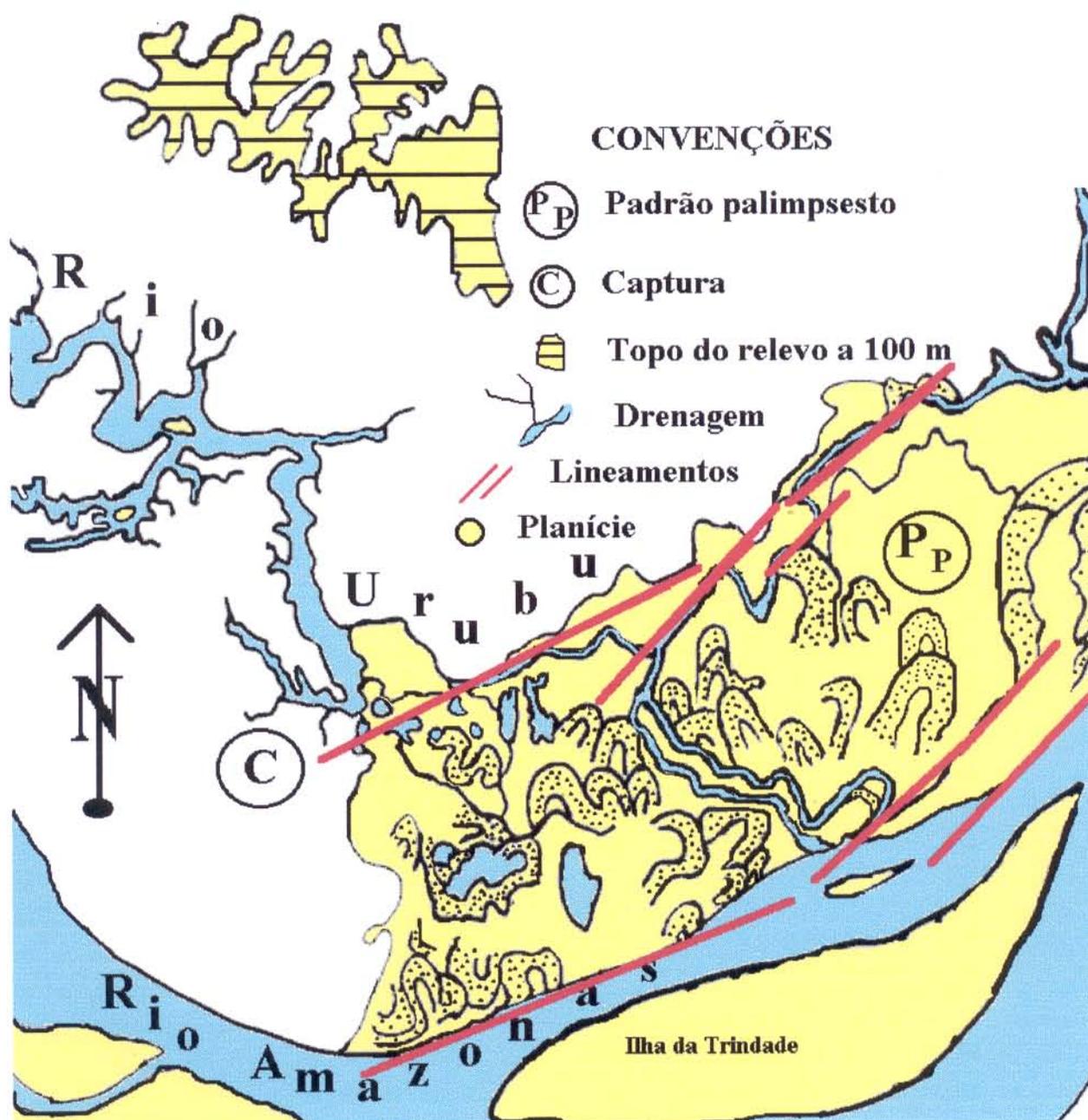


Figura 38. Captura em furo do Rio Urubu por lineamento estrutural na direção NE-SW e exemplo de padrão palimpséstico na Planície Amazônica dado pelo traçado atual desse rio. Folha SA.21-Y-C (Manaus-E).

Uma outra evidência de controle estrutural é deduzida a partir dos ângulos de confluência entre os canais de várias ordens que definem a hierarquia da rede de drenagem. Os ângulos agudos predominam nos canais de primeira ordem quando eles confluem para formar os canais de segunda ordem; esses, e mais aqueles de primeira ordem que deságuam diretamente nos de

terceira ordem, fazem confluência a 90° e são francamente controlados na direção NE-SW por lineamentos e lineações de drenagem. No geral, a disposição dos canais de ordem mais baixa com relação ao de ordem subsequente é simétrica, exceto o Rio Maripá que apresenta assimetria forte.

As capturas na rede de drenagem são bem definidas por feixes de lineamentos na direção NE-SW próximos ao leito principal do rio Amazonas, a exemplo dos rios Urubu, Uatumã, Jatapu e Piratucu. O Rio Urubu corre cerca de 50 km paralelamente a margem do Rio Amazonas até encontrar o Lago Canaçari. O Rio Uatumã, onde inflete naquela direção, corre cerca de 35 km com o nome de rio Urucará até desaguar no curso do rio Amazonas. Já os rios Jatapu, capturado a 55 km da foz, e o Piratucu, a 70 km, desembocam respectivamente, nos rios Uatumã e Nhamundá: o primeiro caso de captura explica a assimetria do Igarapé Maripá, que, de fato, é o prolongamento do Rio Jatapu em direção a foz, antes de ter sido capturado na direção NE-SW (Figura 39).

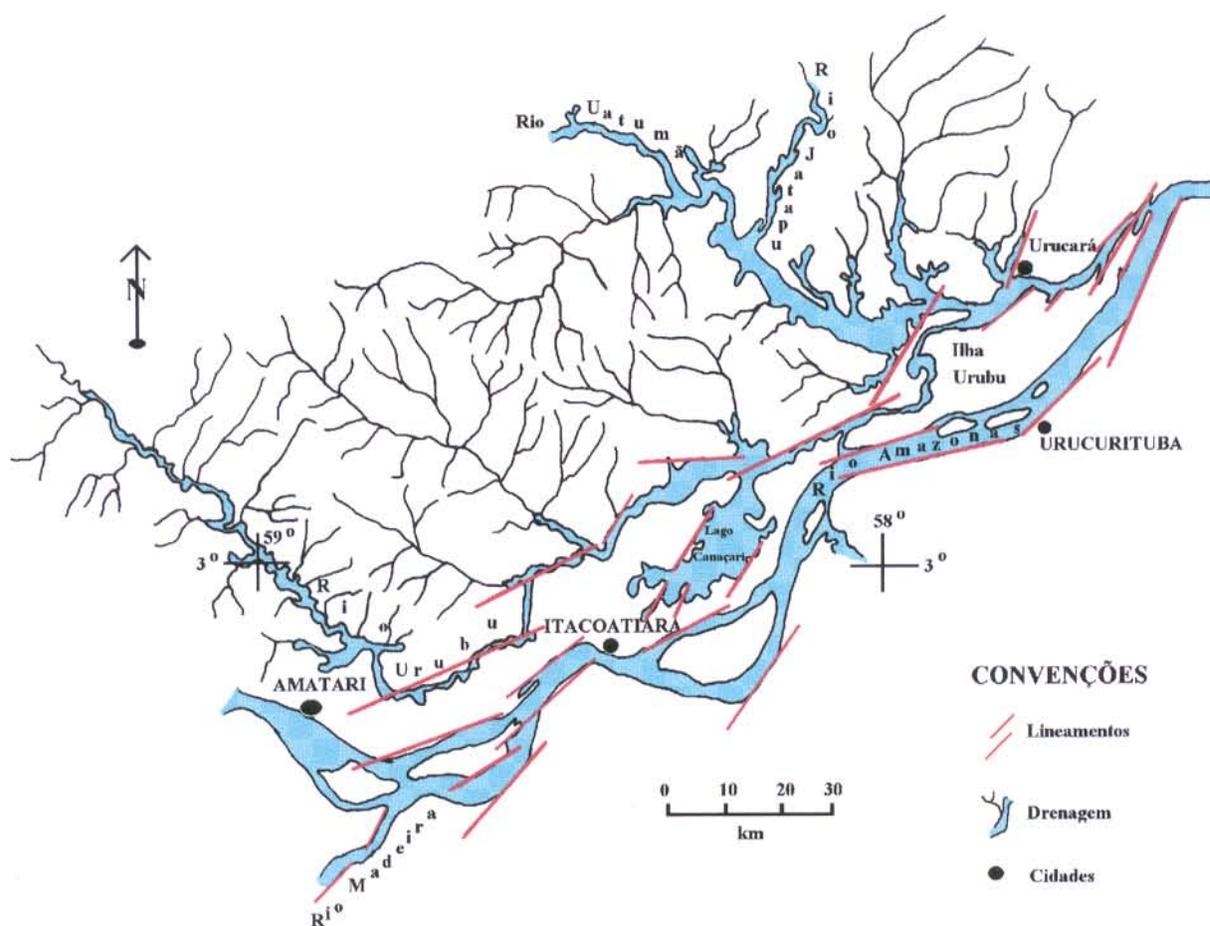


Figura 39. Feixes paralelos de canais capturados por lineamentos na direção NE-SW, gerando anomalias em cotovelo em alguns tributários do Rio Amazonas. Folha SA. 21 (Santarém).

O Igarapé Maripá, por sua vez, também foi capturado na direção NE-SW e em confluência com o rio Uatumã deságua no rio Amazonas através do Rio Urucará. A confluência de 180° do Igarapé Japurá com o Rio Piratucu na direção NW-SE também é decorrente da captura desse último.

Além das capturas, anomalias em arco e cotovelo são constantes ao longo do curso do rio Amazonas e dos seus tributários principais. Há lineamentos que desviaram a foz de alguns deles, como é o caso dos rios Urubu, Uatumã e Piratucu. O Rio Uatumã, por sua vez, descreve um arco notável próximo a confluência com o Rio Jatapu, bem como o Rio Nhamundá antes de desembocar no complexo de lagos de várzea; ambos têm direção geral NW-SE com o sentido da curva para nordeste.

O curso do Rio Amazonas tem uma extensão de 945 km nesse compartimento. O traçado é sinuoso e fortemente controlado por lineamentos estruturais, a partir da confluência dos rios Negro e Solimões, e escoia na direção NW-SE. Um pouco abaixo da cidade de Amajari inflete para NE-SW descrevendo uma anomalia em cotovelo até a cidade de Itacoatiara, onde delinea uma outra anomalia na forma de arco; prosseguindo na direção NE-SW, inflete com baixo ângulo na mesma direção e volta a descrever outro arco na direção NW-SE que se estende até a cidade de Parintins, onde volta a infletir na direção NE-SW.

As margens do Rio Amazonas nesse trecho são assimétricas e definem um amplo vale de fundo chato, com diferença de amplitude, em média, de 50 m. A margem esquerda é caracterizada por terraços rochosos da Formação Alter do Chão com inúmeros trechos escarpados entre as cidades de Manaus e Amajari, e após a localidade de Urucará onde o Rio Amazonas descreve uma ampla curvatura: há alternância de áreas com dominância de mecanismos de erosão e deposição nessa margem. A margem direita é dominada pela planície de inundação, cujas feições deposicionais, elaboradas em sedimentos recentes, integram a partir da foz do Rio Madeira outro compartimento.

A forma do canal é anastomosada e com trechos ramificados e entrelaçados (*braided*); no arranjo desses padrões existem inúmeras ilhas, destacando-se a Ilha do Careiro nas proximidades de Manaus: Nessas ilhas são comuns vestígios de paleocanais (curvas meândricas e trechos retos de canal), lagos e limites de sedimentação bem definidos por barras.

A análise estatística das medidas de direção tomadas em 4.158 lineações e lineamentos de drenagem nas folhas SA.21-Y-A (Rio Uatumã) e SA.21-Y-B (Urucará) mostra o seguinte

controle em termos de direções de escoamento da drenagem (Figura 40): na parte noroeste do compartimento Manaus-Nhamundá (Folha SA.21-Y-A, Rio Uatumã) a direção predominante é $N20^{\circ}-40^{\circ}E$ sendo a direção $N20^{\circ}-40^{\circ}W$ subordinada e seguida pela distribuição equitativa das direções $N0^{\circ}-20^{\circ}W$ e $N40^{\circ}-60^{\circ}E$; a menor contribuição é das direções $N40^{\circ}-60^{\circ}W$ e $N0^{\circ}-20^{\circ}E$. Tal variação pode ser explicada porque esta é a direção geral de escoamento da drenagem. Por outro lado, a direção $N20^{\circ}-40^{\circ}E$, dominante, corresponde às drenagens de ordem mais baixa coletadas pelos tributários principais do rio Amazonas, e a própria direção geral desse rio; na parte nordeste do compartimento (Folha SA. 21-Y-B, Urucará), a direção $N20^{\circ}-40^{\circ}E$ ainda é a principal, mas as direções $N0^{\circ}-20^{\circ}E$ e $N40^{\circ}-60^{\circ}E$ e aquelas para noroeste entre os ângulos de $0^{\circ}-60^{\circ}$ têm uma distribuição homogênea; a primeira atribuída principalmente aos tributários do Rio Uatumã e ao Rio Jatapu.

Nessa porção da área existem também as direções $N60^{\circ}-80^{\circ}W$ e $N60^{\circ}-80^{\circ}E$. Tal situação se deve à direção geral do rio Uatumã e a alguns trechos do Rio Amazonas orientados na direção W-E, bem como aos tributários do Rio Jatapu e Igarapé Maripá.

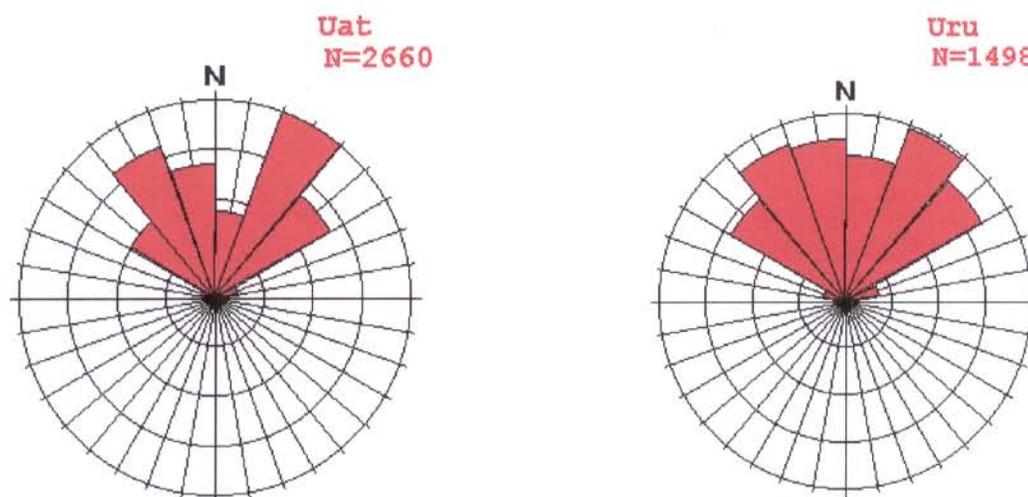


Figura 40. Diagramas de roseta dos mapas de lineamentos de drenagem das folhas SA.21-Y-A (Rio Uatumã) e SA.21-Y-B (Urucará).

7.1.3 Relação entre sistemas de drenagem e relevo e os elementos estruturais da neotectônica.

As estruturas neotectônicas deste compartimento têm sido discutidas por vários autores (COSTA et al., 1996, no prelo; COSTA & HASUI, 1997; COSTA et al., no prelo, FERNANDES et al., no prelo; dentre outros) em termos de dois conjuntos principais.

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 NE-SW. Tais estruturas são observadas preferencialmente afetando os sedimentos da Formação Alter do Chão, sobretudo nos cortes artificiais ao longo da rodovia AM-010 e na avenida Grande Circular dentro da cidade de Manaus. Em várias exposições, principalmente naquelas situadas na rodovia AM-010, no trecho compreendido entre os rios Preto da Eva e Urubu, distinguem-se também cavalgamentos com perfis listricos e definindo duplexes de dimensões métricas projetados nos diferentes pacotes sedimentares. Essas estruturas acham-se bem evidentes nos perfis de sísmica rasa (SAUCK et al., 1995) executados dentro da cidade de Manaus. Geometrias de estruturas compressivas semelhantes a dúplexes e flores positivas têm sido apontadas pelos levantamentos sísmicos realizados pela equipe técnica da Petrobrás entre as cidades de Manaus e Itacoatiara, indicando que extensas áreas experimentaram compressão. Nesse sentido, optou-se pela representação esquemática dos cavalgamentos no mapa do ANEXO 4.

Sobre a idade desse evento compressivo, sabe-se que as dobras e os cavalgamentos afetam os pacotes de caulim e o perfil laterítico bauxítico-fosfático desenvolvidos no Oligoceno (COSTA, 1991), permitindo que seja estabelecido a idade máxima dessas estruturas. Como as unidades plio-pleistocênicas não se acham afetadas pelas estruturas compressivas, deduz-se que elas se formaram no Mioceno, ou alternativamente, no intervalo Mioceno-Plioceno.

Embora ainda não seja possível precisar a idade das estruturas compressivas, sabe-se ainda que os cavalgamentos e as dobras exercem forte influência no relevo, traduzindo-se em remanescentes de sistemas de serras e colinas fortemente dissecadas em vales fechados e com cotas de até 200 m em meio a áreas descritas no âmbito da Planície Amazônica. Tais expressões de relevo tornam-se mais importantes à medida que se caminha em direção ao quadrante noroeste do compartimento. É oportuno enfatizar ainda que os rios de ordem mais baixa seguem preferencialmente os traços dos cavalgamentos, contribuindo efetivamente para a definição do padrão de drenagem em treliça.

O conjunto de estruturas mais novas formadas durante a evolução do Quaternário (Pleistoceno-Holoceno) encerra falhas normais planares de alto ângulo que afetam o perfil laterítico ferruginoso desenvolvido no Pleistoceno Médio (COSTA, 1991) e os depósitos sedimentares do Pleistoceno. Essas são observadas em cortes artificiais dentro da cidade de Manaus, na rodovia AM-010 e na BR-174, impõem desnivelamentos, nas sequências estratigráficas, 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. Esses rios correm ao longo da vales extensos e paralelos, e são responsáveis pela segmentação do relevo em interflúvios tabulares com a mesma disposição. Os terraços escarpados nas margens do rio Negro e os morros alinhados e alternados com áreas abatidas dentro da cidade de Manaus estão intimamente relacionados com as falhas normais.

Longos trechos do Rio Amazonas entre as cidades de Manaus e Amajari estão encaixados nas falhas normais e a assimetria da planície nessas áreas se deve aos deslocamentos associados.

7.2 COMPARTIMENTO TUPINAMBARANA

Esse compartimento está inserido parcialmente nas folhas SA.21-Y-C (Manaus-E), SA.21-Y-B (Urucará), SA.21-Y-D (Itacoatiara), SA.21-X-C (Óbidos) e SA.21-Z-A (Parintins). A área como um todo tem a forma de um retângulo alongado na direção NE-SW e inclui os seguintes polos de ocupação: Nova Olinda do Norte na margem direita do Rio Madeira, Maués na foz do Rio Maués-Açu; Parintins e Juruti na margem direita do Rio Amazonas; Urucará na foz do Rio Uatumã; Faro e Nhamundá na margem esquerda do Rio Nhamundá; Oriximiná na margem esquerda do Rio Trombetas; além de Amajari, Itacoatiara e Óbidos pela margem esquerda do Rio Amazonas. No âmbito do quadro geomorfológico regional, este compartimento faz parte da Depressão do Amazonas (IBGE, 1993), denominada anteriormente de planaltos rebaixados por NASCIMENTO et al. (1976), e da Planície Amazônica. A análise morfométrica dessa porção da área mostra que a sua classificação é compatível com a de depressão, incluindo sistemas de serras isoladas com baixas amplitudes.

O trecho do Rio Amazonas entre as cidades de Amajari e Óbidos perfaz cerca de 500 km e é quase todo bordejado pela Planície Amazônica que, nesse compartimento, ambos limites laterais apresentam-se sob franco controle estrutural, como demonstra a morfo-hidrografia das margens. A margem esquerda do rio Amazonas acompanha linearmente a direção NE-SW e é

caracterizada por bloqueios na foz dos principais tributários, a exemplo dos rios Urubu, Anebá, Uatumã e Nhamundá; o prolongamento do limite oeste na margem esquerda é definido pelo Rio Preto do Pantaleão que desagua no lago homônimo e se conecta ao Paraná Autás-Açu ou Madeirinha. Os bloqueios da margem direita, decorrentes também da presença de descontinuidades orientadas na direção NE-SW, são evidenciados tanto pela foz dos rios Maués-Açu e Apoquitauá, que desaguam no Paraná Urariá a 62 km do curso do Rio Amazonas, como pela tríade dos rios Andirá, Uaiucurupá e Mamuru, que desaguam no rio Amazonas através do Paraná do Ramos próximo à cidade de Parintins (ANEXO 5).

7.2.1 Relevo

Esse compartimento apresenta feições morfológicas distintas e de grande expressão areal, das quais uma delas é estabelecida pelas ilhas de Tupinambarana e do Madeira na margem direita do Rio Amazonas; outra é definida por margens assimétricas do Rio Amazonas desde as cidades de Parintins e Juruti, e o complexo de lagos em ambas as margens do rio Amazonas entre as cidades de Juruti e Óbidos.

A Ilha do Madeira é isolada pelo Paraná Madeirinha ou Autás-Açu e pelo Rio Madeira nos limites noroeste e nordeste, respectivamente. Abrange uma área de aproximadamente 2.340 km² por onde se distribui um sistema de relevo colinoso modelado nos arenitos da Formação Iça; trata-se de colinas extensas, em média com 75 km², de topo achatado e circunscritas pela Planície Amazônica e outras planícies fluviais, as quais exibem formas deposicionais típicas do ambiente de sistemas fluviais bem desenvolvidos. O Paraná Autás-Açu (Madeirinha) apresenta uma planície ampla, com largura de até 7,5 km em alguns trechos, na qual são comuns as barras em pontal, meandros estrangulados e abandonados, e lagos de meandros; há trechos com margens assimétricas onde se alternam áreas com dominância de erosão e deposição. Um dos lineamentos na direção NE-SW e com extensão de até 9 km afeta as rochas da Formação Alter do Chão resultando em escarpas na margem direita daquele paraná (Figura 41).

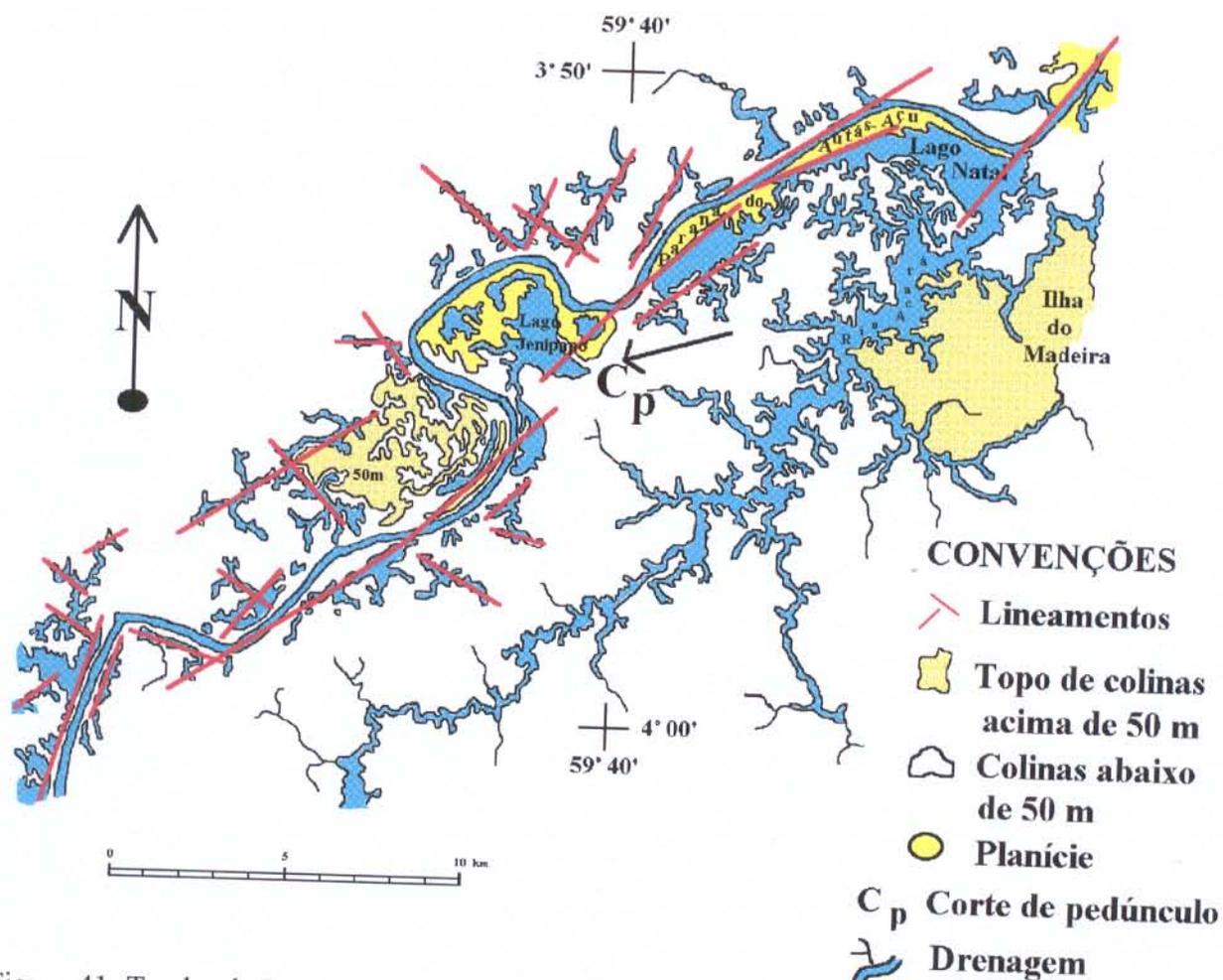


Figura 41. Trecho do Paraná Autás-Açu erodindo escarpas no relevo colinoso ao nível de 50 m e pedúnculo mostrando a tendência de encurtamento do canal. Alguns lagos ao longo do curso são controlados por discontinuidades de direção NW-SE e NE-SW. Folha SA.21-Y-C-IV (Lago Caramiri).

O relevo colinoso da Ilha do Madeira apresenta diversidade morfológica e morfométrica: na porção sudoeste o nível de topo chega a 50 m ; já para nordeste o aspecto é de uma superfície aplainada fracamente dissecada, cujas cotas decrescem até 12 m ao atingir a Planície Amazônica próximo à cidade de Autazes.

A Ilha de Tupinambarana enquadra-se na forma de um retângulo com dimensão aproximada de 14.400 km² delineado na sua porção ocidental pelos rios Madeira e Amazonas na direção NE-SW; esse rio define a porção setentrional da ilha, onde inflete para NW-SE. O contorno meridional e parte do oriental são definidos pelo Paraná Urariá que encontra o Paraná do Ramos próximo ao lugarejo de Parum, onde muda o seu curso para a direção geral NE-SW e desagua no Rio Amazonas fechando os limites daquela ilha.

Os contrastes morfológicos e morfométricos são semelhantes aos da Ilha do Madeira: a Planície Amazônica ocupa 40% da ilha de Tupinambarana e acha-se limitada entre o Rio Amazonas e o Paraná do Ramos nas direções NE-SW e NW-SE, com larguras variando entre 25 km e 55 km, e cotas predominando no nível de 20m. Nessa porção é toda dominada por dezenas de meandros abandonados e lagos de meandros, por lagos e zonas alagadas, e por longas barras em pontal; o arranjo de canais reticulados e anastomosados contribui enormemente para o alto grau de complexidade da morfologia fluvial. Tais feições repetem-se ao longo da margem esquerda do Paraná do Urariá e na margem direita do Rio Madeira, onde se destacam pelo menos dois níveis de terraços bem acima da cidade de Nova Olinda do Norte. Essas planícies e terraços fluviais foram elaboradas na Formação Içá, em sedimentos pleistocênico-holocênicos e holocênicos; as seqüências de paleocanais são bem evidentes nos sedimentos pleistocênicos.

O sistema colinoso da Ilha de Tupinambarana alterna relevos dissecados com outros extensos e aplainados mantendo o nível de topo a 50 m, atingindo eventualmente 65 m, com vales modelados em cotas na faixa de 19 a 24 m. Por vezes há colinas isoladas na Planície Amazônica, sustentadas por rochas da Formação Alter do Chão, logo acima da cidade de Maués, na margem esquerda do Paraná Urariá.

As margens assimétricas dispõem-se ao longo do curso do Rio Amazonas entre Parintins e Juruti. A margem esquerda tem 35 km de largura, compreende uma área de 315 km² de sedimentos holocênicos e é dominada por lagos com formas geométricas distintas, geralmente retangulares, e orientados na direção NE-SW. A margem direita tem cerca de 10 km no trecho mais largo e fica muito próxima da base das vertentes do sistema de serras, onde é definido o contato brusco dos sedimentos holocênicos com a Formação Alter do Chão (Figura 42).

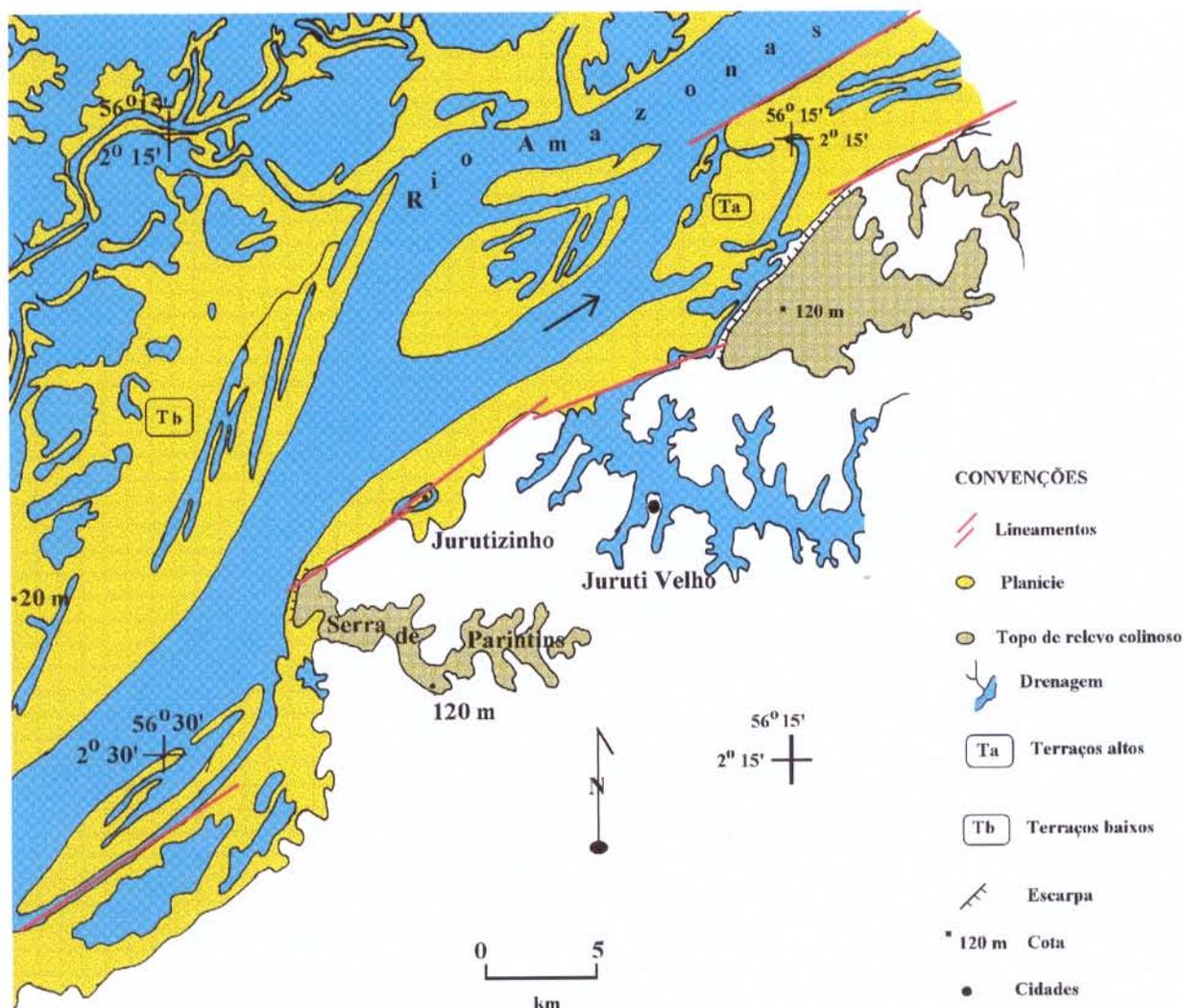


Figura 42. Margens assimétricas no trecho entre as cidades de Parintins e Juruti definidas pela Planície Amazônica na cota de 20 m e os sistemas de serras e colinoso, com destaque para a serra do Parintins na cota de 100 m. Folha SA.21-Z-A (Parintins).

O sistema de serras desenha divisores alongados na direção NE-SW dissecados por ravinas NW-SE, ou contrafortes de serras nessa direção; os topos são tabulares e alcançam amplitude média de 100 m, estando circunscritos por escarpas erosivas curtas e festonadas, ou por perfis de vertente convexo. Esse sistema atinge cotas de até 160 m e tem forte contraste morfométrico com as zonas alagadas da Planície Amazônica na margem oposta, onde as cotas variam entre 12 m e 20 m, portanto, o desnível entre as margens chega a 148 m.

Os vales principais, como os dos rios Juruti e Arapiuns foram dissecados em cotas de 50 m e acompanham a direção daquele sistema de serras. Entre Juruti Velho e Juruti o fronte das serras, voltado para NW, tem escarpas alinhadas para NE-SW, com os patamares truncados nos

níveis de 150 m, 100 m e 50 m: a extensão do fronte é da ordem de 3 km no primeiro nível e de cerca de 10,5 km nos dois últimos, e a escarpa entre eles é subvertical (Figura 43).

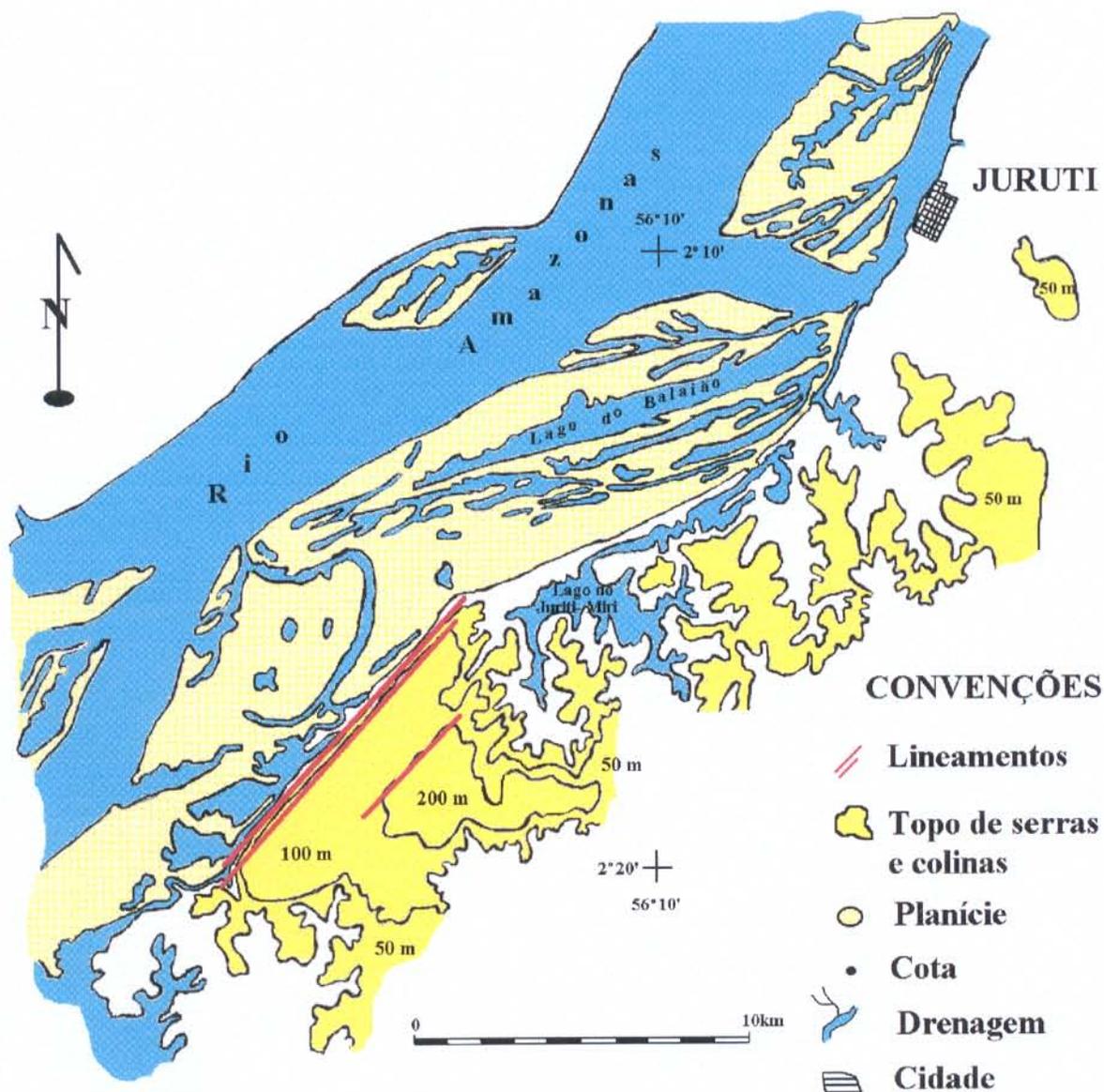


Figura 43. Relevo de serras com frente escarpado controlado por falhas de direção NE-SW. Folha SA.21-Z-A-II (Juruti).

7.2.2 Drenagem

As particularidades da rede de drenagem respondem por grande parte dos critérios que proporcionaram o estabelecimento deste compartimento, a saber: alinhamento de rios, paranás, e lagos; anomalias de drenagem; encurtamento e migração de canais meandrantess; rios com foz bloqueada e gerações de paleocanais.

Um feixe de lineamentos quilométricos controla o afogamento dos tributários do rio Amazonas pela margem esquerda, a exemplo do Urubu, Anebá, Uatumã e Trombetas. Tais bloqueios são articulados por sistemas de lagos como o Canaçari próximo à cidade de Itacoatiara. Por outro lado, na foz do Rio Nhamundá a Planície Amazônica exibe um padrão anastomosado e ramificado, cujos canais limitam, atravessam e interconectam os lagos na planície de inundação. Os lagos exibem formas geométricas distintas entre retangulares e elípticas e têm dimensões que variam de poucos a vários quilómetros, via de regra com as margens retilíneas, a exemplo dos lagos Matipucu, Panauari, Boiuçu, Mundongo, Madaba Grande e Matapi situados na folha SA.21-Z-A-I (Nhamundá), e Jacaré, Tracajá e Muriacá na folha SA.21-Z-A-II (Juruti), entre outros. Há também lagos estreitos e alongados dispostos sobretudo paralelamente ao curso do Rio Amazonas. Um exemplo clássico de controle da drenagem por falhas é observado no Igarapé Juruti Grande, que escoam nas direções NW-SE; NNE-SSW e NE-SW (Figura 44).

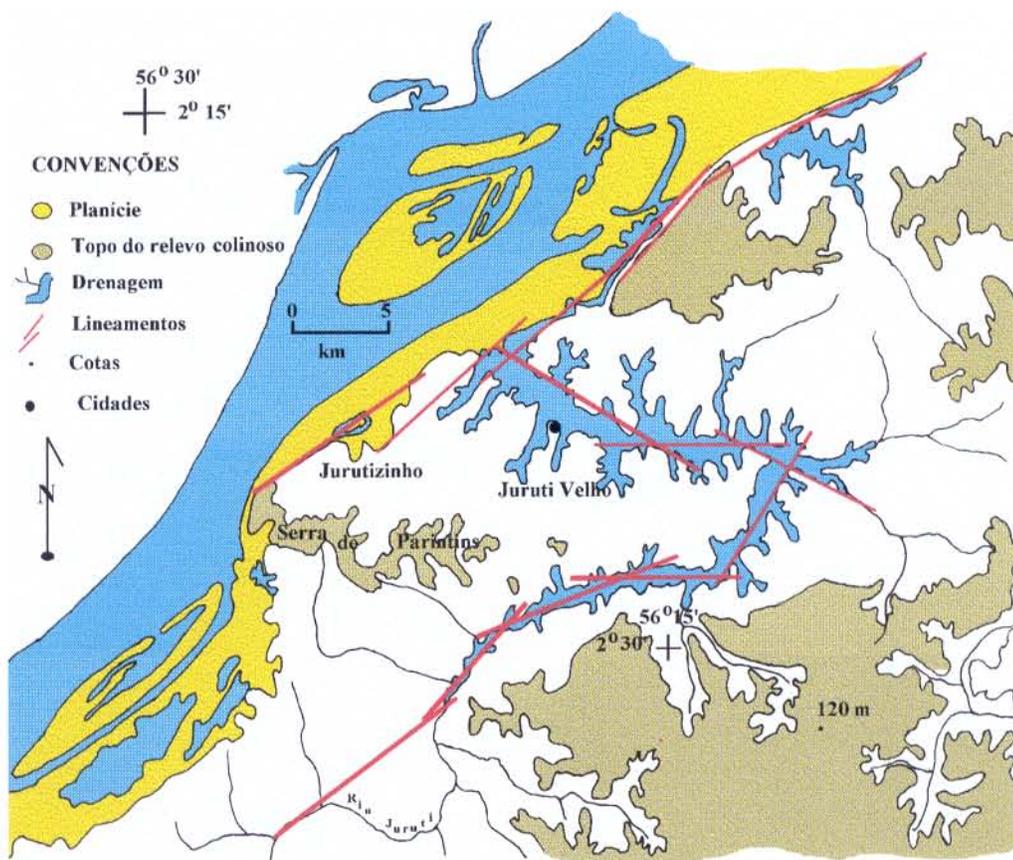


Figura 44. Lago originado por bloqueio da foz do Rio Juruti Grande decorrente da propagação de falhas nas direções NE-SW, NW-SE e E-W. Folha SA.21-Z-A (Parintins).

Na margem direita os rios que escoavam de SE para NW foram bloqueados por falhas de direção NE-SW que controlaram o Paraná do Urariá, o Rio Andirá e vários trechos dos rios Amazonas e Madeira. Esse arranjo é ainda particularizado no domínio da Ilha de Tupinambarana por canais na direção NW-SE unindo os paranás do Urariá e do Ramos ao curso do Rio Amazonas. A essa organização morfohidrográfica que tão bem expressa o controle estrutural soma-se o padrão palimpséstico, no caso definido por seqüências quilométricas de paleocanais entrecruzados por dezenas de canais perenes e intermitentes representando o arranjo atual da drenagem; essas formas fluviais permitem reconstituir vários pulsos de migração do curso dos rios Amazonas, Madeira e do Paraná Urariá.

No domínio do sistema de serras o forte controle estrutural é retratado pelo padrão em treliça orientado na direção N50°E e N60°W, caracterizado por angularidade baixa a média e sinuosidade mista; nas drenagens de ordem mais alta o padrão é definido por extensos segmentos retos e anomalias em arco e cotovelo, como a do Rio Juruti.

O curso do Rio Amazonas escoa na direção NW-SE, inflete para WNW- ESE e readquire a direção NE-SW, com trechos retos e extensos interrompidos por expressivas anomalias em arco, nas quais é comum a formação de ilhas constituídas por sedimentos holocênicos: destacam-se uma próxima à cidade de Itacoatiara na direção geral NE-SW com convexidade para sudeste, e outra a oeste da cidade de Parintins na direção NW-SE e convexidade para sudoeste. O arco não é contínuo, existindo alguns trechos retilíneos. Admite-se que tais feições anômalas possam ser decorrentes da interação de falhas transcorrentes NE-SW e falhas normais em torno da direção E-W (Figura 45).

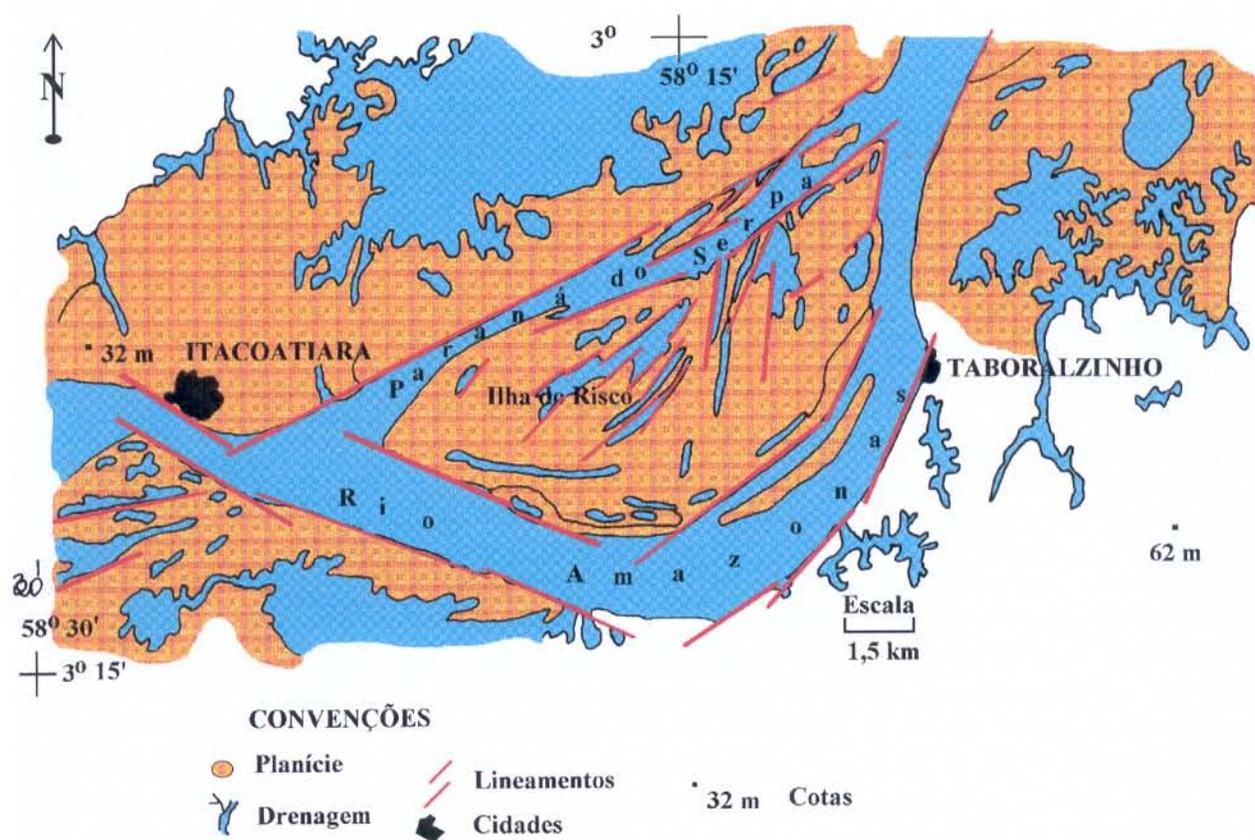


Figura 45. Anomalia em arco de curvatura com 73 km de extensão gerada por falhas que controlam o Paraná do Serpa na direo NE-SW e o Rio Amazonas nas direoes NW-SE e NE-SW, formando a Ilha do Risco. Folha SA.21-Y-D (Itacoatiara).

A drenagem tributária do Rio Amazonas pela margem direita está incluída em grande parte nas folhas SA.21-Y-C (Manaus-E), SA.21-Y-D (Itacoatiara) e SA.21-Z-A (Parintins), nas quais se procedeu a análise estatística dos lineamentos e lineaoes de drenagem (Figura 46). As direoes N20-40W e N20-40E são comuns e principais em todas as folhas. Onde o intervalo do ângulo varia de 0 a 20 a direo predominante é para noroeste, mas onde ele é entre 40 e 60

a direção predominante é para nordeste; tais tendências foram obtidas através do processamento de 5.686 lineações e lineamentos de drenagem. A direção nordeste é dominante nos traçados dos rios Amazonas e Madeira e dos paranás Urariá e do Ramos, todos envolvidos com a formação da Ilha de Tupinambarana; já a direção noroeste é devida aos canais de ordem mais baixa que desaguam preferencialmente para aqueles rios e paranás.

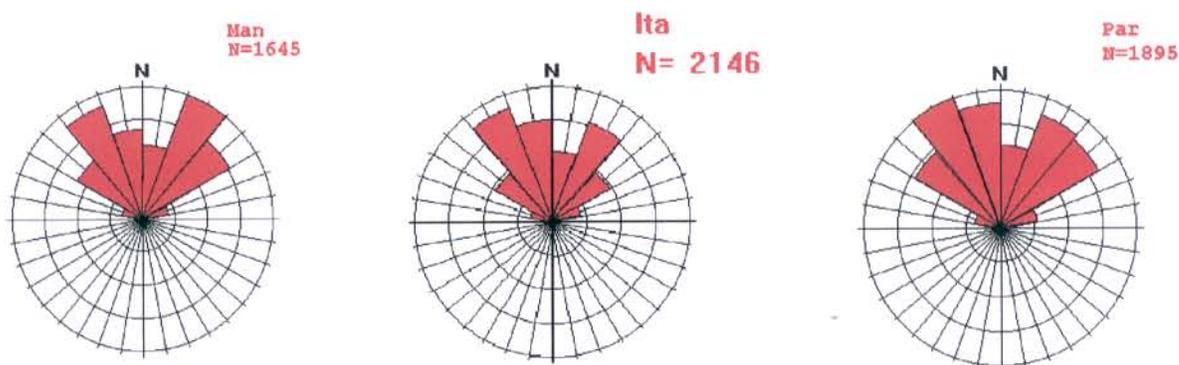


Figura 46. Diagramas de roseta dos lineamentos de drenagem das folhas SA.21-Y-C (Manaus-E), SA.21-Y-D (Itacoatiara) e SA.21-Z-A (Parintins).

7.2.3 Relação entre sistemas de drenagem e relevo e os elementos estruturais da neotectônica.

De acordo com os trabalhos estruturais desenvolvidos neste compartimento por COSTA et al. (1994; 1995a; e no prelo), COSTA & HASUI (1997), e com os levantamentos sísmicos executados pela equipe técnica da Petrobrás, não há evidências que indiquem a presença de estruturas compressivas, tampouco existem fortes gradientes de relevo como os testemunhos de serras descritos no compartimento Manaus-Nhamundá. Tal fato sugere que nessa área não incidiram altas taxas de movimentação vertical, sendo corroboradas pela extensa distribuição da Planície Amazônica em cotas ao redor de 20 m.

Se de um lado não há como sugerir a existência de estruturas compressivas nessa região, do outro os extensos segmentos retos dos rios Amazonas, Madeira e outros, os numerosos lagos alinhados e com contornos lineares decorrentes de bloqueios de drenagens, as anomalias em cotovelo e em arcos ao longo dos traçados dos rios maiores e a dominância de extensos depósitos pleistocênicos e holocênicos, sobretudo na área da Ilha de Tupinambarana, indicam a presença de enormes lineamentos orientados na direção NE-SW que se ligam a outros menores de direção E-W. Esse arranjo geométrico tem sido descrito por COSTA et al. (op. cit.) dentro da concepção do sistema transcorrente e no âmbito das estruturas transtensivas (Figura 47).

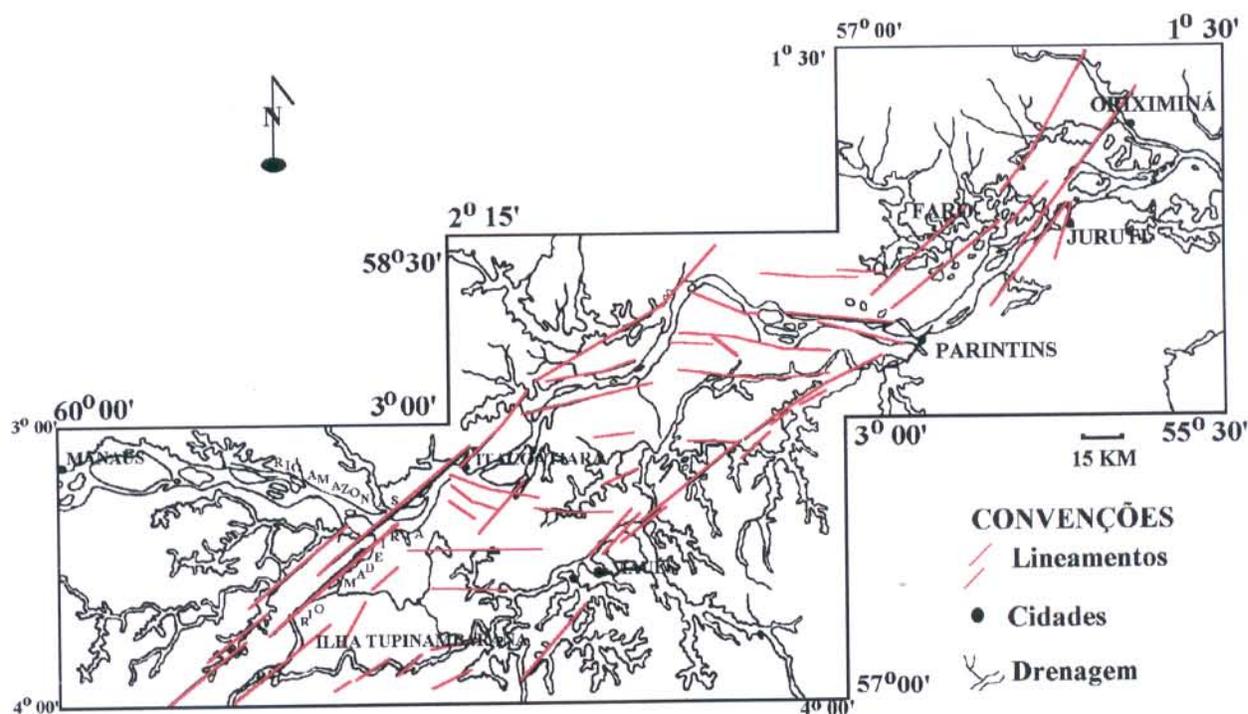


Figura 47. Feixes de falhas nas direções NW-SE, NE-SW e E-W definindo as principais estruturas do Lineamento Tupinambarana (COSTA et al., 1995a).

Com esse enfoque, os referidos autores apontaram a existência de um feixe de falhas transcorrentes dextrais controlando o traçado geral do Rio Amazonas entre as cidades de Itacoatiara e Faro, e do baixo curso do Rio Madeira. Tais falhas impuseram também bloqueios e capturas nos baixos cursos dos rios Preto da Eva, Urubu e Uatumã e geraram os lagos da margem esquerda do Rio Amazonas, a exemplo daqueles de Canaçari e Faro, além dos decorrentes de abandonos de meandros. Outras feições anômalas referem-se a um cotovelo ao longo do Rio Amazonas, entre as cidades de Itacoatiara e Beijuaçu, sugerindo a presença de pequenas bacias *pull-apart* devidas à interação de segmentos de falhas transcorrentes na direção do feixe principal. Destaca-se ainda que essas falhas não têm continuidade para a região nordeste, mas se propagam para sudoeste, em direção à área do médio curso do Rio Madeira, muito além dos limites deste compartimento.

O outro feixe de falhas transcorrentes dextrais controla o trecho do rio Amazonas entre as cidades de Parintins e Juruti, e vários trechos do Rio Urariá, e impõe bloqueios na foz dos rios Maués-Açu, Maués-Mirim, Andirá e Mamuru, e em alguns igarapés menores gerando o complexo de lagos das partes sudeste e leste do compartimento. É importante destacar também

que entre Faro, Nhamundá, Terra Santa, Juruti e Parintins existe um complexo de lagos fortemente orientados na direção NE-SW que, em grande parte, deve estar relacionado com os bloqueios impostos no Rio Nhamundá e nos rios menores, bem como decorrentes da migração do canal principal do Rio Amazonas para SE. Essas falhas desaparecem gradativamente em direção ao extremo SSE do compartimento, mas ganha expressão para a direção nordeste, nas adjacências da cidade de Oriximiná.

Com base na descrição apresentada e na análise da Figura 47, verifica-se que os dois feixes de falhas transcorrentes se ligam através das falhas de direção E-W exatamente na área de dominância dos sedimentos pleistocênico-holocênicos. Esse fato fundamentou a interpretação de COSTA et al. (1994; 1995a) de que a região da Ilha de Tupinambarana corresponde a um depocentro transtensivo limitado a norte e a sul por falhas normais, e a leste e a oeste por falhas transcorrentes dextrais. COSTA et al. (op. cit.), interpretam ainda que os principais movimentos nesta bacia incidiam durante o Quaternário, mas, não se pode deixar de registrar a possibilidade da movimentação transtensiva ter iniciado no Terciário Superior, conforme será abordado no compartimento Marajoara. De qualquer modo, trata-se de um compartimento completamente diferente, sob o ponto de vista morfotectônico, do compartimento Manaus-Nhamundá.

7.3 COMPARTIMENTO BAIXO TAPAJÓS

Este compartimento estende-se desde a cidade de Juruti, na margem direita do Rio Amazonas até a cidade de Monte Alegre na margem oposta, passando pela cidade de Santarém. Está incluído totalmente nas folhas SA.21-X-D (Alenquer), SA.21-Z-B (Santarém) e parcialmente nas folhas SA.21-X-C (Óbidos) e SA.21-Z-A (Parintins), compreendendo um retângulo limitado pelos meridianos de 54° 00' WGr. e 57° 00', e paralelos de 1° e 3° de latitude sul, abrangendo uma área de aproximadamente 44.000 km². Em termos de compartimentação regional inclui a Planície Amazônica, a Depressão do Amazonas e uma faixa restrita dos Planaltos Marginais do Amazonas na porção norte; os dois últimos conforme IBGE (1993). Na classificação de NASCIMENTO et al. (1976), o compartimento faz parte dos planaltos rebaixados e de bacia sedimentar (ANEXO 6).

7.3.1 Relevo

Neste compartimento o relevo é delineado por morfo-estruturas na porção centro-leste da área, representadas por cuestras, relevos dômicos, relevos vulcânicos e blocos soerguidos. Além dessas, dominam interflúvios tabulares com eventuais morros isolados.

O relevo de cuestras ocorre como uma faixa disposta na direção NW-SE, exibe serras homoclinais alternadas com vales subseqüentes, apresenta o nível de topo na faixa da cota de 500 m, mas localizadamente atinge a cota de 765 m, e tem o fronte dissecado em gargantas, por onde escoam drenagens de baixa ordem pertencentes às sub-bacias dos rios Curuá e Maicuru, ambos tributários do Rio Amazonas e superimpostos à estruturação geral (Figura 48).

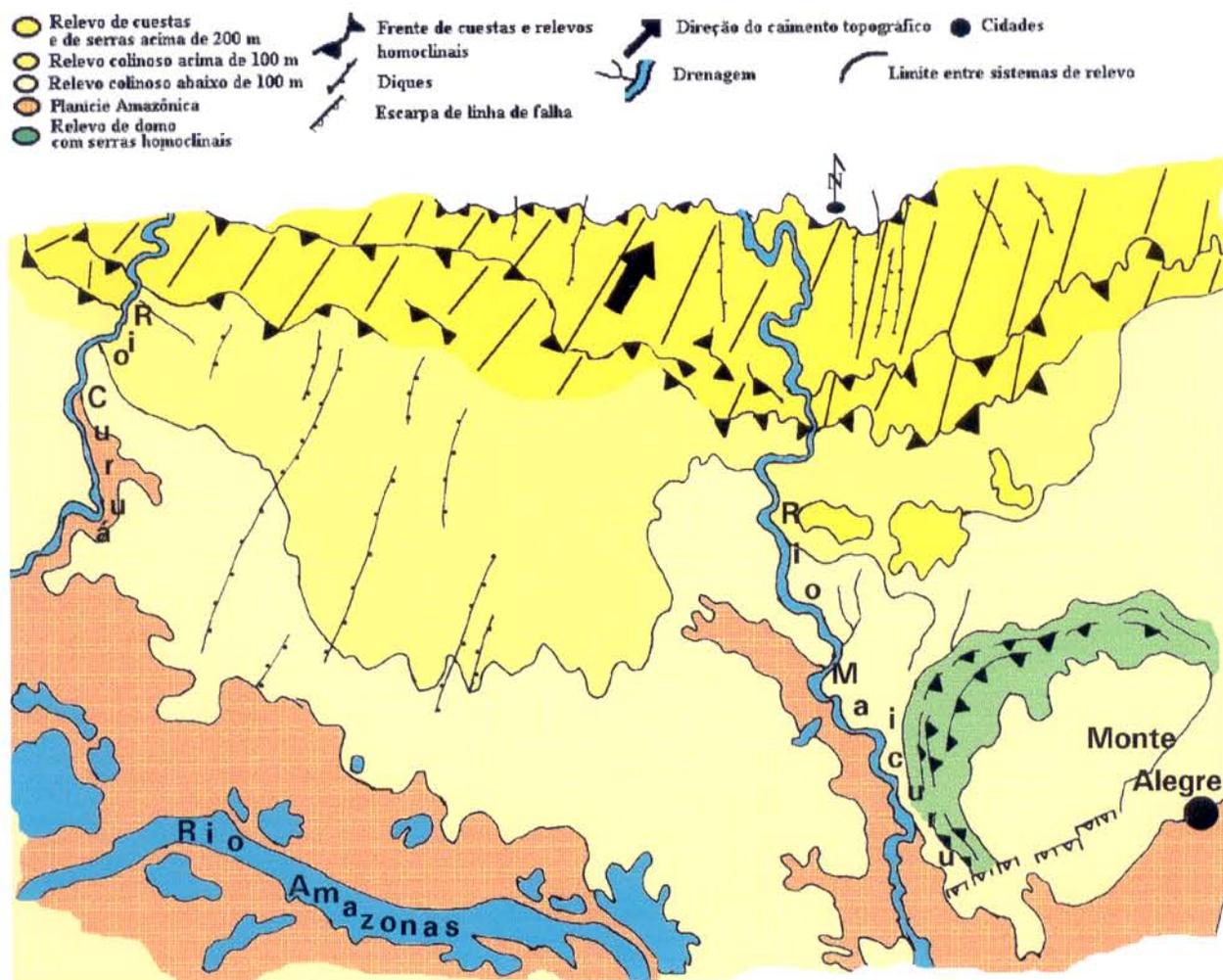


Figura 48 Relevos de cuestra e domo com serras homoclinais acima de 200 m; o último truncado por uma escarpa de linha de falha. Relevos vulcânicos orientados na direção NE-SW destacados por cristas no relevo de serras e colinas. Os rios Curuá e Maicuru são superimpostos a estruturação NW-SE. Folha SA. 21-X-D (Alenquer).

A expressão dessa morfo-estrutura dentro da área é caracterizada por três principais seqüências de serras modeladas em rochas paleozóicas de idade permo-carbonífera. Os reversos das serras têm declive topográfico para nordeste e situam-se ao nível da cota de 200 m, atingindo no máximo a cota de 231 m; os fronts são festonados e contínuos, dissecados em vales fechados. O retrocesso do fronte é evidenciado por remanescentes de serras isoladas, por vezes alinhadas com formas triangulares, que marcam o limite com o relevo de colinas tabulares modelado nos arenitos da Formação Alter do Chão.

Uma outra feição morfo-estrutural corresponde aos relevos vulcânicos representados por dezenas de diques do Diabásio Penatecaua, que se destacam em relação ao sistema de relevo colinoso e aquele de serras homoclinais orientados sistematicamente nas direções N-S e NNE-SSW. O controle estrutural dessas rochas é evidenciado por cristas e traços lineares nos fronts de cuesta e nos sistemas de vales cataclinais, cataclinais de reverso e anaclinais

Entre o baixo curso do Rio Maicuru e o Rio Amazonas, na altura da cidade de Monte Alegre, a morfo-estrutura tem as características de um domo em estágio de maturidade erosiva e conhecido regionalmente como “Domo de Monte Alegre”. Essa feição é composta por serras homoclinais dispostas na forma semicircular, intercaladas por vales ortoclinais e cortadas por vales anaclinais e cataclinais de reverso, tendo sido modelada em rochas paleozóicas. O nível de topo varia entre as cotas de 180 m a 200 m, e atinge excepcionalmente a cota de 440 m na Serra do Itaujuri, na parte nordeste daquele conjunto de serras. Em contraste, o seu núcleo foi dissecado em colinas pequenas, em média com 1, 5 km², cujo nível de topo varia entre as cotas de 25 m a 35 m. A porção meridional dessa morfo-estrutura acha-se truncada por uma escarpa de linha de falha, que corresponde ao limite entre as rochas paleozóicas e as rochas da Formação Alter do Chão (ANEXO 1).

Na parte sul do compartimento desponta a outra expressão morfo-estrutural evidenciada por um sistema de serras tabulares de topos extensos e individualizadas em dois blocos pela superimposição do Rio Tapajós, na direção N-S, até desaguar no Rio Amazonas. Na margem esquerda daquele rio, o relevo de serras tem topos alongados nas direções N-S e NNE-SSW nivelados na cota de 100 m, e eventualmente as cotas atingem 176 m; o perfil da vertente é convexo e tem os contrafortes e vales fechados e orientados na direção NW-SE. Em direção as margens do Rio Tapajós o relevo é colinoso e apresenta cotas que variam de 15 m a 40 m, por vezes interrompido por planícies fluviais restritas. Essa morfologia responde pelas dobras e

cavalgamentos que afetaram os sedimentos da Formação Alter do Chão nessa região, conforme será abordado adiante.

As características morfológicas das serras se repetem na margem oposta do Rio Tapajós, todavia, a morfometria é distinta, o topo é nivelado na cota de 200 m e o desnível em relação as margens é de 150 m, podendo chegar a 190 m. Nessa margem, os topos das serras são orientados na direção NE-SW e dissecados em vales fechados na direção NW-SE; o fronte voltado para a margem do rio é escarpado. A continuidade desse relevo para leste mostra uma queda gradativa do nível de topo para cotas de 100 m e 150 m; e nesse caso, a morfologia é própria de uma superfície de aplainamento com perfis de vertentes convexos e dissecada pelos rios Mojui, Curuá-Una e Curuatinga e seus tributários.

O sistema de serras tabulares da Formação Alter do Chão está presente também no extremo noroeste do compartimento, sendo caracterizado por topos nivelados na cota de 100 m que atingem eventualmente a cota de 166 m, baixas declividades, e perfis de vertentes côncavos. Os topos são alongados na direção NW-SE, com ravinas nas direções N-S e NNE-SSW, e as vertentes têm declividades baixas; a base é estabelecida na cota de 50 m, e a partir desse nível aparece o sistema colinoso que abriga o vale encaixado do Rio Trombetas, com margens escarpadas a 50 m desde a cidade de Oriximiná até a sua foz. Estes escarpamentos se prolongam na margem esquerda do Rio Amazonas até atingirem a cidade de Óbidos. No trecho entre a cidade de Oriximiná e a Lagoa Itapecuru a escarpa é subvertical e tem 5,5 km de extensão.

Remanescentes isolados dessas serras no nível da cota de 359 m acompanham a direção NW-SE e se destacam, além da amplitude, por apresentarem topos restritos e escarpas subverticais, a exemplo daquela próxima a cidade de Óbidos (Figura 49).

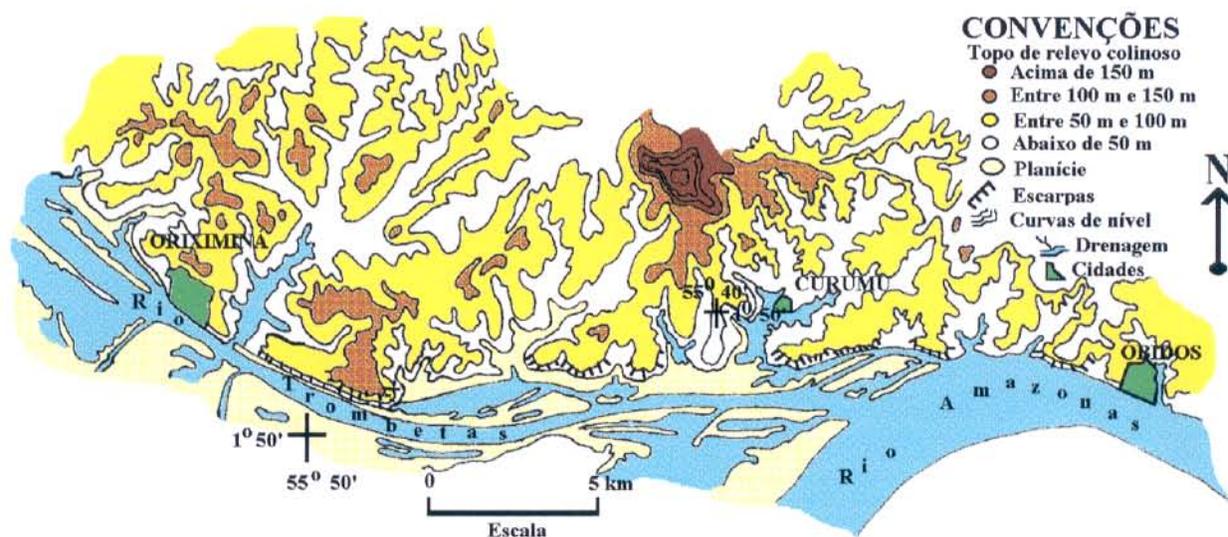


Figura 49. Trecho da margem direita do Rio Amazonas desde a cidade de Oriximiná, até a cidade de Óbidos, mostrando o desenvolvimento restrito da Planície Amazônica e trechos escarpados no sistema colinoso. Folha SA.21-X-C VI (Óbidos).

Entre o baixo curso do Rio Trombetas e a margem esquerda do Rio Amazonas, a Lagoa de Sapucúá estende-se na direção NW-SE integrando-se a Planície Amazônica; a porção setentrional é circundada por elevações com cotas entre 38 m e 50 m, e a leste as margens são escarpadas no nível de 50 m.

Nesse compartimento a Planície Amazônica é inteiramente constituída por sedimentos holocênicos e muito bem desenvolvida ao longo de ambas as margem do Rio Amazonas: os limites de sedimentação definem bem os cordões arenosos e barras em pontal; paleocanais são comuns na foz dos rios Curuá e Maicuru, e na margem direita do Rio Amazonas entre Juruti e Curuá. Nela, sobressaem-se lagos de dimensões métricas a quilométricas, alguns dos quais seguindo estruturas orientadas nas direções E-W e NE-SW.

7.3.2 Drenagem

A rede de drenagem apresenta, a nordeste do compartimento, os padrões característicos das morfo-estruturas, tal como o treliça para o relevo de cuevas e o anelar para o relevo dômico, os quais refletem os arranjos comuns aos relevos em avançado estágio de erosão. Outras particularidades são os casos de superimposição devidos aos tributários principais do rio Amazonas: nas direções NNE-SSW e N-S relativos aos rios Curuá e Maicuru respectivamente, no relevo de cuevas desenvolvido ao longo da direção NW-SE; na direção N-S é inerente ao Rio

Tapajós que corta transversalmente a estruturação NE-SW do sistema de serras modelado em blocos soerguidos por dobramentos.

O Rio Tapajós tem a foz afogada relacionada a propagação de lineamentos de direção NW-SE e desemboca no rio Amazonas através de um estreito canal na porção ocidental da cidade de Santarém, após receber o desague do Rio Arapiuns que também teve a sua foz bloqueada por lineamentos de direção NW-SE. A movimentação ao longo desses lineamentos propiciou a formação de lagos no baixo curso dos referidos rios, destacando-se aquele formado na foz do rio Tapajós que tem 25 km de largura por 145 km de extensão, mas antes de chegar na cidade de Aveiro a largura do seu canal é de 5 km.

Outro tipo de controle estrutural é realçado pelo Rio Trombetas que adentra na parte noroeste do compartimento com a direção E-W e inflete para NW-SE na confluência com o Rio Erepecuru, percorrendo um trecho de 45 km de extensão na forma de um canal reto. Esse trecho do rio é acompanhado, na mesma direção, pelo Paraná Caipuru com 12,5 km de largura, quase a mesma do Rio Trombetas; eles são separados por uma estreita zona alagada de 1 km. Além desse paraná, há um sistema de lagos paralelos em ambas as margens do Rio Trombetas. Esta configuração geométrica se repete por toda a folha SA.21-X-C (Óbidos), onde é oportuno destacar o Lago Erepecuru alongado na direção E-W, acompanhando outro trecho do rio Trombetas mais a montante.

Outra feição que se destaca é a forte assimetria dos tributários, com elementos longos na margem esquerda e curtos na margem direita (Figura 50). Via de regra, os tributários desaguam formando lagos antes de escoarem no Rio Trombetas, como se estivessem bloqueados na direção NW-SE, a mesma do Rio Erepecuru antes de confluir no Rio Trombetas, e formar uma anomalia em cotovelo com 2,5 km de extensão; essa distância corresponde àquela na qual os tributários da margem esquerda do Rio Trombetas são afogados. Em ambas as margens as drenagens escoam de topos nivelados na cota de 100 m, os quais eventualmente atingem cotas próximas a 200 m.

O comprimento dos canais varia de acordo com a direção: os orientados na direção NE-SW são longos na margem esquerda, e os alongados na direção E-W são longos na margem direita; todavia, a assimetria é mais acentuada na direção NE-SW. Esses canais são afogados em ambas as margens do Rio Trombetas.

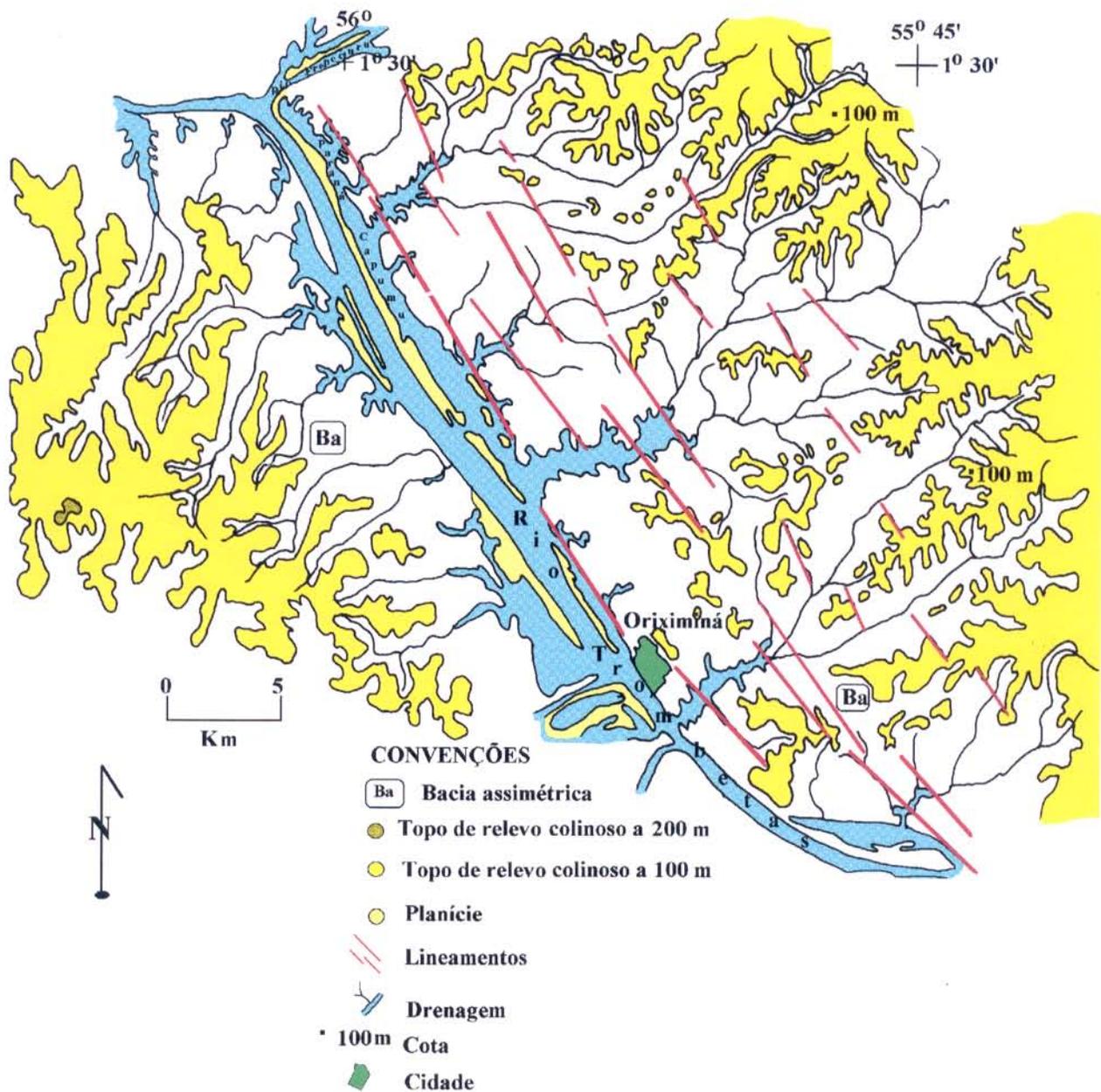


Figura 50. Assimetria na bacia do Rio Trombetas com feixes de falhas de direção NW-SE controlando o bloqueio de tributários na direção NE-SW e lagos e zonas alagadas na direção NW-SE. Folha SA.21-X-C (Óbidos).

Uma seqüência de lagoas alinhadas na direção NE-SW também são alongadas naquela direção e acham-se interconectadas através de vários canais paralelos entre si com destaques para as seguintes: Açú, Tepouma, das Cobras, Grande, Taxi, Miri, Urariá, Bom Jardim, Muriacá e Mocotó, entre outras. Ressalte-se que esta feição morfo-hidrográfica é uma continuidade daquela já descrita no Compartimento Tupinambarana, margem esquerda do rio Amazonas que alcança

extensão de 135 km (Figura 51). Entre o Paraná Cachoeiri e o Rio Amazonas, a Lagoa do Paru, a maior desse complexo, também é atravessada por vários segmentos na direção NE-SW.

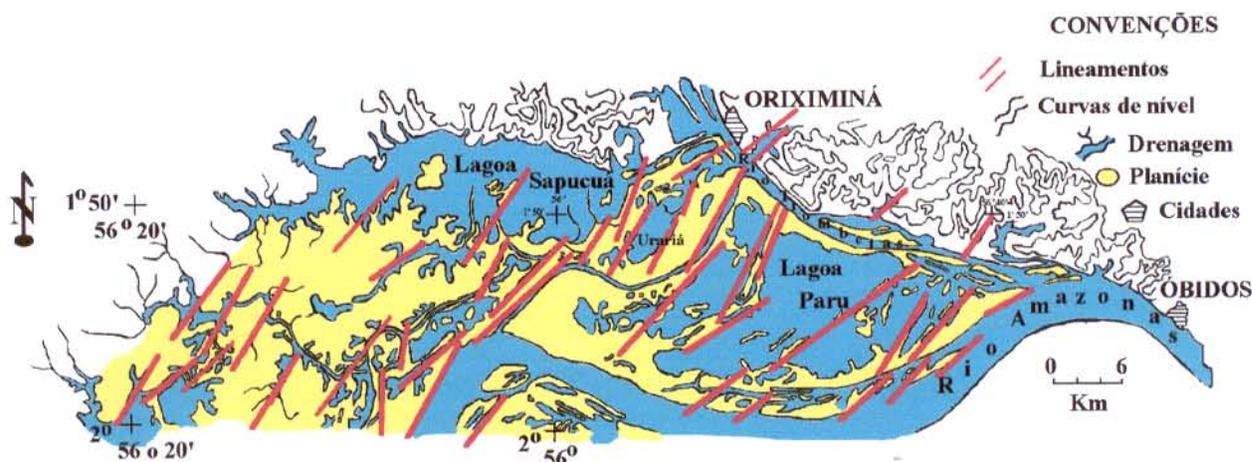


Figura 51. Feixes de falhas NE-SW controlando o sistema de lagos na Planície Amazônica próximo à confluência do Rio Trombetas com o Rio Amazonas. Folhas SA. 21-X-C V (Lagoa de Sapucua) e SA.21-X-C-VI (Óbidos).

No padrão de drenagem desenvolvido nos interflúvios tabulares e extensos localizados na porção noroeste do compartimento, os elementos de drenagem apresentam as seguintes propriedades: sinuosidade mista; angularidade baixa nas confluências de primeira ordem e de média a baixa naquelas de segunda ordem, e nas de ordem mais alta. Os lineamentos de drenagem são extensos e obedecem às direções gerais E-W, N-S, NW-SE e NE-SW. Os topos dos interflúvios são orientados nas direções E-W e N-S e os vales principais, como alguns trechos dos rios Trombetas e Amazonas, seguem a direção E-W. A drenagem tributária desses rios é controlada pelas citadas direções, predominando os elementos orientados nas direções NW-SE e NE-SW. A organização geral permite definir o padrão como subdendrítico.

Na margem direita do Rio Amazonas, entre a cidade de Juruti e o Lago do Poção Grande, os topos de serras estendem-se para nordeste diferentemente dos contrafortes que modelaram para noroeste. O padrão é subdendrítico, mas nesse caso o controle estrutural é mais acentuado porque há predominância da angularidade média nos tributários de segunda ordem. As descontinuidades de direções NE-SW e NW-SE têm franco controle estrutural sobre os tributários.

O Rio Arapiuns é tributário do Rio Tapajós pela margem esquerda e se constitui em um bom exemplo do controle exercido pelas descontinuidades de direções NE-SW e N-S, enquanto

seu tributário Aruã, pela margem esquerda, é controlado pelas discontinuidades de direções E-W e NW-SE. Ao longo do seu curso há várias anomalias de drenagem, tais como: arcos; cotovelos; meandros isolados e estrangulados, e trechos retos alternados com trechos sinuosos em uma direção sistemática. Dessa forma, trata-se de canal tortuoso que tenta se ajustar às condições de soerguimento, em que o vale foi elaborado em cotas de 50 m, enquanto os topos mais próximos atingem cotas de até 150 m (Figura 52).

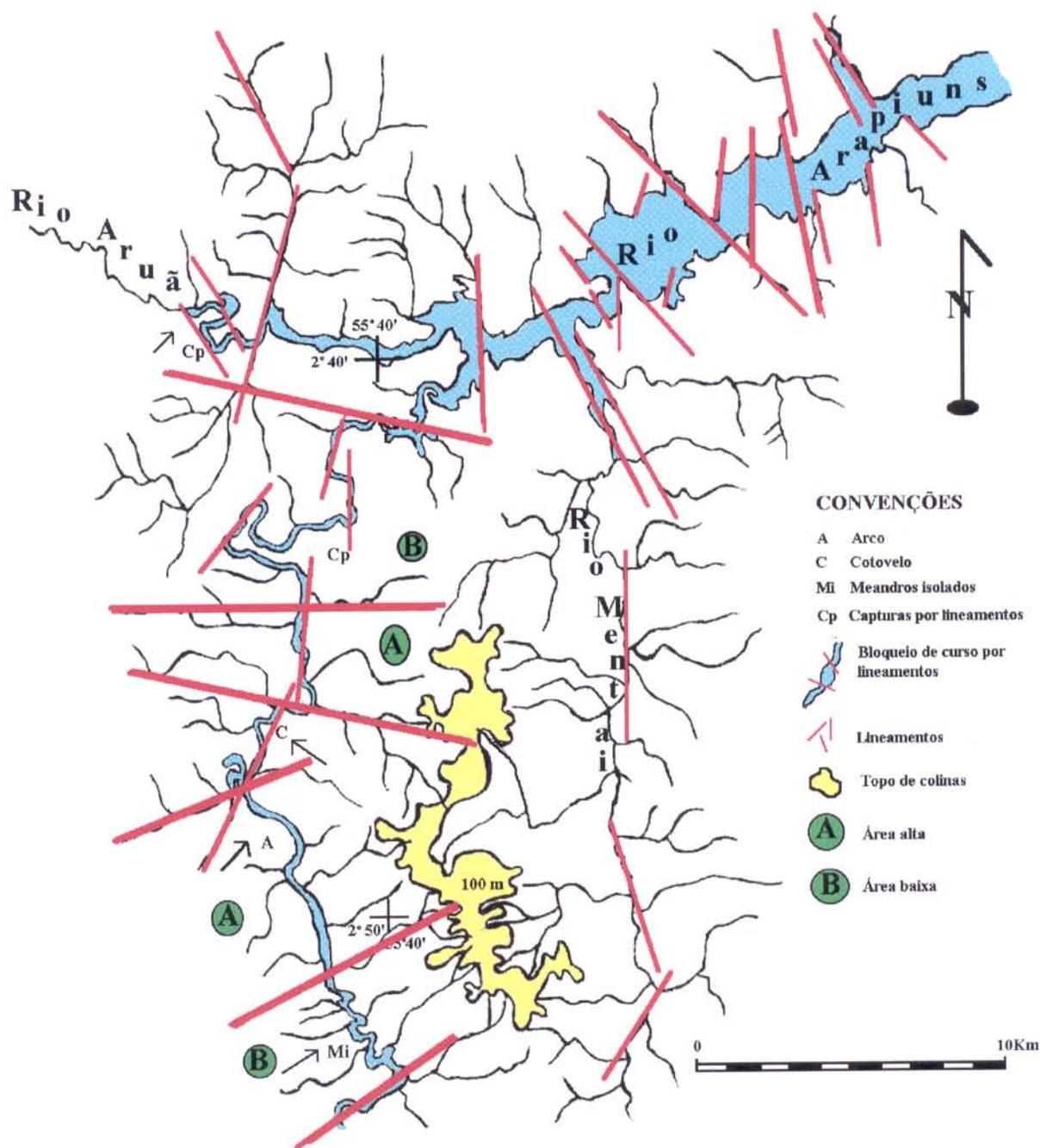


Figura 52. Anomalias de drenagem no Rio Arapiuns decorrentes de ajuste tectônico do canal. Folha SA.21-Z-A-VI (Cachoeira do Aruã).

Outros exemplos de controle estrutural dos elementos da rede de drenagem estão bem registrados nos lagos próximos à confluência do Rio Tapajós com o Rio Amazonas. O Lago do Poção Grande é controlado por discontinuidades de direção ENE-WSW e corresponde a um lago de meandro com curvatura da ordem de 400 km e comprimento de onda da ordem de 47 km

(LEOPOLD & WOLMAN, 1960). Em contraste, o lago Grande de Curai, orientado na direção geral W-E, descreve um traçado em zigue-zague alternando as direções NW-SE e NE-SW até desaguar no Rio Amazonas, onde a massa d'água mascara em parte essa geometria: tal lago tem largura máxima de 11 km e mínima de 500 m, e 68 km de comprimento (Figura 53).

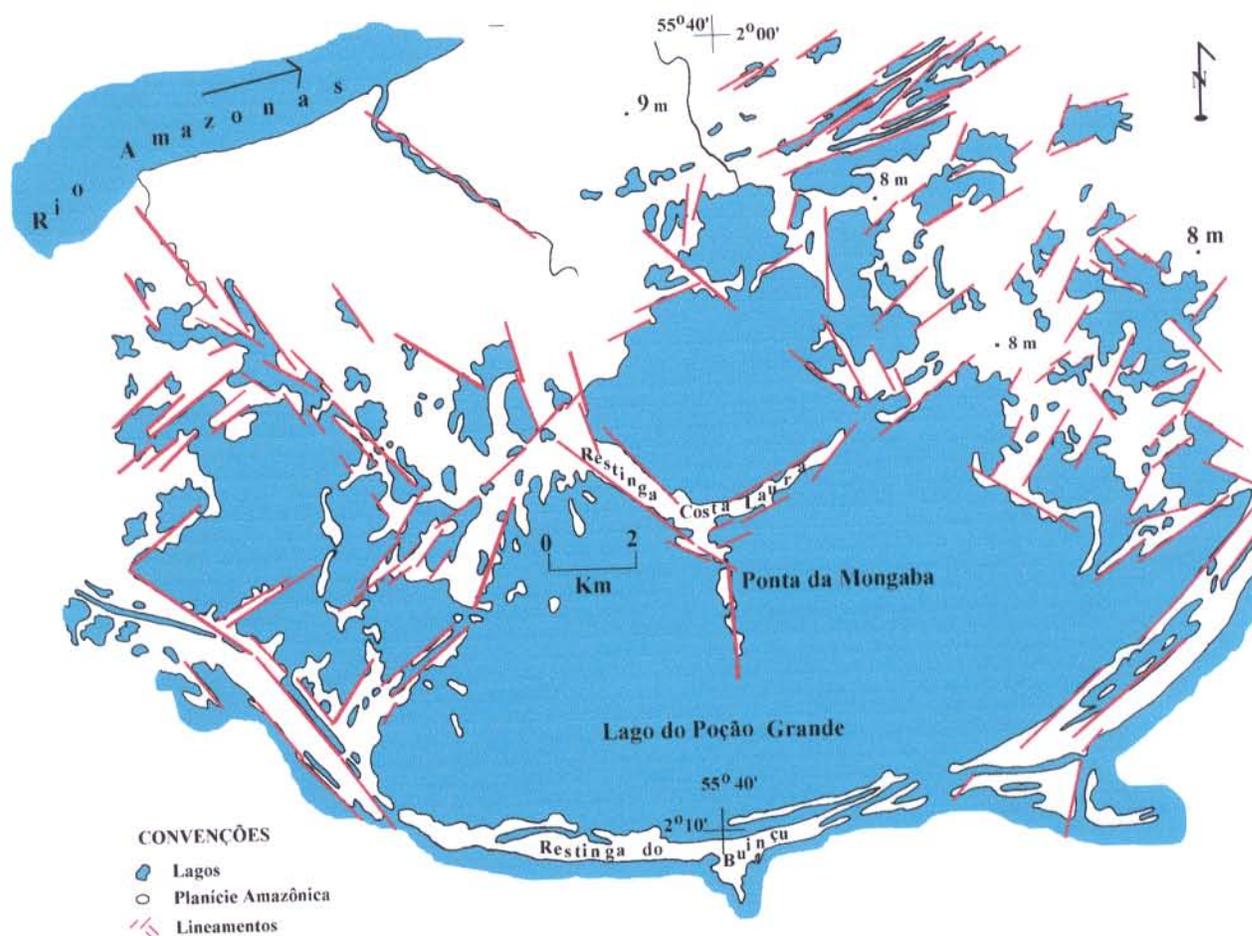


Figura 53. Lago de meandro na Planície Amazônica em contraste com outros controlados por sistemas de lineamentos nas direções NE-SW e NW-SE. Folha SA.21-Z-A-III (Parintins).

Na porção nordeste do compartimento, ao longo da margem esquerda do Rio Amazonas, os rios Curuá e Maicuru são altamente tortuosos, apresentando anomalias em arco e cotovelo; seus tributários e o Rio Mamiá são alongados na direção NW-SE. Os rios Curuá e Maicuru representam cataclinais cortando a estruturação geral do relevo que é NW-SE; ora superimpõem-se à estrutura, ora ajustam-se aos vales subseqüentes, configurando, juntamente com os rios obseqüentes e resseqüentes, o padrão em treliça, bem mais singular fora dos limites da área.

O Rio Mamiá apresenta um trecho de 10 km de meandros isolados, os quais demonstram as tendências de ajuste tectônico desse rio (Figura 54). Outra evidência dessa natureza são os lagos dos tributários do Rio Maicuru pela margem direita (Figura 55).

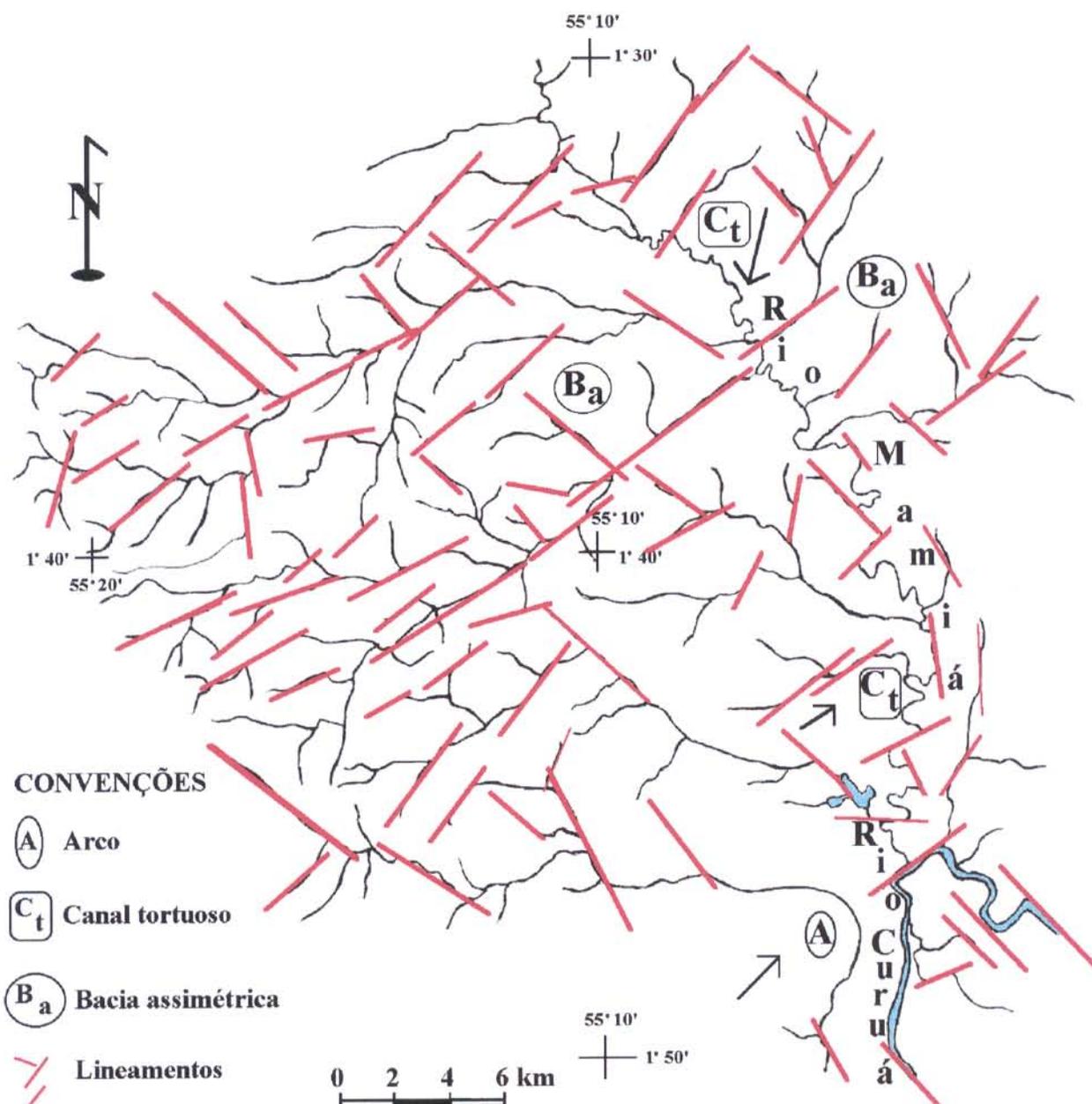


Figura 54. Canal tortuoso do Rio Mamiá com bacia assimétrica. Os tributários da margem direita são longos e controlados por lineamentos de direção NE-SW que se repetem na outra margem. Em ambas as margens outros tributários são controlados por lineamentos NW-SE coincidentes com a direção geral daquele rio. Folhas SA.21-X-D-IV (Curuá) e SA.21-X-D-VI (Inglês de Souza).

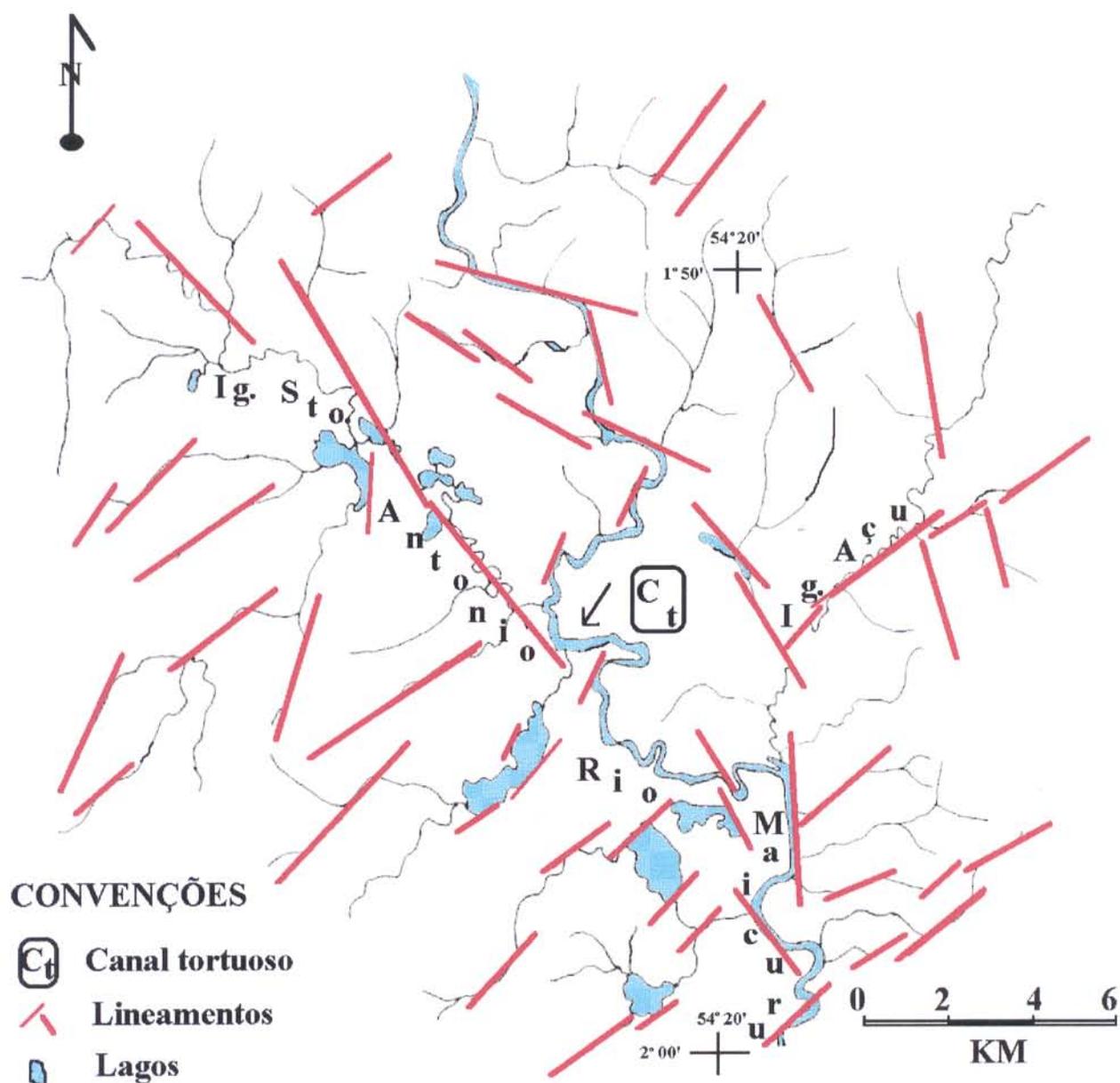


Figura 55. Sistema de lagos na margem direita do Rio Maicuru controlados por lineamentos de direções NW-SE e NE-SW na foz dos seus tributários. Folha SA.21-X-D-VI (Curuá).

Nas proximidades da cidade de Monte Alegre o padrão de drenagem anelar reflete a morfo-estrutura peculiar aos domos em estágio de maturidade erosiva. Essa configuração tem como drenagens principais o Rio Açú, tributário pela margem esquerda do Rio Maicuru que tem o traçado N-S do curso desviado para circundar a morfo-estrutura, e o Rio Maicuru que contorna aquela feição a partir da sua porção centro-meridional. Esses dois canais traçam o arcabouço anelar e recebem a drenagem que escoam pelas vertentes dispensoras das serras homoclinais; ambos

desaguam no Rio Amazonas através do Paraná Gurupatuba, no interior da Planície Amazônica, que, por sua vez, também recebe a drenagem do conjunto de serras a sudoeste da região. No interior da morfo-estrutura os rios ortoclinais, anaclinais e até os cataclinais de reverso confluem para a sub-bacia coletora do Rio Muruaca, cujo traçado na região central evoluiu para o padrão sub-dendrítico.

Na Planície Amazônica os padrões de drenagem são aqueles que a caracterizam: palimpséstico e anastomosado, ambos configurados pelo arranjo de paleocanais, lagos, furos e paranás. O Rio Amazonas tem o seu curso traçado por lineamentos de direções NE-SW e NW-SE; na direção NW-SE o canal tem a forma entrelaçada, entre as cidades de Óbidos e Santarém, com as margens das ilhas e os cordões arenosos obcecendo as direções NE-SW e NW-SE. Destaca-se a forma do canal ramificado com uma extensão de 114 km descrito pelo Rio Amazonas entre as bocas do Arapari a montante, e a do Tapara a jusante, que formam as ilhas do Arapari e a Grande do Tapara, respectivamente. Este percurso é controlado por lineamentos de direções NW-SE e NNE-SSW e provavelmente reflete o controle imposto ao baixo curso do Rio Tapajós.

As direções assinaladas são corroboradas através do tratamento estatístico das lineações e lineamentos de drenagens nas folhas SA.21-X-C (Óbidos), SA.21-X-D (Alenquer) e SA.21-Z-B (Santarém), em um total de 5.999 medidas, cujas tendências das direções estruturais mostraram o seguinte (Figura 56):

- 1- Na parte noroeste do compartimento (Folha SA.21-X-C, Óbidos), no domínio da bacia do rio Trombetas, as direções $N20^{\circ}-40^{\circ}W$ e $N20^{\circ}-40^{\circ}E$ dominam. A primeira é a direção dos rios Trombetas e Curuçamba e de um trecho do Rio Amazonas; a última coincide claramente com a disposição dos canais de ordem mais baixa que escoam para aqueles rios, além de alguns trechos do rio Amazonas;
- 2- Na porção nordeste do compartimento (SA.21-X-D, Alenquer) a direção predominante ainda é aquela entre os ângulos de $20^{\circ}-40^{\circ}$, tanto para noroeste como para nordeste; tal predominância obedece à direção geral dos rios Curuá e Maicuru, bem como ao intenso controle que exercem os diques de Diabásio Penatecaua nesta direção. Tanto os trechos do padrão ramificado do Rio Amazonas entre as bocas do Tapiri e do Tapara contribuem para esse quadro, como aqueles paralelos a esses canais múltiplos que se prolongam até a cidade de Monte Alegre. A alta porcentagem dos elementos na direção noroeste justifica-se através dos

rios subseqüentes no relevo de cuevas, e outros tributários que constituem as bacias dos rios Curuá e Maicuru, além dos longos trechos do Rio Amazonas e do canal ramificado que lhe é paralelo, onde ele conflui com o Rio Tapajós. As direções entre 0° e 20° confirmam o escoamento geral da drenagem na direção N-S; já na faixa de 40° - 60° se justifica no trecho do Rio Amazonas entre Óbidos e Santarém;

3- Na porção sul do compartimento, (Folha SA.21-Z-B, Santarém) no domínio da bacia do Rio Tapajós, a direção $N20^{\circ}$ - 40° W tem um predomínio significativo. Nesta bacia existem ângulos entre 60° - 90° que refletem o controle dos lagos na direção E-W e a direção geral do rio Arapiuns.

A predominância de elementos da rede de drenagem na direção NW-SE em detrimento da direção NE-SW deve-se aos canais de baixa ordem que dissecam o relevo, ortogonais à sua estruturação geral para noroeste; aquela para nordeste é devida ao alinhamento do rio Tapajós.

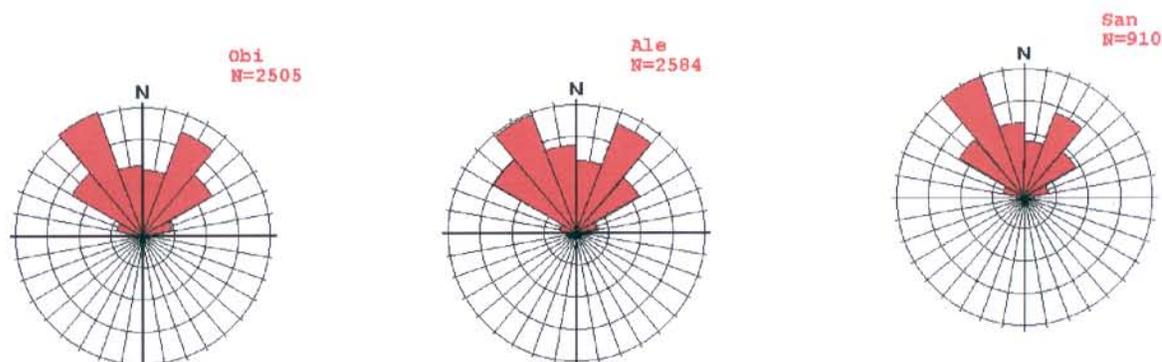


Figura 56. Diagramas de roseta dos lineamentos de drenagem das folhas SA.21-X-C (Óbidos), SA.21-X-D (Alenquer) e SA.21-Z-B (Santarém).

7.3.3 Relação entre sistemas de drenagem e relevo e os elementos estruturais da neotectônica.

A exemplo do compartimento Manuas-Nhamundá, na região do compartimento Baixo-Tapajós existem dois conjuntos de estruturas neotectônicas que se relacionam à evolução do Terciário Superior e do Quaternário (COSTA et al., 1993; 1994; 1995a; 1996 e no prelo), COSTA & HASUI (1997).

As estruturas do Terciário Superior são predominantemente dobras fechadas a abertas, orientadas preferencialmente nas direções NE-SW e ENE-WSW e com planos axiais subverticais. Tais estruturas foram mapeadas em escala regional através da interpretação de linhas sísmicas por TRAVASSOS & BARBOSA FILHO (1990), que demonstraram também suas

relações com as falhas transcorrentes dextrais de direção E-W e projetadas nos sedimentos da Formação Alter do Chão. Associados ao desenvolvimento das dobras existem ainda falhas inversas que, em alguns casos, compõem estruturas em flor positivas. Tais feições são observadas nas falésias fluviais sustentadas por arenitos da Formação Alter do Chão, na margem direita do Rio Tapajós (Figura 57).

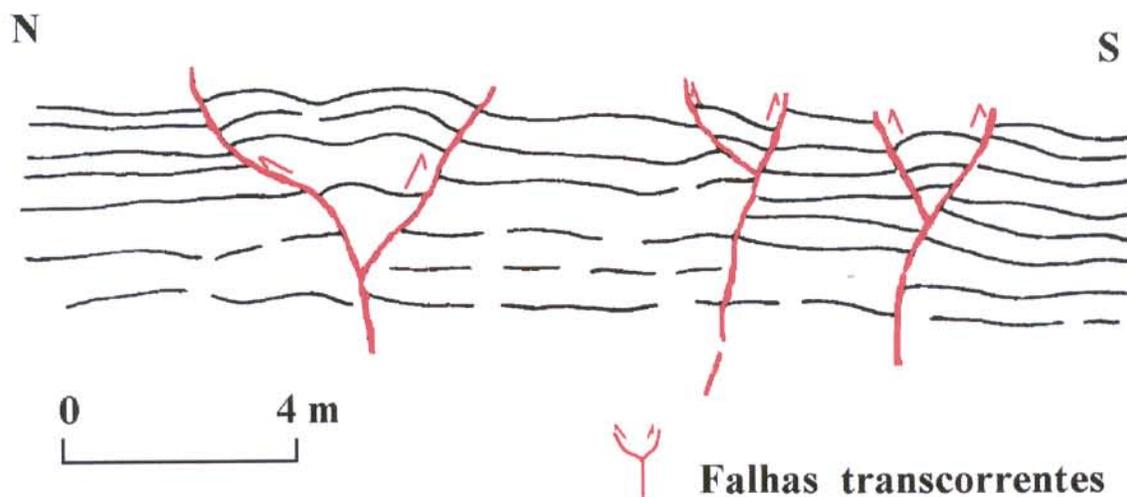


Figura 57. Estruturas em flor positiva afetando sedimentos da Formação Alter do Chão em falésias situadas na margem direita do Rio Tapajós, entre as cidades de Alter do Chão e Santarém (COSTA et al; 1995a).

O relevo expresso por serras com cotas de até 200 m, na parte sudeste do compartimento responde, em grande parte, pelas estruturas compressivas, bem como parte do sistema de drenagem que corre para NE-SW. Tais feições morfológicas estendem-se para as partes nordeste e sudoeste, além dos limites deste compartimento, configurando-se um segmento compressivo com extensão superior a 400 km. Admite-se ainda que os sistemas de serras da região de Monte Alegre e a própria feição dômica homônima são feições decorrentes da formação das dobras.

A paisagem do Terciário Superior, dominada por forte gradiente de relevo, experimentou importantes modificações no Quaternário a partir da propagação de falhas normais e falhas transcorrentes definindo uma junção tríplice, cujos ramos interagem na região do município de Santarém (COSTA et al., 1996). O ramo sul é formado por falhas normais orientadas na direção NNE-SSW que controlam o baixo curso do Rio Tapajós e seccionam as dobras e as falhas inversas. O ramo noroeste é composto por vários feixes de falhas normais de direção NW-SE que controlam o baixo curso dos rios Curuá e Trombetas e o trecho do Rio Amazonas entre as cidades

de Óbidos e Monte Alegre; serras alinhadas na direção NW-SE e com cotas de até 100 m também são atribuídas a desnivelamentos impostos pelas falhas normais, a exemplo dos vários meandros abandonados, largas planícies de inundação, extensos depósitos pleistocênico-holocênicos, numerosos lagos alinhados na direção NW-SE e o bloqueio da foz do Rio Tapajós e a conseqüente formação do lago Grande. O terceiro ramo, formado por falhas transcorrentes, será abordado no Compartimento Comandaí.

Na região compreendida entre as cidades de Santarém, Alenquer e Monte Alegre, a Planície Amazônica alcança 80 km de largura e o sistema de drenagem mostra anomalias que se expressam por múltiplos canais, diversos lagos isolados ou ligados aos tributários menores e vários meandros abandonados. tais anomalias estão intimamente relacionadas a interação dos ramos R1, R2, T1 da junção tríplice do Baixo Tapajós.

7.4 COMPARTIMENTO COMANDAÍ

Este compartimento está incluído parcialmente nas folhas SA.21-X-D (Alenquer), SA.21-Z-B (Santarém), SA.22-V-C (Almeirim), SA.22-Y-A (Rio Jaruaçu), SA.22-V-B (Mazagão) e SA.22-V-D (Gurupá), e é limitado pelas coordenadas geográficas de 54° 30'e 52° 30'WGr. e paralelos de 2° 00'e 3° 00' S; 54° 00'e 52° 00'WGr e 1° 15'e 2° 00' S. O Rio Amazonas atravessa esse compartimento de sudoeste para nordeste bordejado pela Planície Amazônica, que nessa região é limitada por interflúvios tabulares dos planaltos da bacia sedimentar e rebaixados da Amazônia (NASCIMENTO et al., 1976), ou apenas da Depressão Amazônica (IBGE, 1993), que é o termo mais adequado aos dados de amplitude e declividade, respeitada a continuidade do relevo de cuevas do Compartimento Baixo Tapajós na porção nordeste da área e algumas serras isoladas que fogem ao padrão geral (ANEXO 7).

7.4.1 Relevo

O relevo apresenta características morfométricas e morfológicas distintas em ambas as margens do rio Amazonas. Na margem esquerda, uma faixa de cuevas se desenvolve na porção nordeste evidenciada por três frentes contínuas e reversas amplos em avançado estágio de dissecação, no qual se destacam inúmeras cristas realçadas por escarpas erosivas nas rochas paleozóicas permo-carboníferas, e nas rochas terciárias da Formação Alter do Chão. Alguns reversos atingem o nível de 300 m, com saliências em cotas de até 347 m e 392 m, e nesse caso

as declividades são altas e os perfis de vertentes apresentam-se retilíneos; fora dos limites da área, a Serra do Jauaru, como é denominado localmente o relevo de cuesta, alcança a cota de 487 m.

Na parte central dessa morfo-estrutura o vale cataclinal do Rio Jarau corta transversalmente o padrão regional NE-SW daquela estruturação; este vale desenvolve em grande parte do seu curso planícies aluviais restritas a partir de cotas de 100 m.

Os fronts das cuestas são truncados por feixes de falhas de direção NE-SW, evidenciados por anomalias na rede de drenagem, observadas nos igarapés Grande e Cuminaí, e no Rio Jauari, as quais serão detalhadas durante a abordagem sobre a drenagem.

A continuidade dessa morfo-estrutura para sudeste é representada por um sistema de relevo colinoso constituído por interflúvios tabulares, com topos abaixo da cota de 100 m e vales modelados em torno da cota de 50 m, que decrescem para cotas de 15 m até atingir a Planície Amazônica, onde as cotas variam de 1 a 10 m.

Na porção nordeste da área emergem daquele sistema colinoso serras com topos acima da cota de 300 m: tratam-se de topos tabulares, com perfis de vertentes retilíneos e, por vezes, com escarpas de 200 m de altura. A cornija das serras é intensamente ravinada e os vales principais são encaixados. Um exemplo morfológico é a seqüência de serras, de oeste para leste, como a de Parauaquara, entre o interflúvio do rio com esse nome e o Rio Jutai, onde as cotas atingem até 392 m; e, em seguida, a Serra do Jutai, entre o rio homônimo e o Rio Paru com 305 m; por fim, a Serra do Almeirim, entre os rios Paru e Jari, que não ultrapasa a cota de 228 m.

Na margem direita o relevo é representado por uma superfície tabular contínua ao nível da cota de 100 m, toda modelada por escarpas erosivas e entalhada por vales fechados; esses interflúvios perdem amplitude gradativamente até encontrarem a Planície Amazônica.

A Planície Amazônica desenvolve-se ao longo de todo o curso do Rio Amazonas com maior expressão na margem direita onde apresenta extensão de até 27 km próximo ao Rio Xingu. Esta margem é caracterizada por dezenas de paleocanais de várias gerações, lagos, terraços fluviais, barras em pontal e cordões arenosos.

Na margem esquerda os depósitos fluviais formam longas barras de acréscimo; a partir da cidade de Almeirim são comuns os paleocanais e extensos terraços fluviais constituídos por sedimentos pleistocênico-holocênicos.

7.4.2 Drenagem

O Rio Amazonas projeta-se no compartimento no sentido de SW para NE apresentando as seguintes variações: na direção WNW-ESE corre com uma extensão de 48 km até descrever uma anomalia em cotovelo; a partir da cidade de Monte Alegre continua na direção N70°-80°E por um trecho de 764 km com traçado sinuoso entre as cidades de Prainha e Almeirim. O curso é pontilhado de ilhas que repetem as feições fluviais da Planície Amazônica, a exemplo das ilhas de Itanduba, Cara-Açu, Jurupari, Comandaí e Ururicaia.

A Ilha do Comandaí merece destaque pelo controle estrutural de suas margens. Tem a forma de um retângulo, apresenta área de 440 km², é constituída por sedimentos holocênicos e acrescida na margem ocidental por barras longitudinais; no seu interior, os paleocanais têm o mesmo sentido de migração daqueles no continente (Figura 58).

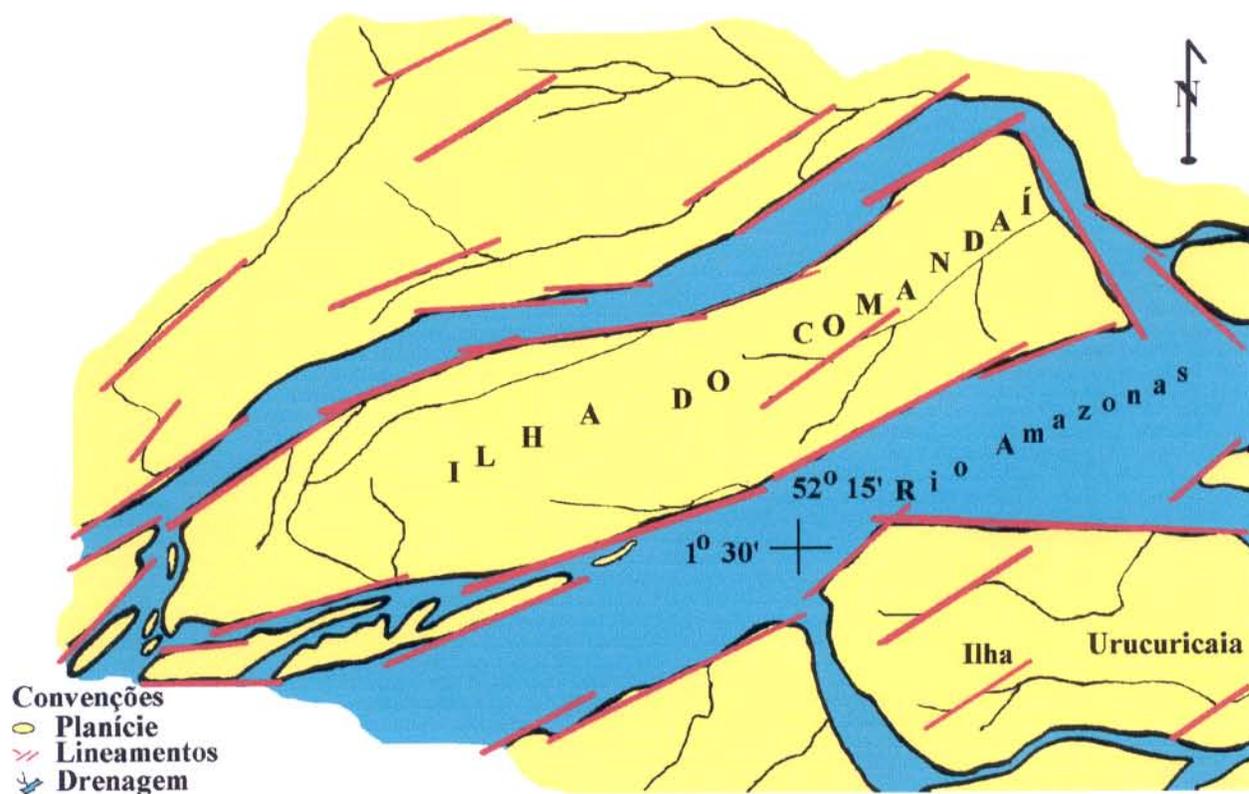


Figura 58 Controle estrutural das margens da Ilha do Comandaí; fato comum nas demais ilhas do arquipélago da foz do Rio Amazonas. Folha SA.22-V-D (Gurupá).

Um outro exemplo de margem controlada estruturalmente é dado pela Ilha do Ururicaia na foz do rio Xingu. Ela tem 380 km² de área e apresenta vários paleocanais entremeados em meio a lagos com o mesmo sentido NNE daqueles observados no continente e na ilha do Comandaí.

O sistema de drenagem na margem esquerda do Rio Amazonas tem escoamento geral de NW para SE: o padrão é em treliça com os principais tributários do Rio Amazonas superimpostos à estruturação geral NE-SW, a exemplo dos rios Jauaru, Parauaquara, Jutai, Paru e Jari. Os seus tributários orientam-se sistematicamente na direção NE-SW e alguns, como o Igarapé Mepocu, fazem confluência a 90° após descrever um lineamento de drenagem de 7 km de extensão; em seguida, corre paralelo ao Rio Paru, até desaguar no mesmo (Figura 59). Na rede de drenagem como um todo são comuns os tipos de anomalias em arco, cotovelo e meandros isolados.

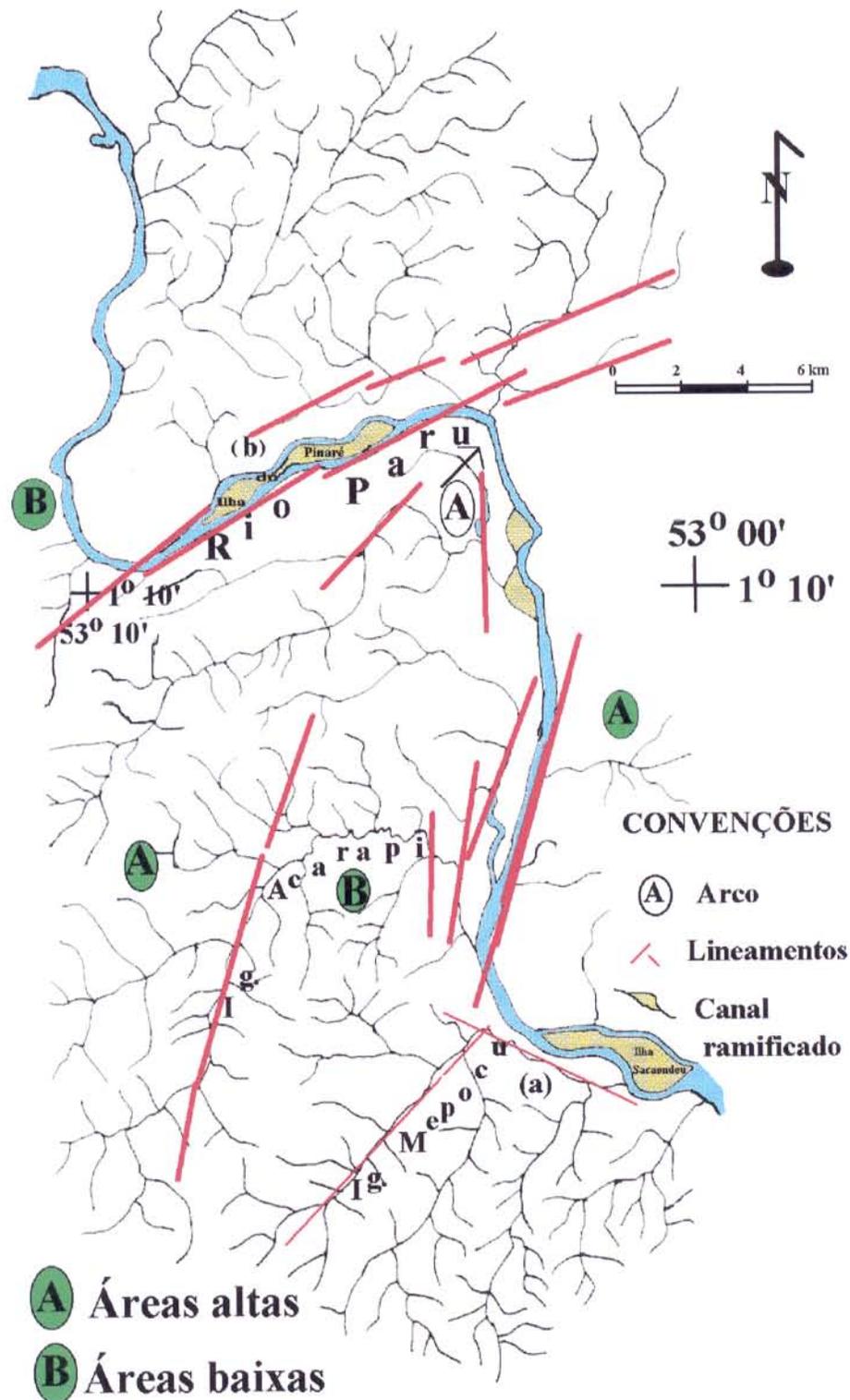


Figura 59 (a). Captura do igarapé Mepocu por lineamento de direção NW-SE próximo da confluência com o rio Paru. Folha SA.22-V-C-II (Rio Urumu). (b) Curso do rio Paru no trecho com padrão ramificado formando ilhas como as do Pinaré e Sacaendeu. Folha SA.22-V-C (Almeirim).

Uma outra evidência de controle estrutural da rede de drenagem é o bloqueio dos rios cataclinais próximo ao limite com o sistema colinoso, a exemplo do Rio Jauari, cujos tributários, principalmente da margem direita, formam um sistema de lagos acompanhando a direção geral do canal; além desse aspecto, o curso do Rio Jauari é tortuoso, o que contribui, juntamente com os lagos, para comprovar o ajuste tectônico da drenagem. Esta mesma configuração se repete no rio Paraquequara e no Igarapé Grande, que mostra com muita clareza a formação de lagos nas confluências de canais de baixa ordem, não apenas no curso dos rios.

Na Planície Amazônica tais bloqueios se repetem; os canais desembocam bruscamente com angularidade média a alta no arranjo em paralelo que os rios Outeiro, Grande e Cajueiro fazem entre si, acompanhando o curso do rio Amazonas (Figura 60).

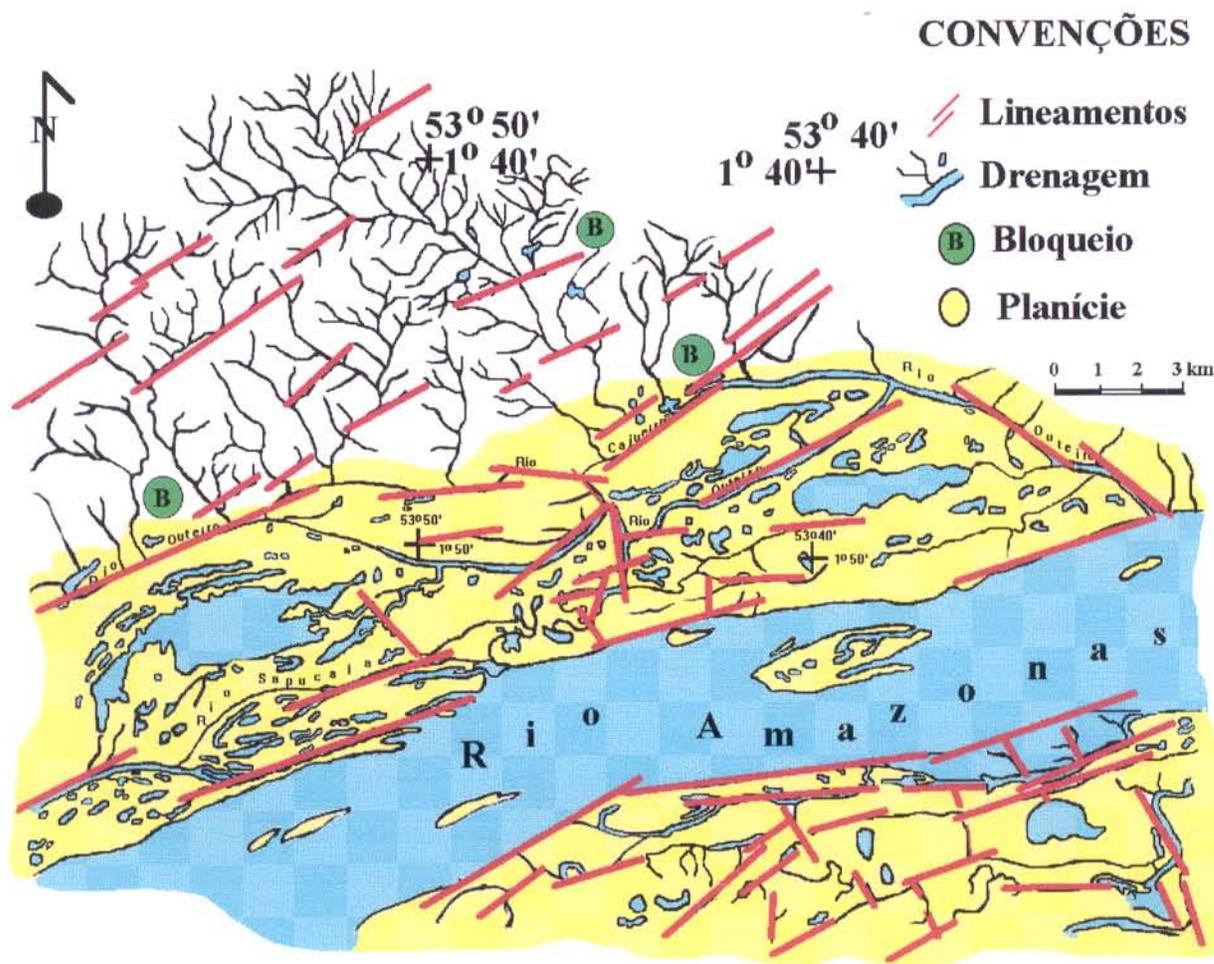


Figura 60. Bloqueio da drenagem por feixes de lineamentos na direção NE-SW controlando o padrão reticulado através de canais paralelos entre si, unidos por outros mais curtos com direções N-S e NNW-SSE. Folha SA. 22 V-C-IV (Jutuarana).

Na margem direita a superfície tabular erosiva é elaborada por rios principais com traçados tortuosos. A angularidade é baixa nas confluências de primeira ordem que compõem o padrão pinado nas cornijas, e de média a alta nos canais de ordem mais alta que confluem para os rios Pará do Uruará, Curuá do Sul, Jarauçu e Guajará que são tributários do Amazonas nessa margem. A sub-bacia do Rio Jarauçu tem forte assimetria e localmente apresenta o padrão contorcido (Figura 61). Além dessas propriedades, os canais têm sinuosidade mista, e os lineamentos de drenagem são quilométricos, o que permite classificar o padrão naquele sistema colinoso como dendrítico-retangular.

Nessa mesma margem, próximo à Planície Amazônica, os rios Pará do Uruará e Cucari formam um padrão semelhante ao anelar, na verdade refletindo o controle de lineamentos de direções NW-SE e NE-SW.

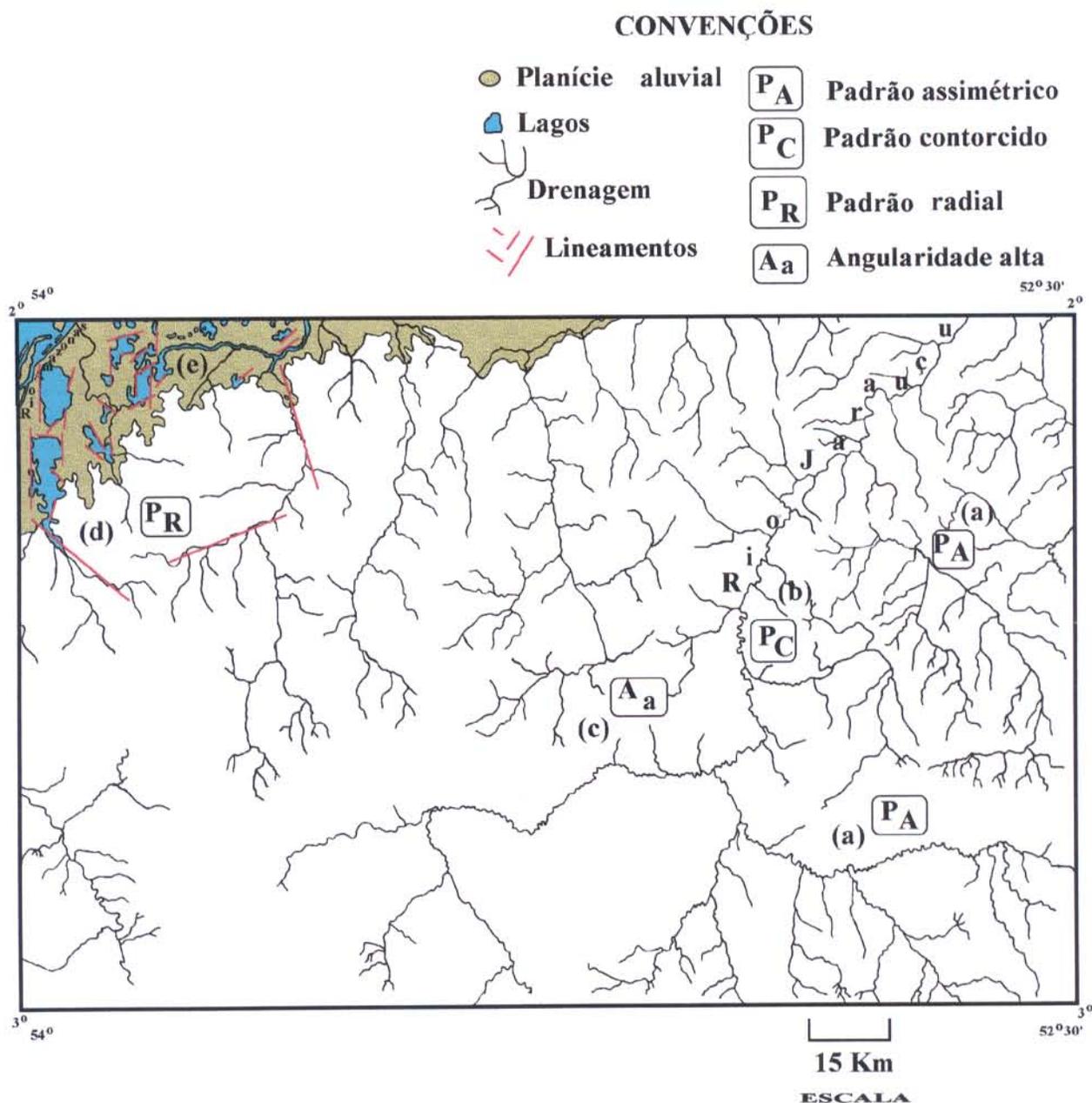


Figura 61. Mapa de drenagem da Folha SA.22-Y-A (Rio Jarauçu): (a) bacia do rio Jarauçu com trecho de forte assimetria; (b) padrão contorcido; (c) angularidade alta; (d) padrão radial originado por controle estrutural de lineamentos de direções NW-SE e NE-SW; (e) lagos controlados estruturalmente na Planície Amazônica.

À semelhança dos outros compartimentos abordados, os padrões de drenagem na Planície Amazônica são do tipo ramificado, reticular, anastomosado e palimpséstico; mas o que se destaca no trecho compreendido entre as cidades de Monte Alegre e Prainha é a organização dos sistemas de lagos obedecendo às direções estruturais ENE-WSW, N-S, NNW-SSE, NW-SE e NE-SW. Este controle é realçado pelas margens dos lagos e pelas suas formas, predominando as

retangulares e pentagonais, a exemplo da Lagoa Urubuqua. Os lagos têm pequenas dimensões, entre 5 km² e 37,5 km² quando comparados com aqueles do compartimento do Baixo Tapajós.

O Rio Xingu, no extremo nordeste do compartimento, é o tributário principal do rio Amazonas e tem a sua foz afogada por lineamentos de direção NW-SE, que, por sua vez, devem ser os responsáveis pelo controle dos rios Paru e Jari na margem oposta. O lago formado pelo Rio Xingu desde Senador José Porfírio até Porto de Mós tem largura constante da ordem de 15 km e desemboca, com largura de 2,5 km, no rio Amazonas, por meio de um sistema de canais entrelaçados, onde se destacam as ilhas dos Macacos, do Ururicaia e Cujuba. A partir da Ilha do Ururicaia o rio Amazonas se bifurca em dois canais principais conhecidos como canal do Norte e do Vieira Grande, e, em seguida, desenvolve-se a “Região das Ilhas,” como é conhecida regionalmente.

A análise estatística das lineações e lineamentos de drenagem extraídos das folhas SA.22-V-C (Almeirim) e SA.22-Y-A (Rio Jaruáçu) perfaz um total de 5.780 dados processados, através dos quais se verificou algumas tendências nas porções setentrional e meridional em relação à calha do Rio Amazonas (Figura 62).

Na porção setentrional (Folha SA.22-V-C, Almeirim) as direções N20°-40°E e N20°-40°W são predominantes o que de certa forma reforça a classificação em treliça atribuída ao padrão de drenagem. De outra forma, a tendência para NNW é maior que aquela para NNE quando se considera os ângulos entre 0°-20°; o oposto ocorre quando os ângulos são entre 40°-60°, o que se associa ao controle dos tributários do Rio Amazonas na margem esquerda.

Na porção meridional (Folha SA.22-Y-A, Rio Jaruáçu) a tendência da drenagem para NW é confirmada pelo predomínio entre os ângulos de 20° a 40°, seguida da direção N0°-20°W. A direção N40°-60°W e a faixa entre os ângulos de 0° a 60° na direção nordeste mostram uma distribuição homogênea das medidas, em parte devido à própria forma de dissecação do relevo em escarpas festonadas e ao controle dos vales principais que compõem o padrão dendrítico-retangular.

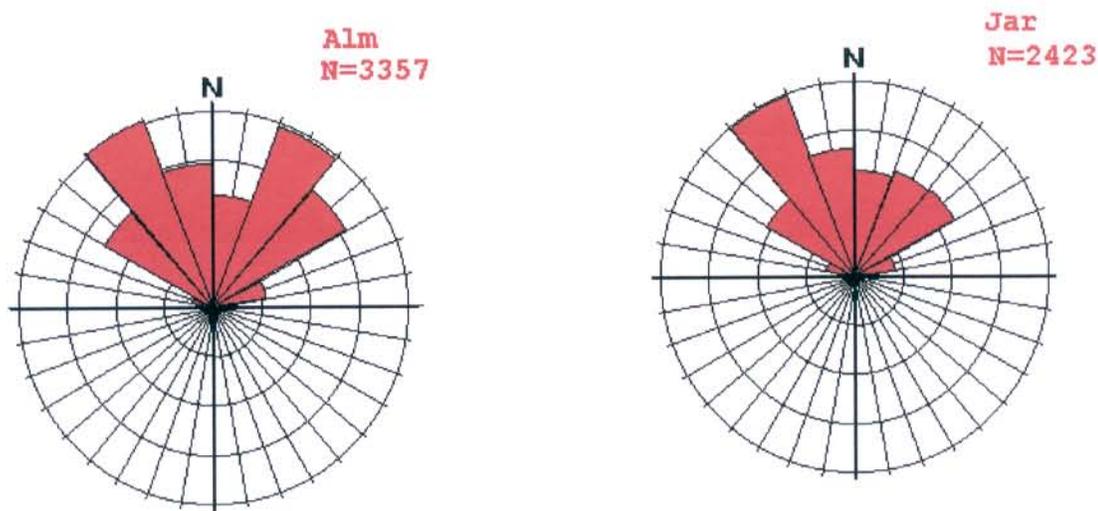


Figura 62. Diagramas de roseta dos lineamentos de drenagem das folhas SA.22-V-C (Almeirim) e SA.22-Y-A (Rio Juruáçu).

7.4.3 Relação entre sistemas de relevo e drenagem e os elementos estruturais da neotectônica.

Com base na análise dos lineamentos de drenagem desse compartimento, sobretudo aqueles inerentes ao Rio Amazonas, deduz-se a existência de várias falhas orientadas nas direções E-W e ENE-WSW e com extensões superiores a 70km, as quais têm sido interpretadas como transcorrentes por COSTA et al. (1995a; 1996; e no prelo) e COSTA & HASUI (1997) pelas seguintes razões: 1- Traços retos superiores a 100 km; 2- planície de inundação do Rio Amazonas assimétrica e com largura superior a 40 km; 3- complexo de lagos orientados preferencialmente na direção ENE-WSW na área da planície, e paleocanais paralelos ao canal principal do Rio Amazonas sugerindo a sua migração para NNW. As serras situadas na margem esquerda do Rio Amazonas, nessa ótica, foram interpretadas por COSTA et al. (op. cit.) como decorrentes de transpressão devido a interação dos vários feixes de falhas transcorrentes. Com esse enfoque, essas estruturas formariam o ramo T da junção tríplice da região do Baixo-Tapajós.

Uma segunda linha de abordagem estrutural para explicar sobretudo as particularidades morfológicas do compartimento, considera que as serras representariam testemunhos do Arco de Gurupá, cuja origem está relacionada com as falhas normais da ombreira da Bacia de Marajó no final do Mesozóico e, em parte, com os desnivelamentos impostos por falhas normais do Terciário Superior que controlam a instalação da Sequência Pirabas-Barreiras (COSTA et al., 1995a; 1996 e no prelo)

Não se pode ignorar também, que a presença de serras na margem esquerda, a migração do canal do Rio Amazonas para NNW, a ausência de serras na margem direita poderiam ser explicadas através da interpretação que considera os lineamentos ENE-WSW e E-W como falhas normais. Nesse sentido, CAMPOS & TEIXEIRA (1988) mostraram através da interpretação de linhas sísmicas a existência de falhas normais nessa região afetando as seqüências sedimentares da Formação Alter do Chão.

7.5 COMPARTIMENTO GURUPÁ

O compartimento Gurupá compreende a região da foz do Rio Amazonas e engloba parcialmente as folhas NA.22-Y-D (Macapá), NA.22-Z-C (Ilha de Caviana), SA.22-V-B (Mazagão), SA.22-V-D (Gurupá), SA.22-X-A (Chaves) e SA.22-X-C (Breves). É limitado pelas coordenadas de 52°30' e 51°00' WGr., entre os paralelos de 0°00' e 2°00' S; 51°00' e 50°15' WGr. entre 1°00' N e 2°00' S; e 50°15' e 49°30' WGr. entre 1° N e 0°15' S.

Este compartimento abrange as cidades de Porto de Mós, Breves, Gurupá e Portel no Estado do Pará, e as cidades de Mazagão e Macapá no Estado do Amapá, e tem como principal feição morfológica o arquipélago formado em plena foz do Rio Amazonas conhecido como "Região das Ilhas" (ANEXO 8).

7.5.1 Relevo

O relevo no continente é caracterizado por interflúvios extensos e tabulares abaixo de cotas de 100 m, sendo constituídos na margem direita por sedimentos da Formação Alter do Chão até a Baía de Caxiuanã; a partir dessa baía até o estuário do Rio Pará o modelamento se processa em sedimentos da Formação Barreiras. Em ambas as margens desenvolve-se a Planície Amazônica, que é constituída por sedimentos pleistocênico-holocênicos e pleistocênicos; os últimos dominam na Ilha de Marajó ou formam terraços ao longo das margens, em meio aos sedimentos holocênicos. Por toda a Planície Amazônica caracterizam-se várias gerações de paleocanais com sentidos de migração voltados para NW, NE e NNE principalmente.

Na margem esquerda do Rio Amazonas, desde o Rio Jari até a cidade de Macapá, a Planície Amazônica é constituída por sedimentos holocênicos e alguns terraços de sedimentos holocênico-pleistocênicos; a partir da cidade de Macapá, apenas sedimentos holocênicos formam as extensas planícies litorâneas flúvio-marinhas. Ao longo das mesmas é comum a presença de cordões arenosos de até 18 km longitudinais à costa.

A partir da foz do Rio Xingu o Rio Amazonas apresenta ao longo do seu curso um arquipélago composto de dezenas de ilhas alongadas na direção NE-SW: as pequenas têm dimensões que variam na faixa de 8 a 26 km como as ilhas de Salvador, Taiacu, Aruãs, Roberta, Caldeirão, Vieira, Conceição, Panema, e Morcêgo; as ilhas médias apresentam tamanhos que variam de 38 a 48 km como a de Ururicaia, Urutaí, Mututi, Queimada, Pará; e as ilhas maiores têm extensões que variam de 33 km a 124 km como as de Janauçu com 28,5 km, Curuá com 33 km e Caviana com 84 km e excepcionalmente a de Gurupá com 124 km. As ilhas são caracterizadas por formas geométricas variadas, predominando a retangular, embora seja notável a forma triangular da Ilha das Guaribas, na porção ocidental da Ilha de Marajó; as margens são escarpadas e algumas têm trechos alinhados, por exemplo, na margem direita da Ilha de Gurupá onde identifica-se um com 52 km de extensão (Figura 63).

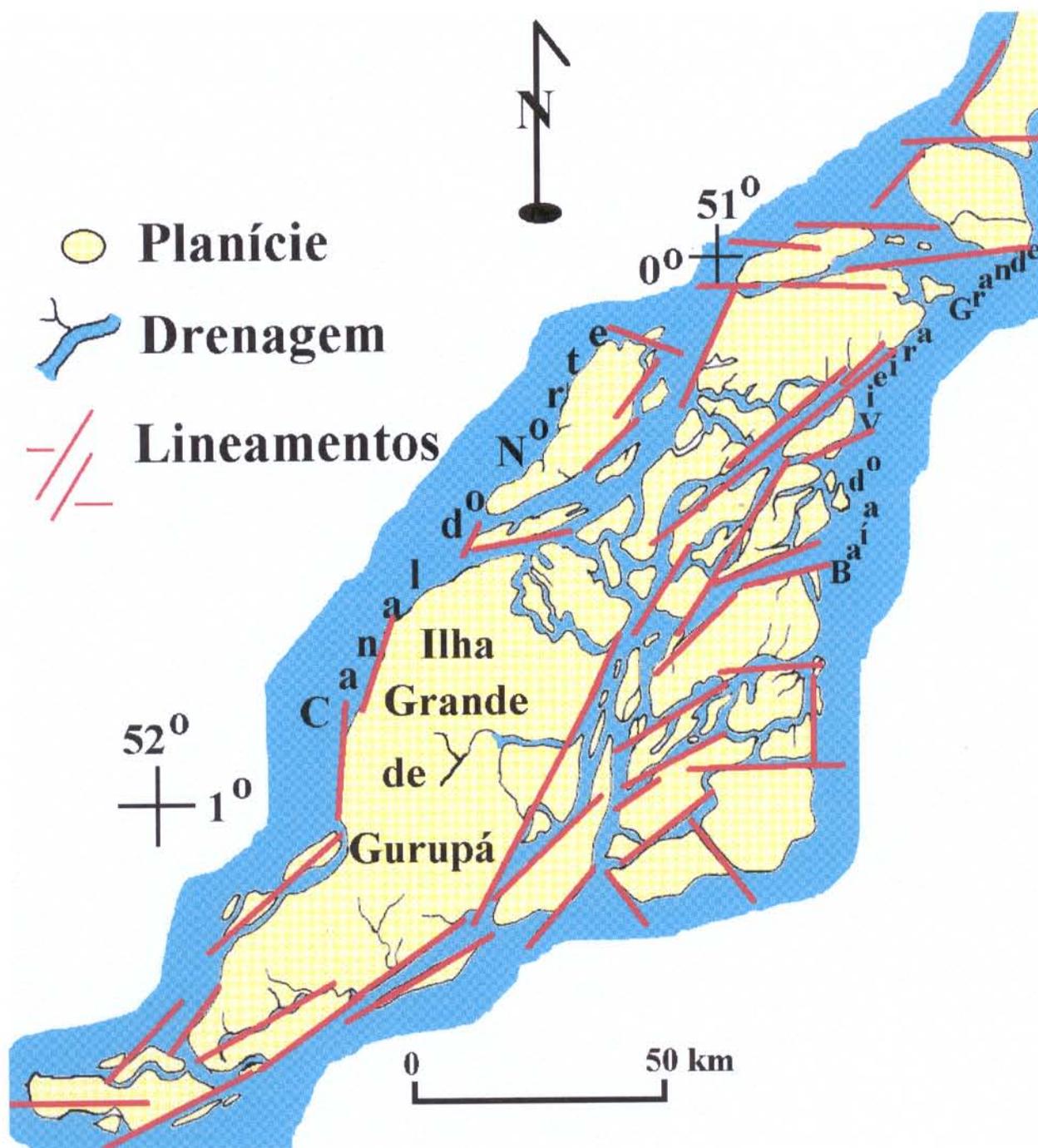


Figura 63. Conjunto de ilhas na foz do Rio Amazonas alongadas na direção NE-SW, ontroladas por lineamentos nas direções NE-SW (PREDOMINANTE), NW-SE e E-W. Folha AS. 22 (Belém).

Nas ilhas dominam sedimentos pleistocênico-holocênicos, por vezes contornados por sedimentos holocênicos na região de Caviana e Janaúçu, ou podem ser inteiramente constituídas por sedimentos holocênicos como no caso da Ilha do Curuá. As feições deposicionais, como

terraços fluviais, cordões arenosos e paleocanais são comuns nas ilhas médias e grandes; naquelas pequenas apenas as tramas de canais de maré individualizam o relevo. Na ilha de Curuá há leitos secos de rios com sentido de migração em direção à Ponta de Santarém, o que a distingue das demais.

A Ilha de Gurupá tem como principal feição morfológica os terraços fluviais pleistocênicos separados daqueles mais recentes por rupturas de declive bem pronunciadas. Paleocanais de dimensões entre 2 km e 12 km distribuem-se nesses terraços, cuja porção central constitui uma superfície pediplanada com fraca incisão da drenagem; na parte noroeste, uma seqüência de cordões arenosos com *trends* bem marcados para NE-SW constitui outro conjunto de feições deposicionais (Figura 64).

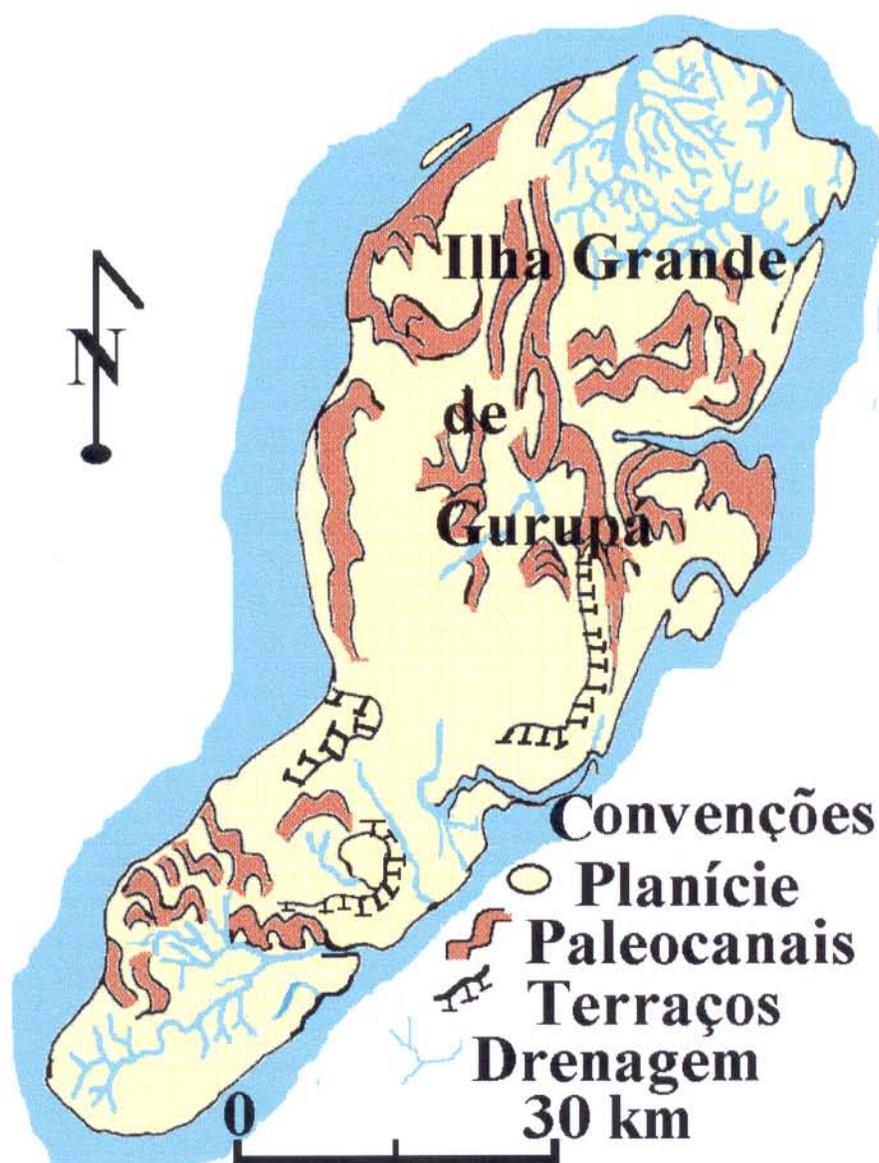
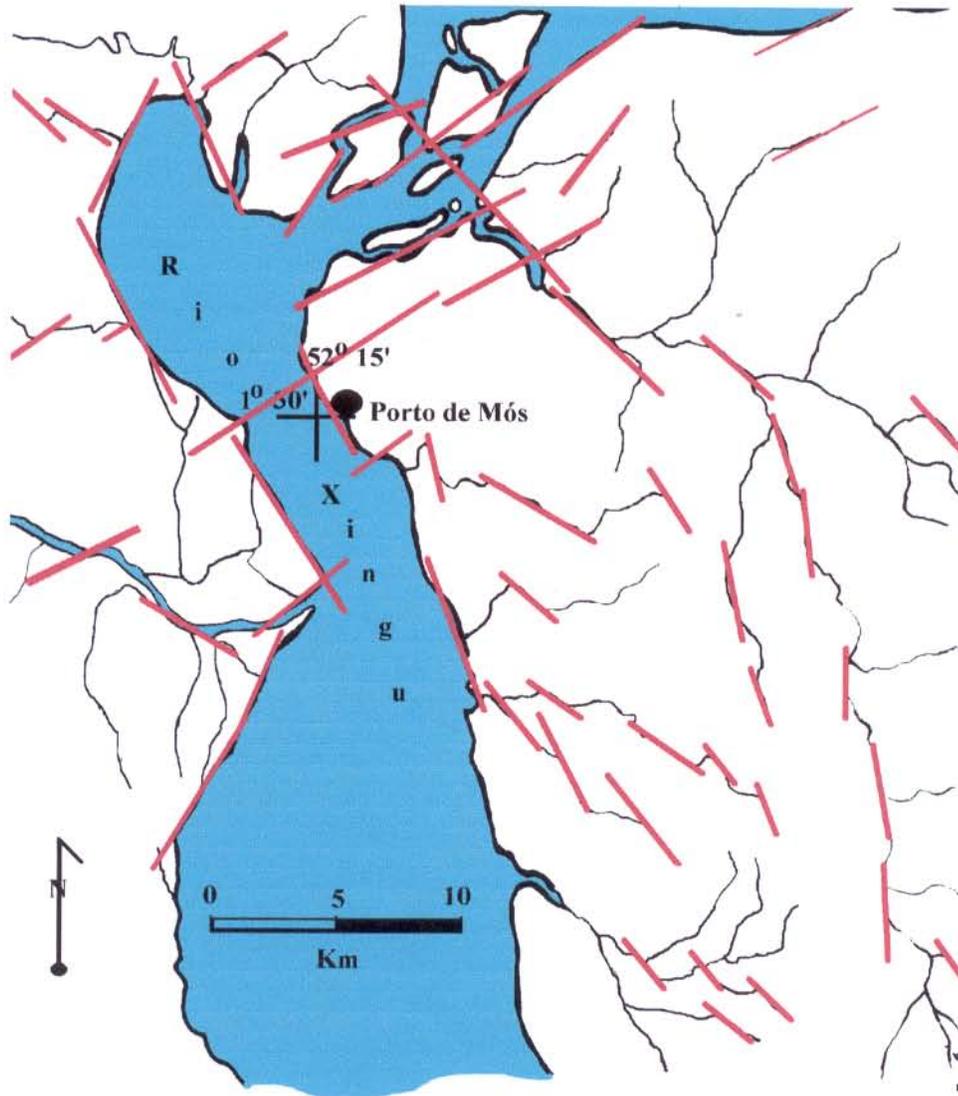


Figura 64. Terraços pleistocênicos da Ilha Grande de Gurupá delimitados por rupturas de declive. Paleocanais de dimensões quilométricas distribuem-se nos terraços mais baixos. Folha SA. 22 (Belém).

7.5.2 Drenagem

A rede de drenagem no continente tem sinuosidade mista, angularidade baixa a média e assimetria fraca; os lineamentos de drenagem nos canais de ordem mais alta permitem classificar o padrão como subdendrítico. Da mesma forma, na Ilha de Gurupá, as propriedades dos elementos da drenagem e o arranjo dos canais comportam a classificação de subdendrítico, além disso, anomalias devidas à controle estrutural são encontradas na forma de arcos, cotovelos, meandros isolados e canais tortuosos.

Os bloqueios na rede de drenagem são evidenciados pela foz do Rio Xingu e nas seqüências de baías que formam o estuário do rio Pará. O rio Xingu na margem direita do rio Amazonas tem largura de 14 km e desemboca com largura de 2 km através do furo de Urucuricaia; esta anomalia é devida a um lineamento de direção $N60^{\circ}E$, cujo prolongamento controla as margens das ilhas Urucuricaia, São Salvador e Gurupá (Figura 65). Nas baías de



CONVENÇÕES

-  Drenagem
-  Lineamentos
-  Cidade

Figura 65. Bloqueio da foz do rio Xingu controlado por lineamentos de direção NW-SE, aqueles de direção NE-SW controlam trechos de menor largura próximo a cidade de Porto de Mós. Outros lineamentos nas direções NW-SE, NE-SW e NNW-SSE controlam a drenagem secundária. Folha SA.22-V-D (Gurupá).

Caxiuanã, Pacajai, Portel e Melgaço o controle é exercido na drenagem por lineamentos N-S, NNE-SSW e E-W. O lineamento E-W é refletido em drenagens de ordem mais baixa, a exemplo dos rios Marajó e da Laguna, onde também é comum a presença de lagos.

Na margem esquerda do rio Amazonas, o Rio Jari apresenta trechos controlados por lineamentos da ordem de 25 km, e próximo a sua foz há anomalias em cotovelo e tendências ao encurtamento do canal através do corte do pedúnculo. Esta forma tortuosa do canal se repete nos rios São Luiz do Cajari e no Maracá-Pucu, tributários nessa mesma margem.

O canal do Rio Amazonas em direção a sua foz é anastomosado, e se bifurca em dois canais principais na confluência com o Oceano Atlântico, denominados de canal do Norte, que é o seu prolongamento na direção NE-SW, e Canal do Sul.

A análise estatística desse controle na rede de drenagem foi realizada nas folhas NA.22-Z-C (Caviana) e SA.22-V-B (Mazagão), perfazendo um total de 1039 dados. A direção $N20^{\circ}-40^{\circ}W$ é predominante; as faixas entre $0^{\circ}-20^{\circ}$ e $40^{\circ}-60^{\circ}$ são subordinadas e muito próximas da primeira. (Figura 66).

No continente a maior concentração das direções é para NW-SE e pode ser explicada porque a rede de drenagem na margem esquerda do Rio Amazonas, onde este se bifurca e recebe o nome de Canal do Norte, tem seus tributários principais orientados naquela direção, a exemplo dos rios Maracá-Pucu, Preto e Mazagão. Por outro lado, nos canais múltiplos que compõem o padrão anastomosado na foz do Rio Amazonas a maior tendência observada foi na direção NE-SW.

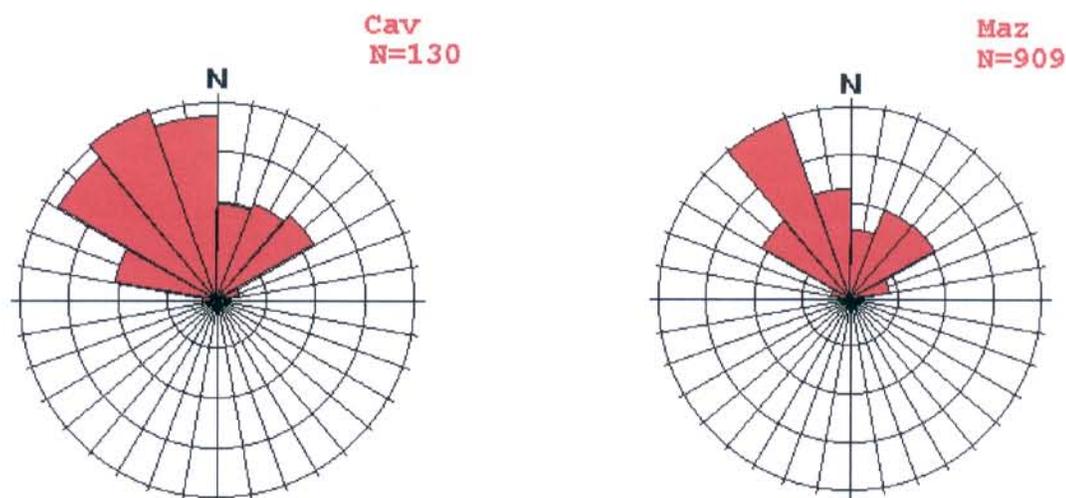


Figura 66. Diagrama de roseta dos lineamentos de drenagem das folhas NA.22-Z-C (Caviana) e SA.22-V-B (Mazagão).

7.5.3 Relação entre sistemas de relevo e drenagem e os elementos estruturais da neotectônica

A região da foz do Amazonas é considerada como uma área de intensa atividade tectônica desde o Mesozóico, permanecendo ativa até os tempos mais recentes conforme indicado pelos eventos de sismicidade incidentes nos últimos anos nas adjacências dos municípios de Mazagão, Breves, Gurupá, Porto de Mós e outros.

Durante a evolução da Bacia de Marajó no Cretáceo Superior e Terciário Inferior, essa região funcionou como uma zona compartimental separando segmentos extensionais distintos e dominada por falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW (VILLEGAS et al., 1992; VILLEGAS, 1994). Ao longo dessas falhas instalaram-se bacias *pull-apart*, com destaque para a Bacia de Mexiana, que receberam seqüências sedimentares com vários milhares de metros de espessura, denunciando intensa atividade subsidente.

As movimentações transcorrentes prosseguiram no Terciário Superior, conforme demonstrado pela presença de espessas seqüências sedimentares depositadas nas bacias *pull-apart* (VILLEGAS, 1994).

Nessa linha de investigação BEMERGUY & COSTA (1991) interpretaram que o canal do Rio Amazonas nessa região e os canais precursoros (páleo-Amazonas) sempre tiveram seus cursos controlados pelas falhas transcorrentes NE-SW.

A paisagem atual é dominada por numerosos canais retilíneos, orientados nas direções NE-SW, ENE-WSW e E-W por várias dezenas de ilhas com geometrias retangulares e por extensas áreas de ocorrência de depósitos pleistocênico-holocênicos. Tais aspectos foram interpretados por COSTA et al. (1995a); e (no prelo) como decorrentes da propagação de sistemas transcorrentes dextrais com as falhas-mestras orientadas na direção NE-SW e as falhas normais de direções ENE-WSW e E-W. Nesse quadro consideraram a existência de várias bacias *pull-apart* que se expressam genericamente pela geometria das ilhas.

7.6 COMPARTIMENTO MARAJOARA

O Compartimento Marajoara está situado na foz do Rio Amazonas, inclui a Ilha de Marajó e parte da região nordeste do Estado do Pará, e engloba feições típicas de estuário, que se expressam nos depósitos flúvio-marinhos da Planície Amazônica, contrastando com a regularidade do relevo de Tabuleiros Paraenses no continente (IBGE, 1993), e com aquele colinoso da Depressão do Amazonas reconhecido na Ilha de Marajó (IBGE, 1993). A sua área abrange as folhas SA.22-X-A (Chaves), SA.22-X-B (Soure), SA.22-X-C (Breves) e SA.22-X-D (Belém), que são limitadas pelas coordenadas geográficas de 48° 00' e 51° 00' de longitude Wgr. e 0° a 2° de latitude sul.

7.6.1 Relevo

A maior expressão do relevo é representada pela Ilha de Marajó com uma área de aproximadamente 49.000 km², cujas cotas alcançam 42 m e podem decrescer a 2 m em direção ao interior da ilha, ou até 4 m nas suas bordas. A ilha é na sua maior parte circundada por planícies litorâneas flúvio-marinhas, à exceção da porção meridional onde é limitada pelo sistema morfo-hidrográfico do Rio Pará; tais planícies são constituídas por sedimentos pleistocênico-holocênicos. Na porção oriental destacam-se na planície dezenas de gerações de paleocanais de dimensões métricas a quilométricas com largura média do canal de 2,5 km, amplitude da ordem de 7, 39 km e comprimento de onda em torno de 27,5 km, dispostos geralmente nas direções WNW-ESE e NNE-SSW (Figura 67).

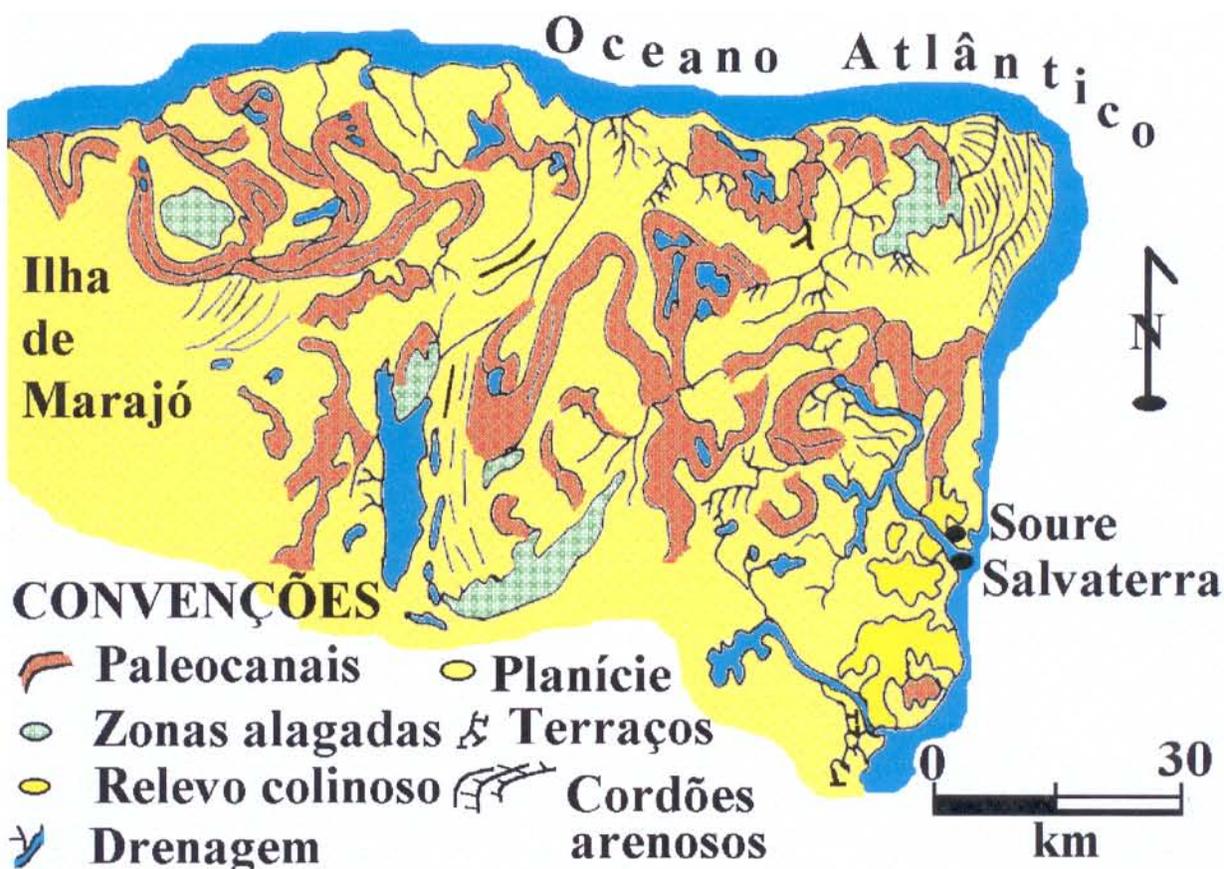


Figura 67- Porção norte-oriental da Ilha de Marajó exibindo na Planície Amazônica várias gerações de paleocanais, sistemas de lagos, cordões arenosos e terraços. O relevo colinoso na margem oriental é sustentado por sedimentos do Grupo Pará. Folha AS. 22 (Belém).

Na região de Soure, ao longo do rio Paracauari, os paleocanais são descritos como corpos arenosos descontínuos e irregulares, de topos convexos, que se destacam na planície argilosa com alturas de 1 a 2 m, via de regra controlados por árvores de médio porte. As areias que os constituem são de granulometria fina a média, texturalmente maduras e bem selecionadas, depositadas em ambiente fluvial-estuarino; a contribuição fluvial é atribuída aos sistemas fluviais dos rios Tocantins e Amazonas (BEMERGUY, 1981).

No continente os paleocanais ocorrem de forma discreta compondo as planícies dos rios Moju e Guamá na altura da cidade de Bujaru, e se destacam das mesmas através de limites de sedimentação que definem as barras em pontal erodidas longitudinalmente pela drenagem atual.

Outras formas deposicionais notáveis são os cordões arenosos ao longo da margem oriental do Lago Arari, na parte leste da Ilha de Marajó, que se distribuem por uma faixa de 11 km de largura e extensão de 24 km, erodidas transversalmente pela drenagem que escoar em direção ao

lago. No Cabo Maguari, entre a Ponta do Amoroso e a Ponta Fina, região do extremo nordeste daquela ilha, a geometria das barras arenosas é individualizada em pelo menos quatro conjuntos com as frentes de acréscimo na direção NW-SE. Além desses, vários cordões existem entremeados com os paleocanais na margem setentrional da ilha.

No litoral nordeste do Estado do Pará, entre as cidades de Vigia e São Caetano de Odivelas ocorrem as cristas arenosas de praia dispostas na direção NE-SW com 11 km de comprimento, semelhantes às aquelas descritas no compartimento Gurupá. Estas feições são comuns no litoral do Estado do Pará e foram denominadas de *chenier* por FRANZINELLI (1982).

As praias associam-se às demais formas de acumulação, e encontram-se muito bem desenvolvidas ao longo das baías de Marajó e Guajará, intercaladas com as falésias.

As falésias completam o conjunto de formas litorâneas com ótimas exposições na região de Soure-Salvaterra na parte nordeste da Ilha de Marajó, nas ilhas de Mosqueiro, Colares e Outeiro, e na cidade de Barcarena, via de regra sustentadas pelo Grupo Barreiras e sedimentos pleistocênicos. O desmonte das falésias, onde se desenvolve o perfil laterítico com feições colunares, é responsável pela formação de terraços de abrasão muito bem representados na cidade de Joanes.

O relevo colinoso atinge cota máxima de 42 m na Ilha de Marajó modelado em sedimentos pleistocênicos, os quais sustentam o nível de terraço mais antigo na foz do Rio Amazonas, morfologicamente definido por uma extensa superfície de aplainamento que grada com baixas declividades em direção as planícies da margem oriental; ao contrário da porção noroeste que tem o limite com aquelas planícies bem definido por rupturas de declives. De maneira geral, esta superfície constitui o interflúvio principal da rede de drenagem, embora domine na porção ocidental e meridional da ilha o traçado típico do estuário com várias porções do terreno situadas entre as cotas de 10 e 20 m, e isoladas por uma intrincada rede de canais de maré constituindo áreas que variam entre 12 km² e 1.200 km², como a Ilha do Charapucu. Esta expressão morfo-hidrográfica se repete na Ilha de Urubúua na margem direita da foz do rio Tocantins, e naquela conhecida como região dos "Furos de Breves", ou dos "Estreitos".

No continente aquele relevo colinoso atinge cotas de até 100 m, e define ao nível da cota de 70 m uma superfície tabular erosiva sustentada por fragmentos lateríticos gerados no início do Pleistoceno, e as menores cotas são registradas na cidade de Abaetetuba. A elaboração dessa superfície resultou em interflúvios extensos com perfis de vertentes côncavos que se unem em

baixas declividades aos vales de fundo chato com planícies aluvionares bem desenvolvidas, como a dos rios Moju, Acará e Guamá. Este relevo foi modelado no Grupo Barreiras e é capeado por sedimentos areno-argilosos maciços (Pós-Barreiras); onde afloram na zona litorânea, constituem as falésias ativas.

7.6.2 Drenagem

A rede de drenagem na Ilha de Marajó apresenta escoamento geral do centro para a borda da ilha, com traçado radial denso na porção ocidental: a angularidade dos rios de primeira ordem é baixa e a sinuosidade curva, mas os de primeira e segunda ordens que confluem diretamente nos de ordem mais alta, têm angularidade média e sinuosidade mista.

No continente a drenagem principal é representada pelos rios Guamá, Moju e Acará; os dois últimos têm a forma do canal tortuoso. A junção das suas confluências na Baía de Guajará configura o padrão anastomótico, cuja ilha principal é a das Onças com 4 km de comprimento. O Rio Guamá de direção geral W-E, traça uma anomalia em arco com sentido da curvatura voltado para sul e comprimento de 12,5 km na altura da cidade de Bujaru. Além desses, o rio Barreto no extremo norte do continente desemboca no Oceano Atlântico após descrever no seu traçado N-S, anomalias em arco e em cotovelo.

Nessa parte continental a densidade de drenagem é baixa; os canais de 1ª e 2ª ordens, além de outros de ordem mais alta, têm angularidade baixa e sinuosidade curva. Todavia, os rios base têm traçado retangular o que permite a classificação do padrão como retangular-dendrítico.

Na região ocidental da Ilha de Marajó, conhecida como Furos de Breves ou Estreitos, o padrão é reticular; o Rio Jacaré na direção S-N é o canal principal da rede. A partir da sua margem direita os rios Cajari, Anajás, Aramá, das Moções e Cururu, juntamente com vários furos que se dispersam e se unem novamente, formam as ilhas dos Macacos, Japichaua, Anajás e Charapucu, entre outras; essas atuam como vertentes dispersoras de canais que se distribuem aleatoriamente. Tal padrão se prolonga até o estuário do Rio Pará onde a configuração das ilhas é alongada à semelhança de *levées* naturais encobertos sazonalmente (Figura 68).

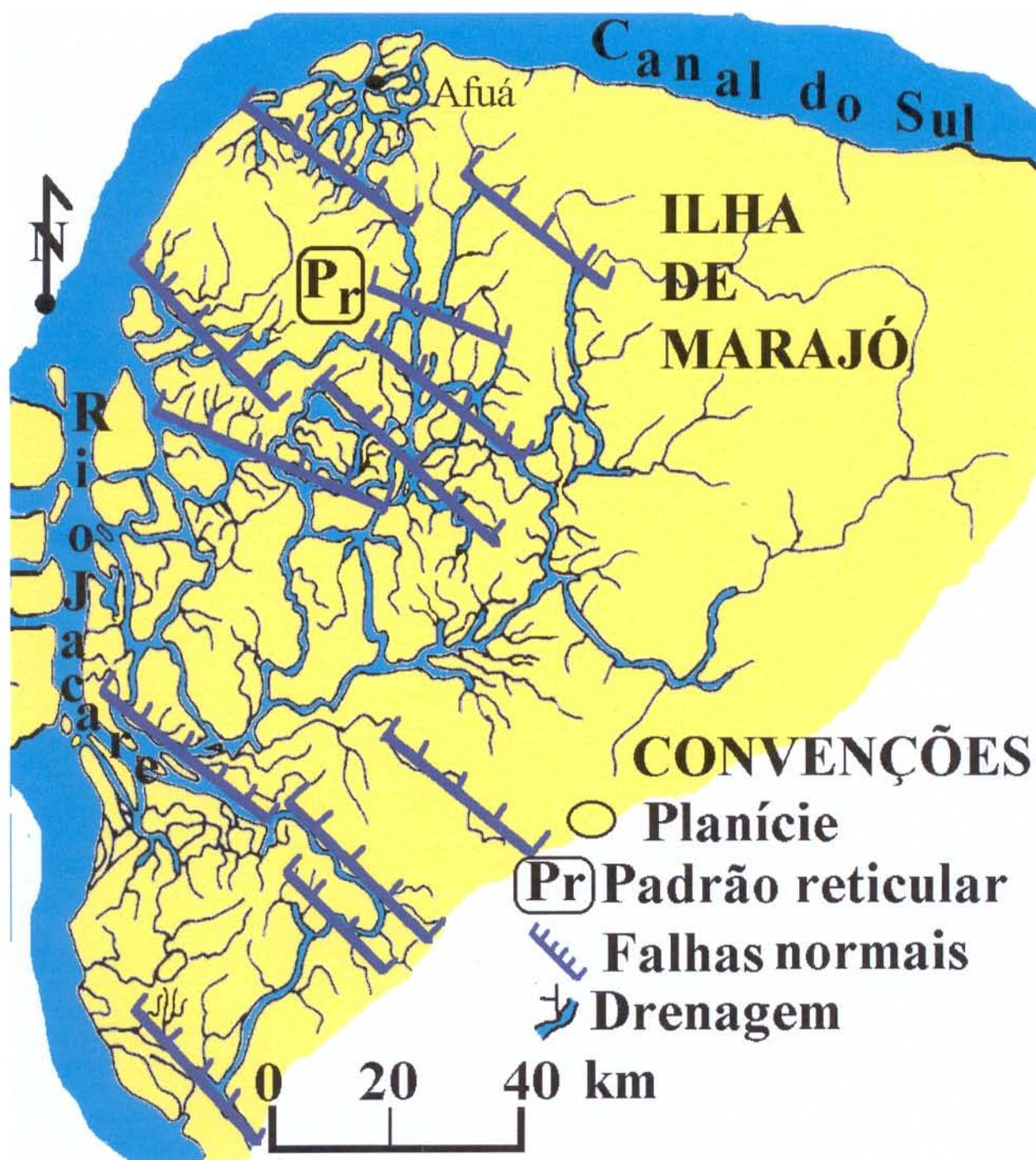


Figura 68. Padrão de drenagem reticular na porção ocidental da Ilha de Marajó controlado por falhas normais de direção NW-SE. Folha AS. 22 (Belém).

Aquele estuário é composto por uma seqüência de baías: a de Melgaço forma um único canal com larguras entre 3,5 km e 7,5 km, a qual se ramifica em canais múltiplos até desaguar na baía das Bocas, onde o canal volta a ser único com largura constante de 7,5 km; a partir dessa baía o canal é denominado de rio Pará. O sistema fluvial do Rio Pará tem padrão anastomosado:

os tributários pela margem esquerda, rios Guajará e Canaticu, e o Pacuúba têm orientação preferencial S-N; já os da margem direita, rios Jacundá e Oeiras são NNW-SSE (Figura 69).

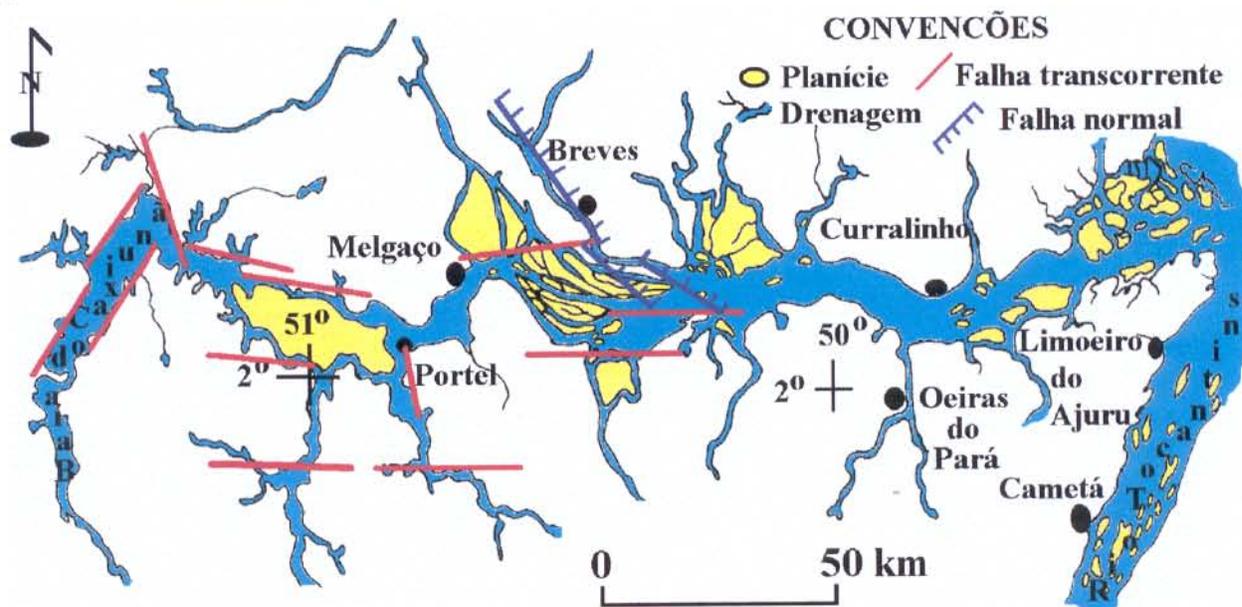


Figura 69. Estuário do rio do Rio Pará, cujo sistema de baías é controlado por falhas transcorrentes nas direções principais E-W e NE-SW, e por falhas normais de direção NW-SE. Folha SA. 22 (Belém).

O Rio Tocantins desagua juntamente com o Rio Pará na Baía de Marajó acompanhando a direção NE-SW da mesma; mas com a largura do canal de quase 4 km, o dobro daquela medida no Rio Pará, que se mantém desde a cidade de Mocajuba. Nesse trecho largo, o padrão é anastomosado com pelo menos uma dezena de ilhas pequenas alongadas, com comprimento máximo de 5 km.

Os padrões palimpséstico e anastomosado têm sua maior expressão na porção oriental da ilha. Um exemplo é o do Rio Paracauari, que juntamente com seus tributários, corta a drenagem antiga; outros exemplos são dados pelos rios das Moções e Anajás que drenam a porção central da ilha cortando vários desses corpos arenosos. No continente os rios Guamá e Moju, embora que de maneira discreta, cortam curvas meândricas isoladas.

O padrão anastomosado é comum na porção nordeste da Ilha de Marajó entre o Lago Arari e a margem da ilha, onde a área é sujeita as inundações sazonais.

Neste compartimento foram analisadas 2.148 medidas extraídas das folhas SA.22-X-B (Soure), SA.22-X-D (Belém), SA.22-X-C (Breves) e SA.22-X-A (Chaves) (Figura 70).

Na porção oriental da Ilha de Marajó, região de Soure, há uma clara predominância na direção $N20^{\circ}-40^{\circ}W$ e também da faixa entre $0^{\circ}-20^{\circ}$ que se destaca em relação àquela encontrada para nordeste; nesta última, a faixa entre $N20^{\circ}-40^{\circ}E$ é a principal. A tendência para noroeste também se repete nas regiões de Breves e Chaves na direção $N20^{\circ}-40^{\circ}W$, ambas na porção ocidental.

Na margem oriental, no sentido do continente, envolvendo a área de Belém, a direção nordeste é predominante na faixa entre $N20^{\circ}-40^{\circ}E$, e equitativa nas direções $N0^{\circ}-20^{\circ}E$, $N0^{\circ}-20^{\circ}W$ e $N40^{\circ}-60^{\circ}E$.

No geral a direção NW-SE predomina sobre a NE-SW quando consideradas as tendências obtidas nas diferentes faixas de ângulos. A distribuição homogênea no intervalo entre os ângulos de $0^{\circ}-60^{\circ}$ tanto para NW como para NE, pode ser explicada pelo arranjo reticular da drenagem na porção oriental da ilha, e o predomínio para NW-SE devido aos principais canais de maré na porção oriental e ao próprio arranjo radial centrífugo ao sul e a leste da ilha de Marajó.

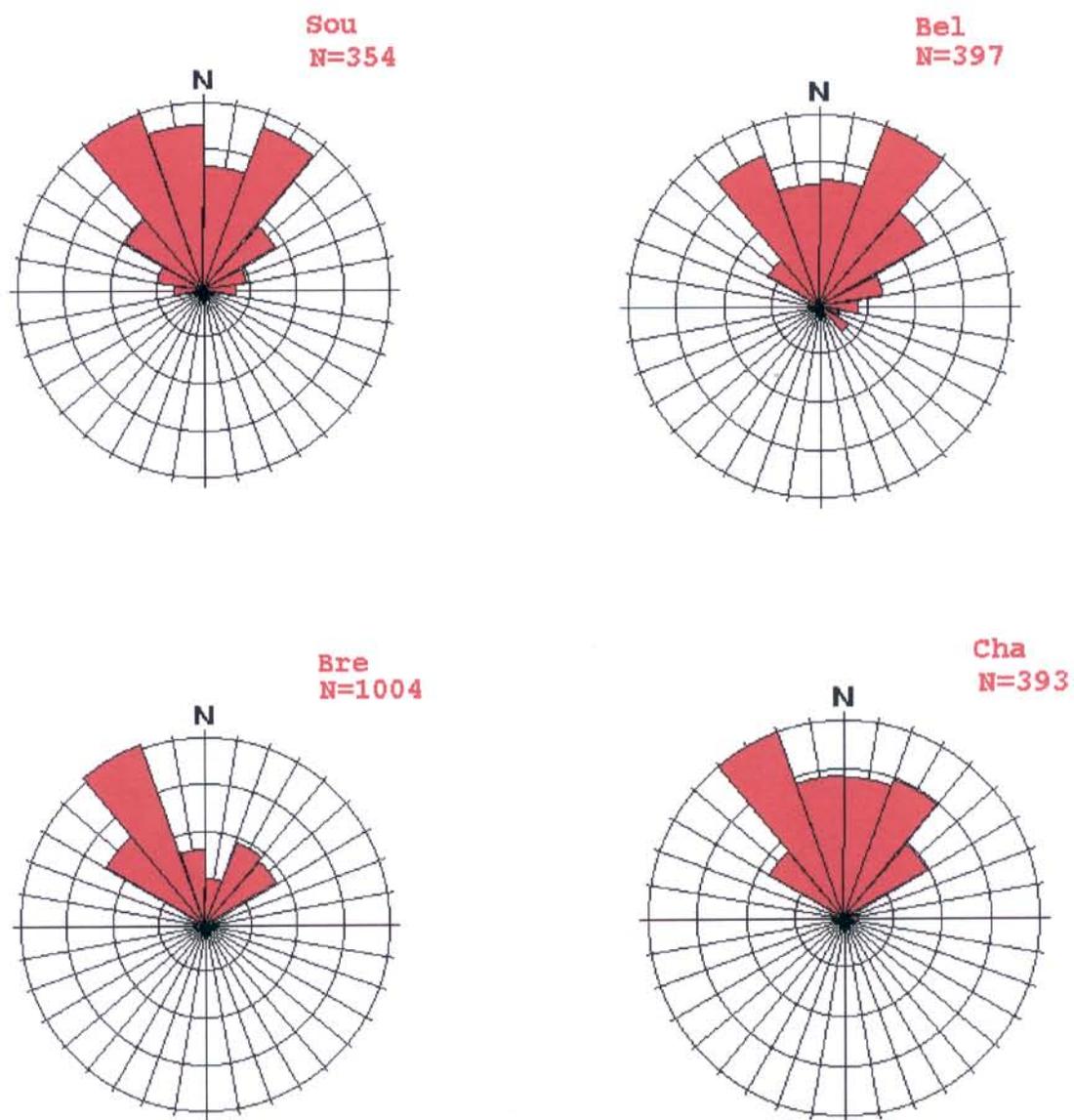


Figura 70. Diagramas de rosetas dos lineamentos de drenagem das folhas SA.22-X-B (Soure), SA.22-X-D (Belém), SA.22-X-C (Breves), SA.22-X-A (Chaves).

7.6.3 Relação entre sistemas de relevo e drenagem e estruturas e os elementos estruturais da neotectônica.

A região do Compartimento Marajoara sempre esteve sujeita a movimentos tectônicos subsidentes desde o Mesozóico, conforme demonstrado pelos trabalhos executados pela equipe técnica da Petrobrás e divulgados por ANDRADE & CUNHA (1971) e REZENDE & FERRADAES (1971).

A interpretação das linhas sísmicas realizada por VILLEGAS (1994) aponta a existência de vários feixes de falhas normais sintéticas e antitéticas, orientadas na direção NW-SE e segmentadas por vários feixes de falhas transcorrentes (compartimentais e de transferência) orientadas nas direções NE-SW e ENE-WSW.

Durante a evolução do Terciário Superior, as falhas normais e transcorrentes experimentaram movimentação transtensiva, relacionada com transcorrências dextrais E-W, propiciando a instalação da seqüência Pirabas-Barreiras (COSTA et al., no prelo). Essa movimentação transtensiva prosseguiu no Quaternário e responde pelas particularidades dos aspectos morfológicos da região, a exemplo de: 1- segmentação da Ilha de Marajó em blocos basculados por falhas normais de direção NW-SE responsáveis pelo soerguimento da região nordeste da ilha e o conseqüente desenvolvimento dos paleocanais e das falésias ao longo do litoral. 2- abatimento da porção sudoeste da ilha gerando sistema de drenagem reticular, em parte controlado pelas falhas normais NW-SE; 3-individualização da Baía de Marajó pela captura do baixo curso do Rio Tocantins pelas falhas dextrais de direção NE-SW que controlam também parte da morfologia (falésias) na parte nordeste das ilhas de Outeiro, Mosqueiro e Colares; 4- os canais da região do estreito de Breves e do extremo norte da Ilha de Marajó (Canal Perigoso e do Sul) têm suas origens relacionadas a propagação das falhas transcorrentes dextrais de direção E-W que induzem a movimentação transtensiva.

7.7 INTEGRAÇÃO

Os dados abordados apontam na direção de grandes similaridades entre os compartimentos, a exemplo de bloqueios de drenagens gerando lagos, basculamento de blocos impondo migrações de canais e formação de extensas redes de paleocanais ou meandros abandonados, longos lineamentos de drenagem, que podem alcançar várias centenas de quilômetros de extensão, testemunhos de áreas soerguidas expressas por serras que alcançam cotas de até 300 m em meio a áreas de planície e extensas áreas de dominância de sedimentos pleistocênico-holocênicos.

Por outro lado, há importantes diferenças morfológicas impostas pela natureza das movimentações neotectônicas ao longo da calha do Rio Amazonas que geraram estruturas distintas e com orientações diversas (ANEXO 10) e (Figuras 71 e 72) . Nesse sentido os compartimentos Manaus-Nhamundá e Baixo-Tapajós apresentam estruturas compressivas que se expressam por dobras, cavalgamentos e falhas inversas com orientação preferencial nas direções NE-SW e reflexo importante na morfologia, as quais dão lugar a estruturas transtensivas e distensivas no Quaternário controlando mormente o traçado da rede de drenagem.

Os compartimentos Tupinambarana, Comandá e Gurupá têm estruturas extensas e lineares com geometrias ajustadas aos sistemas transcorrentes que se refletem em altas densidades de ilhas ao longo das drenagens principais e pequena amplitude de relevo e numerosos paleocanais decorrentes de migrações dos canais principais das drenagens de ordem mais alta (rio base).

O Compartimento Marajoara pela sua herança subsidente, corresponde morfológicamente a uma superfície de aplainamento distinta dos demais compartimentos.

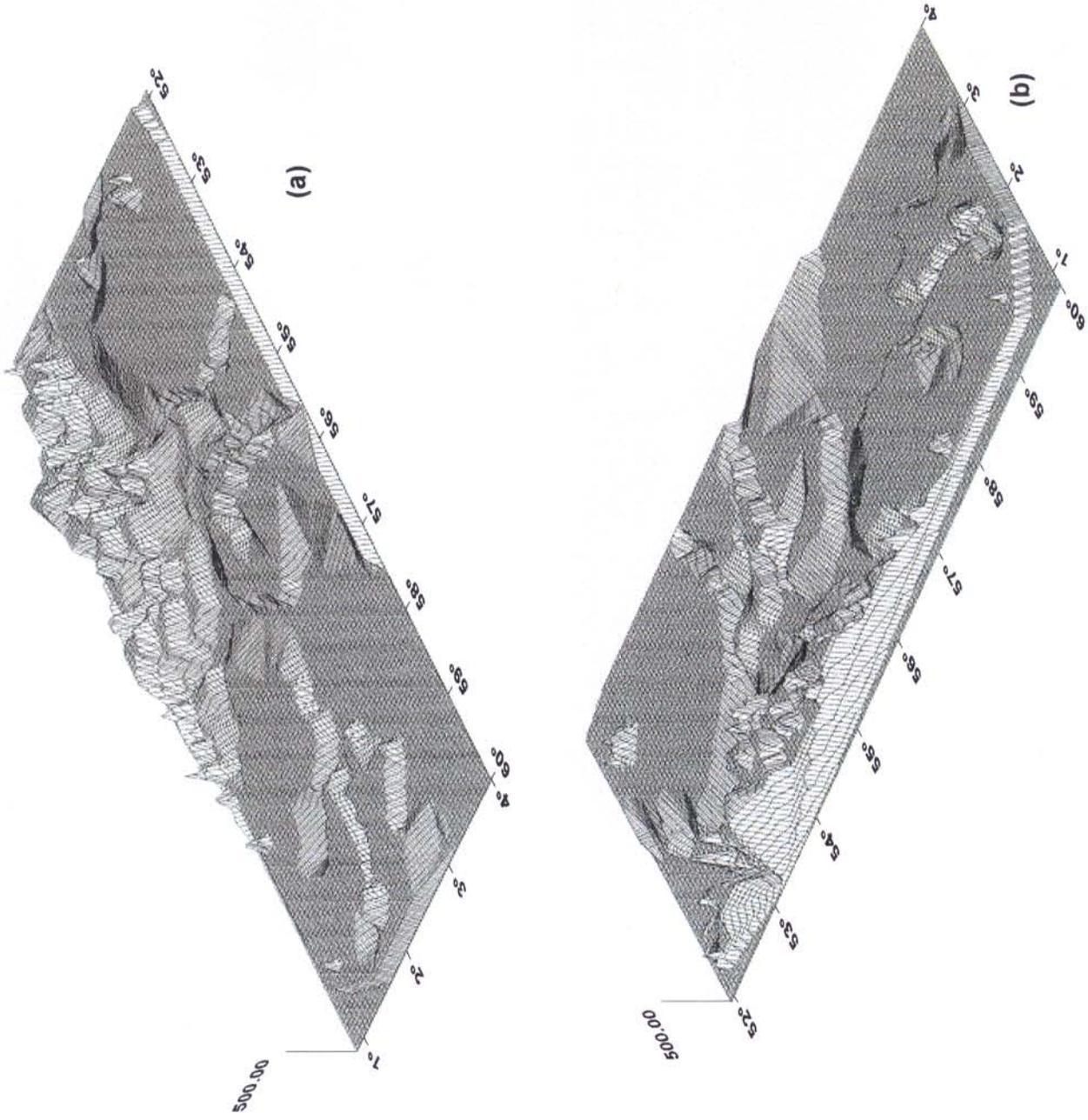


Figura 71. Modelo digital de terreno (MDT) de parte das folhas SA.21 (Santarém) e SA.22 (Belém). (a) Visada de SW para NE e (b) de NW para SE.

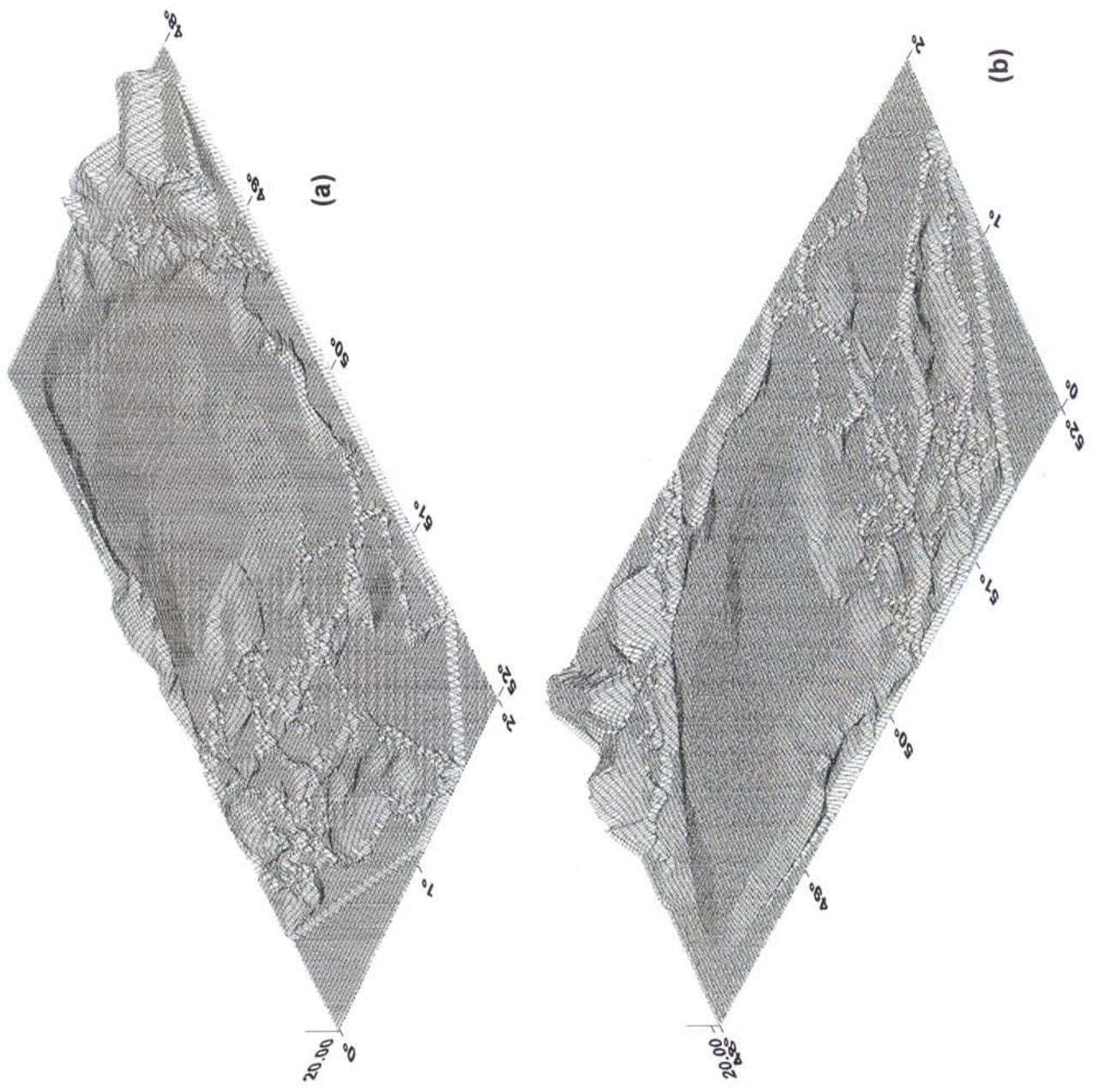


Figura 72. Modelo digital de terreno (MDT) de parte da folha SA.22 (Belém). (a) Visada de SW para NE e (b) de NW para SE.

8. EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA CALHA DO RIO AMAZONAS

Os aspectos históricos sobre a evolução da região da calha do rio Amazonas estão pautados sobretudo nas idéias de Derby apud SOARES (1951), em termos de quatro etapas: 1- inicialmente no Siluriano, o vale amazônico correspondia a um longo canal entre duas ilhas ou grupo de ilhas representadas pelo Planalto Brasileiro e pelo Planalto da Guiana; 2- o vale do Amazonas incluía dois golfos unidos por um estreito canal, que ligava os oceanos Atlântico e Pacífico. O golfo ocidental foi fechado no início do Terciário devido à formação da cordilheira dos Andes e se transformou em um grande mar interior; 3- no final do Terciário, em função da submersão parcial das referidas ilhas, seguida por emersão, aquele golfo dá lugar a uma grande planície de terrenos sedimentares terciários, na qual escoava um estreito canal com uma única saída para leste; 4- e, em seguida, a extensa superfície sedimentar então resultante passa a constituir a grande planície terciária amazônica e o estreito canal de escoamento transforma-se na calha do futuro rio Amazonas.

O desenvolvimento paleogeográfico da América do Sul abordado por HARRINGTON (1962), desde o Cambriano até o Terciário, ofereceu importantes subsídios para o entendimento dos macro relevos morfo-estruturais e morfotectônicos gerados em distintas épocas geológicas. No mesmo contexto, mas restrito à Bacia do Amazonas, destacam-se as contribuições à paleogeografia e história do desenvolvimento geológico abordadas por LOCZY (1966), sendo oportuno enfatizar as seguintes conclusões: “durante o Terciário Médio, os rios corriam para o Oceano Pacífico, erodindo e depositando espessos sedimentos na parte ocidental do alto Amazonas. O divisor de águas original situava-se provavelmente próximo ao Atlântico, desaparecendo no final do período, durante a Segunda Orogenia Andina, devido à forte elevação da zona Sub-Andina, quando os rios inverteram seu curso, passando a correr em direção ao Oceano Atlântico”.

Em que pese o volume de trabalhos geológicos e geomorfológicos desenvolvidos ao longo da calha do Rio Amazonas, as questões sobre a gênese desse rio foram retomadas apenas na década de 70, em decorrência do levantamento de recursos naturais realizados na região amazônica pelo Projeto Radam Brasil, o qual coincidiu com as pesquisas tectono-estrutural e estratigráfica realizadas nas bacias do Amazonas e da foz do Amazonas pela Petrobrás, fornecendo os subsídios necessários ao entendimento do desenvolvimento do sistema de drenagem na Amazônia.

Com esse enfoque, POTTER (1978) enfatizou que o modelo tectônico apresentado por REZENDE (1972) pode ser usado como exemplo de controle da instalação do curso principal do rio Amazonas, uma vez que o desenvolvimento de grandes rios constituem respostas às feições geomorfológicas continentais vinculadas ao deslocamento das placas. Essa linha de abordagem é considerada por SUMMERFIELD (1991) como base para o modelo de desenvolvimento daquele sistema de drenagem associado a margens passivas.

A proposta de Grabert apud POTTER (1978) constitui um outro exemplo de controle tectônico, que admite a existência de uma paleodrenagem radial em consequência do arqueamento do escudo brasileiro desde o Triássico ou Paleozóico; esse padrão foi modificado e o seu curso principal inverteu para leste em consequência da edificação da cadeia andina no Terciário Médio.

As propostas de ALMEIDA (1974) também fazem parte dessa concepção, reconhecendo um paleo-sistema de drenagem com base na definição de um padrão denominado de festonado, cujo arranjo espacial dos rios apresentava-se sob a forma de festões ou ramalhetes caracterizado por elementos curvos que guardavam uma certa equidistância entre si, por feixes de tributários paralelos que não mantinham o mesmo espaçamento, e outras direções de tributários que não se ajustavam às demais. Enfatizou ainda que a organização desse padrão não poderia ser explicada a partir de controle estrutural e, entre outras considerações, propôs a existência de uma paleoplanície de acumulação, na qual os rios que drenavam a região deveriam correr para um rio principal, cujo sentido da corrente seria de leste para oeste. Esse rio, que corria no lugar do atual rio Amazonas, foi denominado de Sanozama e seria o principal elemento do sistema responsável pela formação da planície de acumulação pretérita, sobre a qual é encontrada atualmente a drenagem festonada, encaixada em paleocicatrizes de seus meandros.

Algumas evidências de cursos de rios com o sentido do fluxo para oeste, descritas por ALMEIDA (op. cit.), foram ratificadas por BARBOSA et al., (1974), NASCIMENTO et al., (1976), FRANCO & MOREIRA (1977) e COSTA et al., (1978) mas a existência de um paleo-Amazonas correndo no sentido de leste para oeste não foi confirmada. Pelo contrário, BARBOSA et al., (op. cit.) sugeriram a existência de pelo menos dois canais antigos, possivelmente até o Cretáceo, um em direção a oeste e outro em direção a leste, mas não conseguiram definir em que áreas ocorreu a separação do curso atual, se no Arco de Gurupá ou no Arco do Purus; tais autores

admitiram a possibilidade de o Rio Amazonas ter idade pós-pleiocênica, sincrônico à deposição dos sedimentos da Formação Marajó.

Na concepção de BEMERGUY & COSTA (1991), o Arco de Purus funcionou como divisor natural de águas do páleo-Amazonas, que se dirigia para leste, e do páleo-Solimões, que discorria para oeste desde o Paleozóico Superior (Permiano). A uniformização dos sistemas com sentido para leste deve-se aos principais pulsos orogenéticos na região andina ocorridos entre o Eoceno e o Mioceno. POTTER (1994) assumiu que os rios da América do Sul, a exemplo do Amazonas, Orinoco, e Magdalena, talvez o rio Paraguai e mais os rios da Patagonia e Chile Central foram formados, em grande parte, como resposta ao soergimento dos Andes no Mioceno Médio.

O panorama resultante dos trabalhos de integração regional, que associam a implantação do sistema de drenagem amazônico ao controle tectônico-estrutural, perpassa a idéia, de que a evolução do curso principal do rio Amazonas é decorrente da movimentação nas bordas da Placa Sul-Americana. No entanto, COSTA et al. (no prelo) fazem a seguinte análise: “A borda norte é do tipo conservativo, marcado por um cinturão transcorrente dextral que funciona ininterruptamente desde o Paleoceno e possui todos os elementos dos complexos arranjos geométricos do regime direcional. A borda oeste é do tipo colisional e suas estruturas compressivas fundamentais decorreram sobretudo de movimentos do Eoceno e do Mioceno.

Quando das movimentações nessas duas bordas no Terciário Inferior ainda vigia o regime extensional no interior da placa (Evento Sul-Atlântico); o forte alçamento morfológico gerado a oeste (Cadeia Orogênica Andina) apenas induziu a uniformização dos principais corredores de drenagem, que tiveram seus fluxos desviados para leste (BEMERGUY & COSTA 1991). No Oligoceno os movimentos tectônicos continuaram nas duas bordas, enquanto no interior da placa reinava um importante período de estabilidade marcado pelo desenvolvimento do perfil laterítico maduro; nesse quadro de estabilidade generalizada registram-se apenas algumas exceções, a exemplo da zona transcorrente situada na região do baixo Amazonas, que se manteve ativa ao longo do Cenozóico.

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”.

Como a paisagem da região da calha do Rio Amazonas é, em grande parte, decorrente do desenvolvimento do quadro neotectônico, deduz-se que a evolução dos sistemas de relevo e dos padrões de drenagem tem relação direta com os movimentos intraplaca que incidiram a partir do Terciário Superior na região amazônica, conforme será abordado adiante.

Adiciona-se ainda que os quadros tectônico e geomorfológico da calha do Rio Amazonas são decorrentes de movimentos do Mesozóico e Cenozóico e por isso a sistemática de apresentação adotada no capítulo sobre o Quadro Morfotectônico permite a visualização rápida e clara da relação dos sistemas de drenagem e de relevo com os diversos tipos de estruturas cenozóicas, apesar das complexidades do quadro estrutural, sobretudo no que se refere à superposição de elementos estruturais devidos a movimentos distintos. No entanto, entender a configuração geral da paisagem, em consonância com os movimentos tectônicos, de áreas que constituem exemplos de tectônica ressurgente, tal como apresentados nos capítulos 4 e 5, exige remontar sua evolução a partir do Paleozóico.

O regime distensivo do Paleozóico gerou falhas normais de direção ENE-WSW e falhas de transferência NW-SE, as quais compõem parte da arquitetura da Bacia do Amazonas (WANDERLEY FILHO & COSTA, 1991; COSTA & HASUI, 1991). Conforme mostrado no capítulo 4, este padrão ortogonal de estruturas já existia no Pré-Cambriano e foi reativado através do Paleozóico.

Nesse quadro sobressae-se o Arco de Purus, interpretado como uma zona compartimental (WANDERLEY FILHO, 1991; WANDERLEY FILHO & COSTA, op. cit.) e que, provavelmente, funcionou como um divisor natural entre o páleo-Amazonas, que corria para leste, e o páleo-Solimões, que corria para oeste (BEMERGUY & COSTA, 1991). Tais sistemas principais de drenagem, embora divergentes, devem ter tido suas calhas fluviais controladas pelas falhas normais, algo complicadas pelas zonas de transferência (Figura 23).

O regime distensivo do Mesozóico impôs modificações estruturais importantes na região da calha do Rio Amazonas, promovendo reorganizações na paisagem, as quais serão discutidas adiante. Este evento inicia com soerguimentos das regiões do baixo-Tapajós e Marajó, seguido de fragmentação e da colocação de diques básicos (Penatecaua e Cassiporé) (COSTA et al. 1991d; COSTA et al. 1994; 1995a).

Na região do baixo Tapajós foram formadas falhas normais de direção NNE-SSW, que propiciaram a formação do Arco do baixo - Tapajós e de depocentros onde se depositaram os

sedimentos da Formação Alter do Chão, e controlaram também as direções dos diques de diabásio. O enxame de diques de direção NNE-SSW na região de Manacapuru sugere a presença de uma outra frente extensional, semelhante à do baixo Tapajós, que deve ter controlado a evolução do depocentro situado entre as cidades de Manaus e Juruti (COSTA et al., 1994, 1995a).

Na região de Marajó formaram-se falhas normais de direção NW-SE, que ganham progressivamente a direção N-S em direção a região do baixo -Tocantins e falhas de transferência /compartimentais nas direções NE-SW e ENE-WSW, as quais compõem a arquitetura do complexo de sub-bacias da bacia de Marajó (VILLEGAS et al., 1992).

O Arco de Gurupá corresponde ao ombro da bacia de Marajó, que é uma das áreas marcadas por expressivo gradiente de relevo e está intimamente associado aos deslocamentos ao longo das falhas normais. Como os rejeitos em algumas falhas normais da bacia são maiores que 7 km (VILLEGAS, 1994), é previsível que o relevo de alguns trechos do Arco de Gurupá seja caracterizado por sistemas de serras alongadas na direção NW-SE e ENE-WSW. No âmbito do Arco do baixo -Tapajós destacam-se também anomalias de relevo ligadas à ombreira dos depocentros adjacentes; nesse sentido, parte dos sistemas de serras situadas a norte da cidade de Monte Alegre poderia representar testemunhos do soerguimento ao longo daquele arco

Em termos do sistema de drenagem, admite-se que no Mesozóico o páleo-sistema de drenagem corria para leste, pelo menos a partir do Arco do baixo -Tapajós, e seu traçado principal devia ser delineado pelas zonas de transferência no contexto das bacias do Amazonas e de Marajó. Destaca-se ainda que a zona de transferência /compartimental de direção NE-SW, ao longo da qual formaram-se as bacias *pull-apart* da região de Mexiana, no Cretáceo, continuou absorvendo movimentação através do Cenozóico (VILLEGAS, 1994), e provavelmente sempre funcionou como o principal corredor de ligação entre o Oceano Atlântico e o continente . Em outras palavras, desde o Cretáceo, o baixo curso do principal rio do sistema de drenagem da Amazônia esteve adaptado às zonas de falhas transcorrentes que passam na região de Mexiana.

O baixo curso do páleo-sistema do Tocantins, ao contrário do baixo curso do páleo-sistema do Amazonas foi controlado pelas falhas normais da Bacia de Marajó, as quais têm orientação N-S na sub-bacia do Mocajuba e ganham progressivamente a direção NW-SE nas sub-bacias de Cametá e Limoeiro em direção a noroeste (Figura 24). Admite-se, portanto, a interação entre os páleo-sistemas Tocantins e Amazonas, através das falhas normais e de transferência na região de

Marajó, mas ainda não se pode descartar a possibilidade que considera a ligação direta do páleo-sistema Tocantins com o Oceano Atlântico em decorrência de capturas do seu baixo curso por zonas transcorrentes NE-SW, a exemplo do quadro atual.

Outro aspecto paleogeográfico importante a destacar na região de Marajó diz respeito ao padrão ortogonal de falhas normais e transcorrentes, que deve ter controlado fortemente a forma da linha de costa caracterizada por rias instaladas ao longo das falhas transcorrentes de direção NE-SW e alternadas com extensas enseadas, semelhante à paisagem atual.

No Cretáceo Superior-Oligoceno a região do alto-médio Amazonas, entre as cidades de Manaus e Gurupá, possivelmente experimentou subsidência termal, proporcionando a deposição de sedimentos da Formação Alter do Chão também sobre o Arco Baixo Tapajós (COSTA et al 1994; 1995a). Porém, a norte e a sul da região da calha do Amazonas o relevo de serras foi mantido com cotas superiores a 500 m no contexto do Arco Baixo Tapajós, e ao longo dos eixos dos depocentros o sistema de drenagem deve ter sido ampliado. Por outro lado, a movimentação extensional prosseguiu na região de Marajó, provavelmente através de movimento nos sistemas de falhas antitéticas e da ampliação das bacias *pull-apart* ao longo do feixe de falhas transcorrentes (VILLEGAS, 1994). Nessa época, na região de Marajó não devem ter sido registradas mudanças importantes no quadro geomorfológico gerado no Cretáceo Médio.

No Eoceno-Oligoceno dominaram, em grande parte da região da calha do Rio Amazonas, condições de estabilidade que permitiram a formação de um perfil laterítico-bauxítico (COSTA , 1991; TRUKENBRODT et al., 1991) seguida pelo desenvolvimento de uma superfície de erosão correlacionada à Superfície Sul-americana (KING, 1956). Há indicações de movimentações nesta época apenas ao longo da zona compartimental de Mexiana, traduzidas por dobras e falhas afetando a pilha sedimentar do Cretáceo-Oligoceno de uma das sub-bacias *pull-apart* (VILLEGAS, 1994).

Os movimentos tectônicos do Terciário Superior (Mioceno-Plioceno) impuseram modificações expressivas na paisagem mostradas através da reorganização de grande parte do sistema fluvial e do desenvolvimento de novas unidades de relevo. A região de Marajó experimentou novo pulso distensivo e a área compreendida entre as cidades de Manaus e Santarém esteve sujeita a transpressão; entre essas duas regiões instalou-se um segmento essencialmente direcional, indo desde à cidade de Monte Alegre até a cidade de Gurupá (Figuras, 73, 74 e 76).

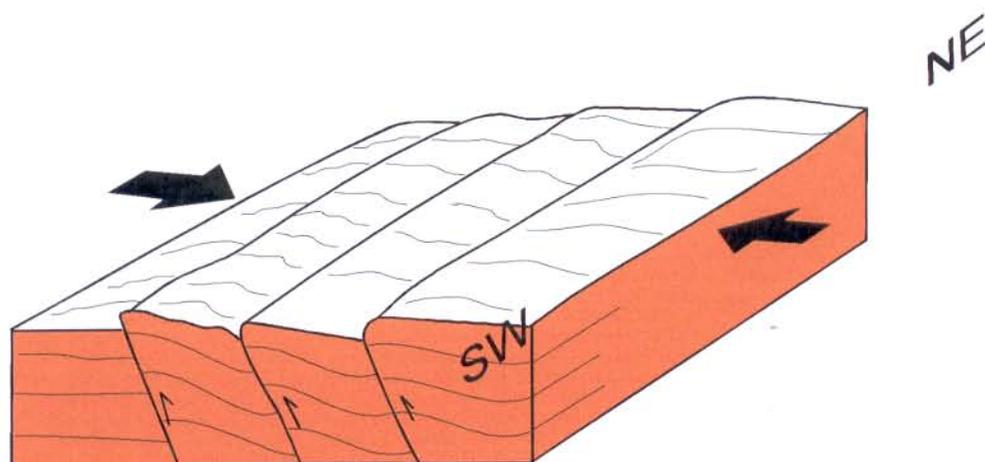


Figura 73. Bloco-diagrama esquemático do quadro paleogeográfico do Compartimento Manaus-Nhamundá no Terciário Superior. Em destaque as falhas inversas que controlaram o sistema de serras na direção NE-SW.

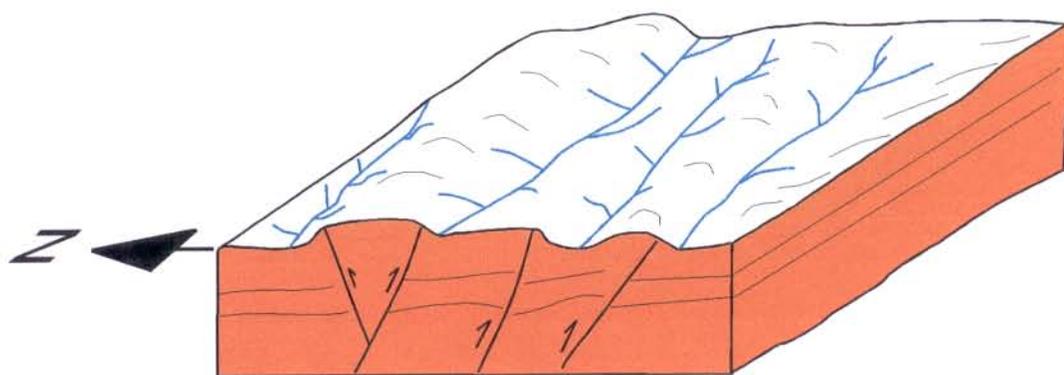


Figura 74. Bloco-diagrama esquemático do quadro paleogeográfico do Compartimento Baixo-Tapajós no Terciário Superior. Em destaque os sistemas de morros e serras alinhadas na direção NE-SW controlados pelas falhas e dobras orientadas na mesma direção.

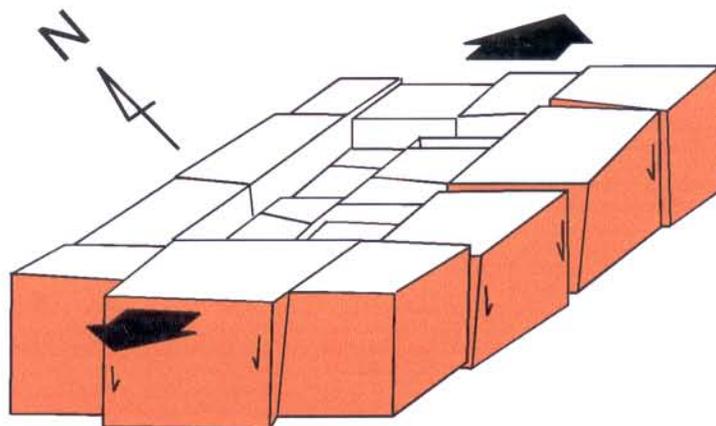


Figura 75. Bloco-diagrama esquemático do quadro paleogeográfico do Compartimento Tupinambarana. Em destaque as depressões associadas às falhas transcorrentes e normais do Lineamento Tupinambarana.

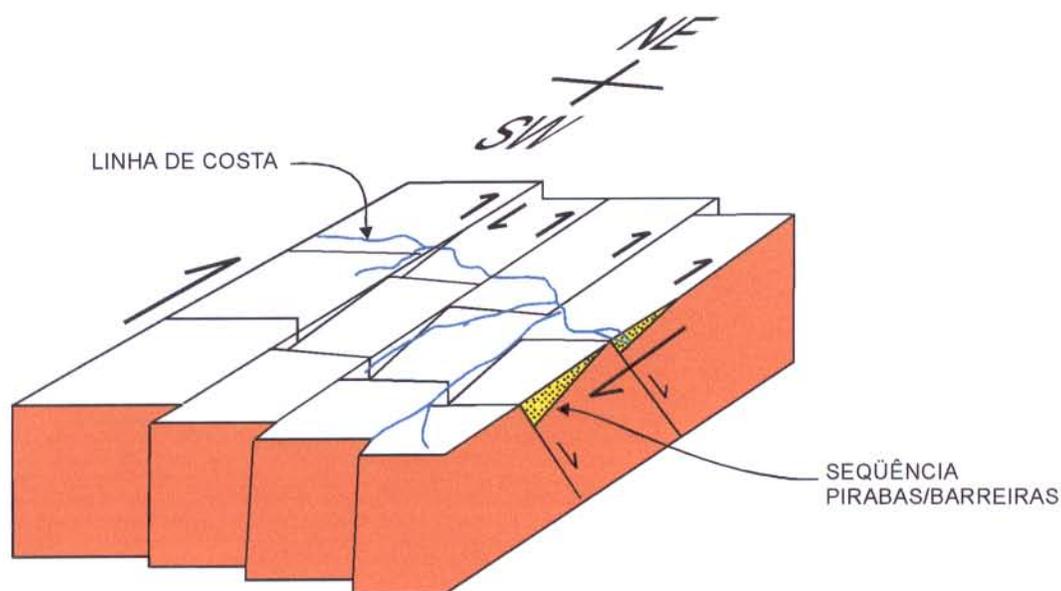


Figura 76. Bloco-diagrama esquemático do quadro paleogeográfico do Compartimento Marajoara. Em destaque a paisagem litorânea controlada principalmente pelas falhas transcorrentes de direção NE-SW.

No domínio transpressivo foram gerados dois segmentos caracterizados por sistemas de serras controladas por falhas inversas e dobras de direção NE-SW, separadas por um segmento direcional (Lineamento Tupinambarana) formado por extensas planícies ligadas ao desenvolvimento de uma bacia *pull-apart* decorrente da interação entre as falhas transcorrentes (Figuras 73, 74, e 75). Complexidades foram introduzidas no sistema de drenagem, a exemplo da migração e abandono de canais e bloqueios de rios, com a conseqüente formação de lagos ou rias interiores, algumas fortemente orientadas. Nessa época, o sistema de drenagem da região amazônica já estava uniformizado, correndo todo para leste, e o traçado geral do Rio Amazonas seguia a orientação geral das principais estruturas e não deve ter sido muito modificado pelos movimentos do Quaternário.

No domínio distensivo as falhas normais e transcorrentes orientadas respectivamente, nas direções NW-SE e NE-SW propiciaram a deposição das seqüências Pirabas/Barreiras/Pará (COSTA et al. 1993a, 1994 e 1995a); (Figura 76). A forma geral do litoral, caracterizada por rias alinhadas na direção NE-SW e alternadas com enseadas côncavas para nordeste não deve ter sido modificada; um bom exemplo é o baixo curso do Rio Amazonas que já se encontrava encaixado na zona compartimental de Mexiana que, a julgar pela presença de seqüências sedimentares do Terciário Superior, com espessura superior a 5 km no complexo das bacias *pull-apart* (VILLEGAS, 1994), acomodou grande parte dos movimentos extensionais (Figura 77). Admite-se ainda que o baixo curso do Rio Tocantins continuava ligado ao Rio Amazonas, pois a área ocupada pelo atual traçado deste sistema de drenagem encontrava-se em franco domínio marinho, traduzido pelos sedimentos da Formação Pirabas.

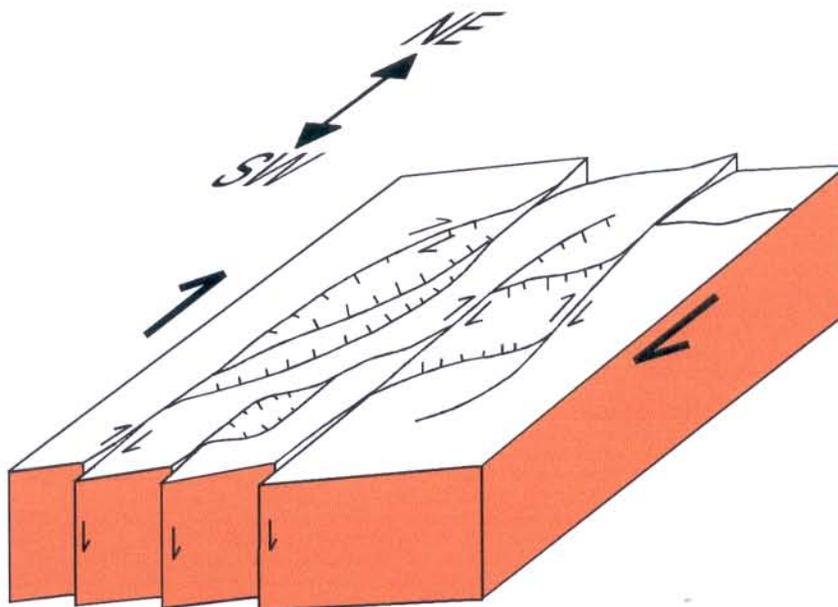


Figura 77. Bloco-diagrama esquemático do quadro paleogeográfico do Compartimento Gurupá. Em destaque o conjunto de bacias “pull-apart” ao longo das falhas transcorrentes dextrais que controlam o baixo curso do rio Amazonas.

Em termos de páleo-relevo, as partes S e SE deste domínio constituíam parte do ombro da bacia Pirabas/Barreiras/Pará; conseqüentemente eram áreas com forte gradiente morfológico expresso por serras alongadas na direção NW-SE, segmentadas pelas zonas de transferência NE-SW e com cotas superiores a 100 m. Esta paisagem contrastava com as demais áreas no interior da bacia.

No domínio direcional, caracterizado por extensa fração da Planície Amazônica, não há evidências de fortes movimentos verticais e o traçado do Rio Amazonas segue rigorosamente o traçado das falhas transcorrentes ENE-WSW (Lineamento Comandai), até ser capturado pela zona compartimental de Mexiana, na altura de Gurupá, para a direção NE-SW.

O desenvolvimento do perfil laterítico imaturo (COSTA, 1991; FERNANDES FILHO, no prelo) seguido pela instalação da superfície de erosão plio-pleistocênica (NASCIMENTO et al., 1976), que pode ser seguida desde o litoral paraense até a cidade de Manaus e correlacionada ao ciclo Velhas (KING, 1956), marca um outro período de estabilidade. Neste período as áreas "altas" foram fortemente dissecadas e o sistema de drenagem deve ter sido ampliado.

A evolução se completa com importantes movimentações no Pleistoceno-Holoceno ao longo de toda a área investigada, decorrente de um tensor de tensão extensional de direção NE-SW e vinculado a um binário dextral E-W (HASUI, 1990; COSTA et al., 1994). Geraram-se falhas

normais e transcorrentes de orientações diversas e com ou sem vinculações a junções tríplices (Figuras 78, 79, 80, 81 e 82). Houve modificações importantes da paisagem na região da calha do Amazonas, sobretudo no sistema de drenagem, cujo traçado atual dos principais rios acha-se inteiramente adaptado ao complexo quadro de estruturas. Desse panorama mais recente destacam-se os seguintes pontos:

1- o traçado retilíneo dos rios Negro, Urubu, Preto da Eva e Uatumã é devido à existência de um feixe de falhas normais de direção NW-SE, o qual provoca também desnivelamentos na superfície de erosão plio-pleistocênica. Tais desnivelamentos estão expressos dentro da cidade de Manaus, onde sistemas de morros com cotas de até 40 m alternam-se com segmentos abatidos ou pequenos grábens (Figura 78);

2- os sistemas de serras a norte e a nordeste das cidades de Manaus e Itacoatiara, e a sudeste da cidade de Santarém são testemunhos da movimentação transpressiva no Mioceno-Plioceno (Figuras 73 e 78);

3- a geometria da Ilha de Tupinambarana tem relação direta com a área transtensiva gerada pela interação entre feixes de falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW (Figura 78).

4- os movimentos nas falhas transcorrentes do Lineamento Comandá propiciaram o bloqueio dos rios Xingu e Tapajós e a conseqüente formação das rias interiores entre as cidades de Santarém e Gurupá. O extenso trecho retilíneo do Rio Amazonas entre as cidades de Monte Alegre e Gurupá é decorrente do forte controle exercido pelas falhas transcorrentes. O quadro se repete ao longo do Lineamento Tupinambarana onde se encontram as rias das regiões de Autazes, Barreirinhas, Faro e outras (Figura 80);

5- no caso do segmento reto do baixo curso do Rio Tapajós, entre Aveiro e Santarém, entende-se que é devido ao controle exercido pelas falhas normais de direção NNE-SSW (Figura 80);

6- a vasta planície de inundação, os lagos, os extensos depósitos holocênicos e os meandros abandonados no trecho entre Juruti e Santarém estão intimamente ligados aos deslocamentos nas falhas normais de direção NW-SE (Figura 80);

7- Os sistemas de serras das regiões situadas a norte das cidades de Monte Alegre e Alenquer são devidos, em grande parte, aos movimentos extensionais do Mesozóico. Tratam-se de fragmentos dos ombros das depressões que acolheram os sedimentos da Formação Alter do Chão.

8- o complexo sistema de ilhas na foz do Rio Amazonas deve-se a interação das zonas transcorrentes de direção NE-SW que, a julgar pelos dados de sismicidade (COSTA et al., 1993b; COSTA et al., 1996; MIOTO, 1993), continuam ativas (Figura 80);

9- o feixe de falhas transcorrentes de direção NE-SW, que se projeta desde a cidade de Cametá até o litoral, passando pela cidade de Belém, capturou o baixo curso do Rio Tocantins. Portanto, as principais mudanças da paisagem dessa área traduzem-se na formação do estuário do Guajará, o qual evolui rapidamente para a Baía ou Ria de Marajó, e na individualização da ilha de Marajó (Figura 82);

10- na região da ilha de Marajó, as falhas normais de direções NW-SE e NNW-SSE impuseram fragmentação em extensas áreas e rotação no sentido anti-horário de blocos voltados para NW. A parte nordeste da ilha, que corresponde à porção externa de um bloco falhado, foi soerguida em decorrência da rotação associada; conseqüentemente, o sistema de drenagem foi desativado (anexo 9) e instalou-se um processo de erosão acelerado nas regiões descritas como “tesos”, a exemplo de porções litorâneas dos municípios de Salvaterra, Soure, Chaves e outros. Na parte oeste da ilha, representada pelas partes internas dos prismas distensivos, onde há abatimentos importantes, gerou-se um denso sistema de drenagem desorganizado e instalaram-se extensos depósitos pleistocênicos e pleistocênicos-holocênicos (Figura 82);

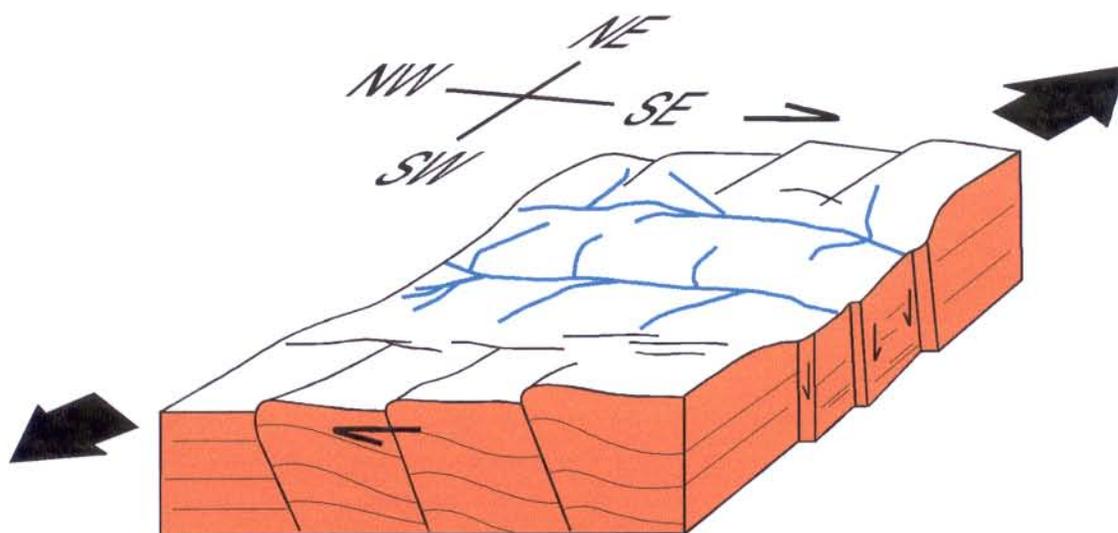


Figura 78. Bloco-diagrama esquemático do quadro morfotectônico do Compartimento Manaus-Nhamundá relacionado ao Quaternário. Em destaque o padrão de drenagem em treliça controlado pelas falhas normais NW-SE.

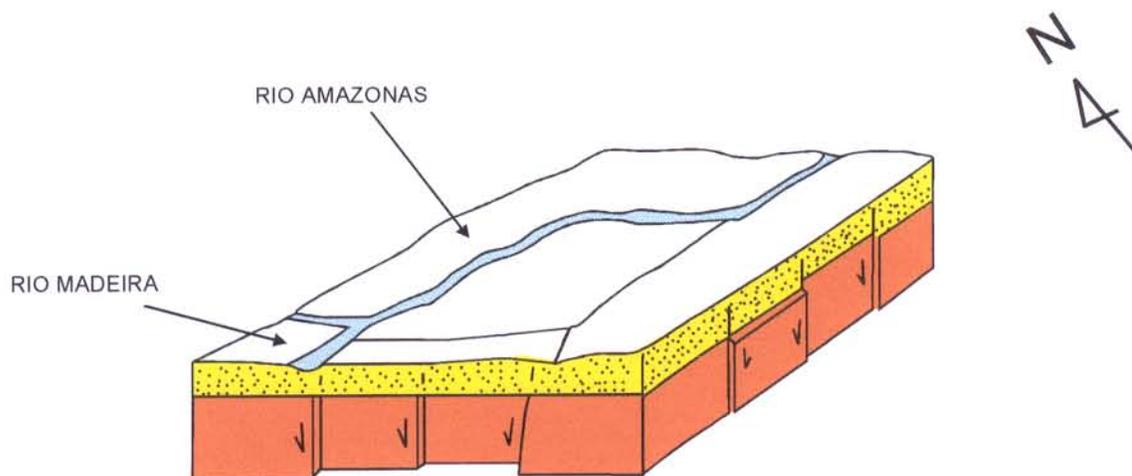


Figura 79. Bloco-diagrama esquemático do quadro morfotectônico do Compartimento Tupinambarana relacionado ao Quaternário. Em destaque os rios principais controlados por feixes de falhas transcorrentes e normais do Lineamento Tupinambarana.

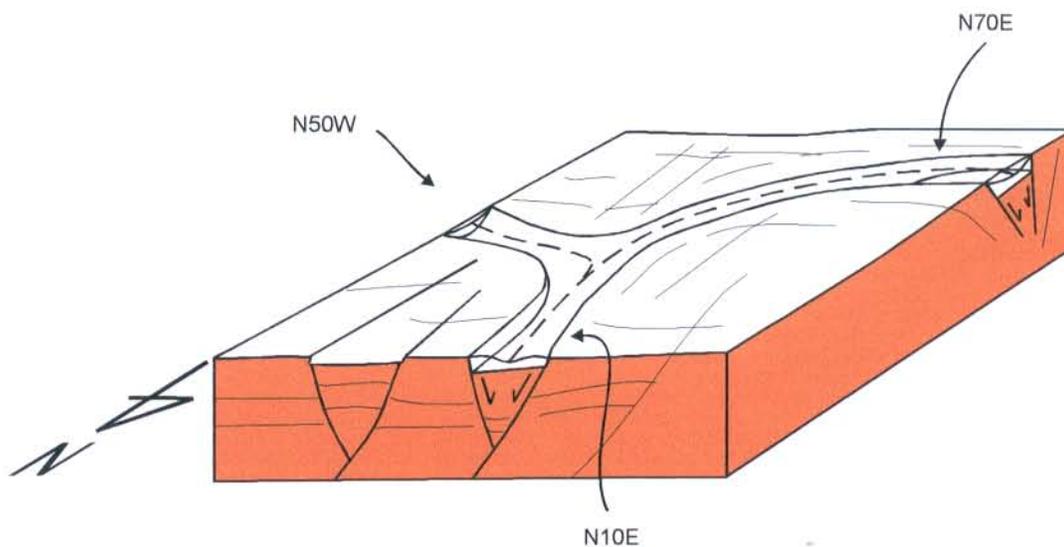


Figura 80. Bloco-diagrama esquemático do quadro morfotectônico do Compartimento Baixo Tapajós relacionado ao Quaternário. Em destaque a junção tríplice do tipo R-R-R que controla a orientação dos rios maiores da região (Trombetas, Tapajós e Amazonas).

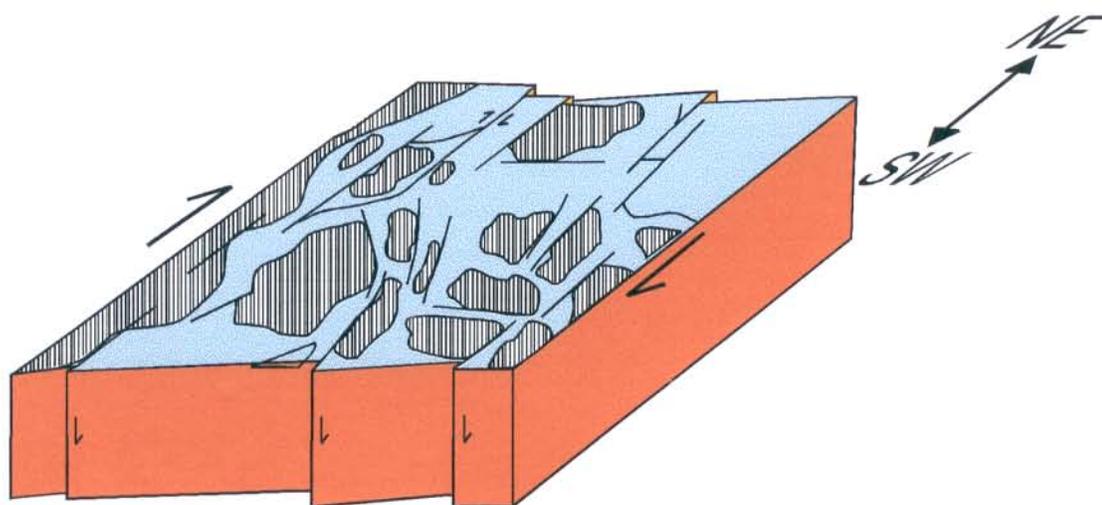


Figura 81. Bloco-diagrama esquemático do quadro morfotectônico do Compartimento Gurupá relacionado ao Quaternário. Em destaque o complexo de ilhas e canais controlados por falhas transcorrentes de direção NE-SW e falhas normais E-W.

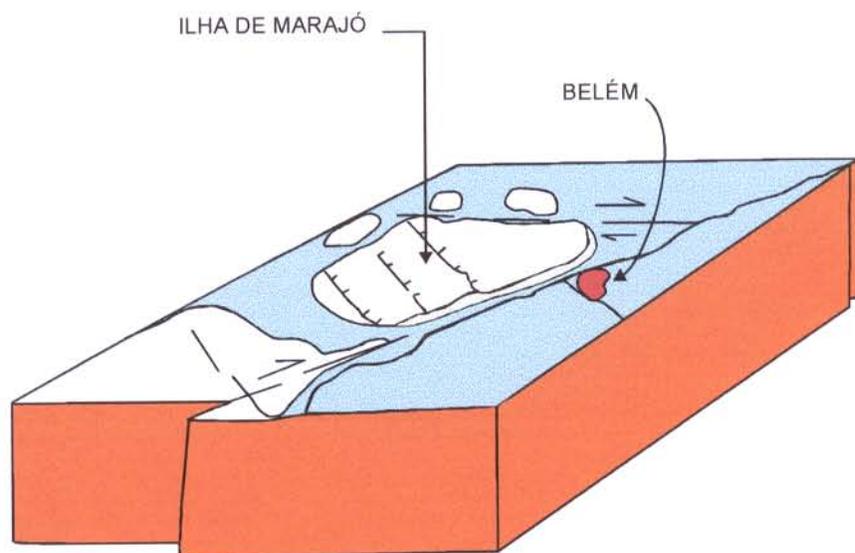


Figura 82. Bloco-diagrama esquemático do quadro morfotectônico do Compartimento Marajoara relacionado ao Quaternário. Em destaque a segmentação da Ilha de Marajó em blocos alongados na direção NW-SE e limitados por falhas normais empinadas para NE, além do baixo curso do rio Tocantins e a baía de Marajó alinhados de acordo com a orientação da falha transcorrente de direção NE-SW que passa em frente à cidade de Belém.

9. CONCLUSÕES

É tarefa árdua tentar explicar a enorme diversidade de sistemas de relevo e de padrões de drenagem, ao longo da região da calha do Rio Amazonas, sem considerar as peculiaridades dos elementos estruturais essenciais do quadro neotectônico intraplaca. A compartimentação morfotectônica esboçada avançou naturalmente devido à enorme preocupação de integrar dados multidisciplinares, sobretudo aqueles envolvendo Geomorfologia, Geologia Estrutural, Tectônica, Sensoriamento Remoto, Estratigrafia e Sedimentologia. Nesse sentido, e pautado também nos princípios básicos da Geomorfologia Estrutural, amplamente aplicados nos diversos continentes, não há como manter os modelos que exploraram as vertentes morfoclimáticas ou glácio-eustáticas, tampouco os modelos que se concentraram no tratamento estatístico de lineamentos com base nas particularidades da rede de drenagem e dos sistemas de relevo. De fato, o quadro morfotectônico é resultado de acomodações ligadas ao campo de *stress* progressivo a partir do Terciário Superior.

Há importantes testemunhos de elementos da paisagem decorrentes de movimentos tectônicos transpressivos, transtensivos e direcionais do Mioceno-Plioceno. Os melhores exemplos ligados às dobras e aos cavalgamentos são os sistemas de serras que dominam nos compartimentos Manaus-Nhamundá e baixo -Tapajós, com destaque para a morfo-estrutura conhecida como Domo de Monte Alegre, a qual é interpretada como um relevo em avançado estágio de maturidade erosiva que expressa a fração de uma dobra no teto de um cavalgamento. Os sistemas de serras e de colinas da região do Município de Gurupá e adjacências são exemplos vinculados à ombreira da bacia transtensiva que acolheu a seqüência Pirabas-Barreiras em grande parte do compartimento Marajoara. O arranjo predominantemente retangular do sistema de drenagem do compartimento Tupinambara e os extensos segmentos lineares do Rio Amazonas nos compartimentos Comandá e Gurupá refletem o controle das falhas transcorrentes-mestras.

A paisagem atual é em grande parte devida aos movimentos tectônicos transtensivos e direcionais que incidiram ao longo do Quaternário. O traçado retilíneo de extensos segmentos dos principais rios (Urubu, Preto da Eva, Uatumã, Nhamundá, médio curso do Amazonas, baixos cursos do Tapajós e Xingu etc.) dos vários compartimentos decorre da existência de falhas normais, à exceção da linearidade dos baixos cursos do Amazonas, Madeira e Tocantins que constitui exemplo de controle exercido por falhas transcorrentes dextrais. Os paleocanais da região nordeste da Ilha de Marajó, os sistemas de colinas e serras alinhadas na direção NW-SE

dos compartimentos Manaus-Nhamundá, Baixo -Tapajós e Marajoara, e, os bloqueios de drenagens que evoluíram para lagos, como os do compartimento Tupinambarana, são elementos da paisagem ligados diretamente com movimentos verticais, seja ao longo de falhas normais, seja ao longo de falhas transcorrentes. Não se pode deixar de mencionar ainda que a geometria das ilhas dos compartimentos Tupinambarana e Gurupá resultam das interações dos feixes de falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW.

Finalmente, resta concluir que a evolução paleogeográfica da região da calha do Rio Amazonas está intimamente relacionada com os movimentos tectônicos que dominaram no interior da Placa Sul-Americana a partir do Terciário Superior, e parcialmente com os movimentos compressivos da borda oeste que edificaram a Cadeia Andina ao longo do Terciário e impuseram uniformização no fluxo da drenagem para leste. É evidente ainda que as linhas estruturais mestras do Pré-Cambriano se manifestaram ao longo da evolução do Fanerozóico, com forte assinatura na morfologia do quadro neotectônico, configurando-se um exemplo de tectônica ressurgente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAHAMS, A. D. & FLINT, J. J. 1983. Geological controls on the topological properties of some trellis channel networks **Geological Society of America Bulletin**. 94 (1): 80-91.
- 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. 1967a. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. USP-IG, (3): 45-48.
- AB'SABER, A. N. 1967b. Problemas Geomorfológicos da Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1967. **Atas**, Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Pesquisas, v.1, p. 35-67.
- AB'SABER, A. N. 1969. Problemas do mapeamento geomorfológico no Brasil. **Geomorfologia**. São Paulo (6), 15 p.
- ADAMY, A. 1990. **Geologia da Região de Porto Velho-Abunã**: Texto Explicativo.. Organizado por Amilcar Adamy & Sérgio José Romanini. 273p. Parte II. Cap 7: Evolução Estrutural. p. 241-244.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1967. **Origem e Evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro. Div. Geol. Min., Dep. Nac. Prod. Min.(Boletim, 241).
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; NEVES, B. B. de B.; FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., Campina Grande., 1977. **Atas**. Campina Grande: SBG. p. 363-391,
- ALMEIDA. L. F. G. 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre: SBG. p. 17-197.
- AMARAL, S. E. do. 1954. Nota sobre a série das barreiras no vale do Rio Tapajós. **Bol. Soc. Bras. geol.** v.3, n.1. 50p.
- ANDRADE, C. A. C. de & CUNHA, F. M.B. da. 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: CONG. BRAS. GEOLG., 25., São Paulo, 1971. **Anais**. São Paulo, SBG, v.3, p.93-112.

- ANDRADE, G. O. de, 1956. Furos, Paranás e Igarapés (Análise genética de alguns elementos do sistema potomográfico amazônico). **Boletim Carioca de Geografia**, Rio de Janeiro, 9(3/4): 15-35.
- ARAÚJO, H. J. T. de; RODARTE, J. B. M.; DEL'ARCO, J. O.; SANTOS, D. B.; BARROS, A. M.; TASSINARI, C. C. G.; LIMA, M. I. C.; 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. de; MONTALVÃO, R. M. G.; LIMA, M. C. de; FERNANDES, P. E. A. C.; 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, O. J. B.; MAIA, R. G. N.; JOÃO, X. S. J.; COSTA, J. B. S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, SBG.1988. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p. 324-338.
- AZEVEDO, R. P. 1992. Controle de estruturas do embasamento sobre o desenvolvimento do sistema de grabens do Gurupi. In: SIMPÓSIO DAS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2, Rio Claro, 1992. **Resumos...** Rio Claro: UNESP. p. 49-50.
- BAHIA, R. R. 1982. O Petróleo na Amazônia: bacias paleozóicas do Amazonas e do Paraíba- Resultados e perspectivas exploratórias. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Anais**. Belém: SBG. v 2:, p.277-293.
- BAHIA, R. R. & ABREU, F. de A. M. de, 1985. O rifte do Amazonas, sistema aulacogênico na plataforma amazônica. In: SIMP. GEOL. AM.AZ., 2., Belém, 1985. **Anais**. Belém: SBG. 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.1-36, (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- BARBOSA, O. 1966. **Geologia Básica e Econômica da Região do Médio Tapajós**. Rio de Janeiro. DNPM. 55p. (Boletim, 126).
- BARBOSA, O. 1967. Tectônica na Bacia Amazônica. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, Belém, 1966. **Atas**. Belém: CNPQ. v.1 p. 83-86.

- 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. **Folhas SB/SC.18 Javari/Contamana**. Rio de Janeiro: DNPM, p. 17-101. (Levantamento de Recursos Naturais, 13).
- BASHENINA, N. V.; ARISTARKHOVA, L. B.; LUKASHOV, A. A. 1972. Methods of morphostructural analysis in geomorphological mapping. In: DEMEK Jaromir (Ed.). **Manual of Detailed Geomorphological Mapping**. Prague Academia. 343 p.
- BEMERGUY, R. L. 1981. **Estudo Sedimentológico dos Paleocanais da Região do Rio Paracauari, Ilha de Marajó- Estado do Pará**. Belém: Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 95p. (Mestrado em Geologia). Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1981.
- 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. **Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v.3, p.75-97.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S. 1995. Tectônica e Paleogeografia da Calha do Rio Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. **Bol. de Res.Expandidos**, RS: SBG/RS-CPGQ/UFRGS. p. 419-420.
- BERTRAND, G. 1972. Paisagem e Geografia Física Global. esboço metodológico. **Caderno de Ciências da Terra**, São Paulo. (13): 1-27.
- BEZERRA, P. E. L. & COSTA, J. B. S. 1996. Compartimentação estrutural neotectônica da região de Carolina (MA/TO), Bacia do Parnaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém, 1996. **Boletim de Resumos Expandidos e Guias de Excursões**. Belém, SBG/NO. p.300-322.
- BOAVENTURA, F. M. C. & NARITA, C. 1974. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. **Folha NA/NB.22-Macapá**. Rio de Janeiro: DNPM. 1-27. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- BOAVENTURA, R. S. 1974. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. **Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins**. Rio de Janeiro: DNPM. 1-30. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

- BOHRER, C. B. A. & GONÇALVES, L. M. C. 1991. Vegetação. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil, Região Norte**. Rio de Janeiro. v.3, p.137- 168.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA, M. L.; HASUI, Y. 1995a. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. **Bol. de Res. Expandidos**. RS: SBG/RS - CPGQ/UFRGS. p. 421-422.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R.L.; FERREIRA JÚNIOR, C. A. P.; 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, 1995 **Bol. de Res. Expandidos**. RS: SBG/RS - CPGQ/UFRGS. p. 423-424.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; FERNANDES, J. M. G.; BEMERGUY, R. L.; 1966. Instalação e inversão da Bacia do Capim. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., Brasília, 1996. **Bol. de Res. Expandidos**. BR: SBG/UNB. p. 134-135.
- BOTT, M. H. P. & KUSZNIR, N. J. 1984. The origin of tectonic stress in the lithosphere. **Tectonophysics**, 105: 1-13.
- BRANDÃO, J. A. S. L. & FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia da Foz do Amazonas. **B. Geoci. PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, 8 (1): 91-99.
- BULL, W. B. & WALLACE, R. E. 1985. Tectonic Geomorphology (Penrose conference report). **Geology**, 13: 216.
- CAMPOS, J. N. P. & TEIXEIRA, L. B. 1988. Estilo tectônico da bacia do Baixo Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém: SBG v.5, p. 2161-2172.
- CAPUTO, M. V. 1985. Origem do alinhamento estrutural do Juruá- Bacia do Solimões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais**. Belém: SBG. v.1,: p. 242-258.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. de. 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas histórico e atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. **Anais**. Belém: SBG. 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, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. **Anais**. Belém: SBG. p. 47-64.
- CAROZZI, A. V.; PAMPLONA, H. R. P.; CASTRO, J. C.; CONTREIRAS, C. J. A. 1973. Ambientes deposicionais e evolução tecto-sedimentar da seção clástica paleozóica da bacia do médio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju, 1973. **Anais**. Aracaju: SBG. v.3, p. 279-314.
- CHOROWICZ, J.; ICHOKU, C.; RIAZANOFF, S.; KIM, Y. J.; CERVELLE, B. 1992. A Combined Algorithm for Automated Drainage Network Extraction. **Water Resources Research**. 28 (25): 1293-1302.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1988. **Geomorfologia**. São Paulo: Ed. Edgard Blücher. 188 p.
- CICCACCI, S.; FREDI, P.; LUPIA PALMIERI, E.; SALVINI, F. 1986. An approach to the quantitative analysis of the relations between drainage pattern and fracture trend. In: Gardiner, V. (Ed). **International Geomorphology**. 1986. Chichester: John Wiley & Sons.. parte II, p. 49-68.
- CNRS. 1972. **Mémoires et Documents**. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique. 263 p. (Nouvelle Série, 12).
- COOKE, R. U. & DOORNKAMP, J. C. 1978. **Geomorphology in Environmental Management**. Claredon Press. 413 p.
- CORDANI, U. G & BRITO NEVES, B. B. de, 1982. The Geologic Evolution of South America during the Archean and early Proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, 12(1-3): 78-88.
- 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: CONG. GEOL. CHILENO, 2., Arica, 1979. **Actas...**v.4, p.148-177.
- COSTA, J. A. V. & COSTA, J. B. S. 1996a. Estruturação Proterozóica ao longo da BR-174, Vila Pacaraima-Rio Surumu, Norte de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996. **Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões**. Belém: SBG-NO. p.313-315.

- COSTA, J. A. V. & COSTA, J. B. S. 1996b. O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima, Norte de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., **Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões Belém: SBG-NO.** p.284-286.
- COSTA, J. B. S. 1996. A Neotectônica na Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., **Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões Belém: SBG/NO.** 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, 1991. **Boletim de Resumos Expandidos e Roteiro das Excursões.** Rio Claro: SBG. p.142-145.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1992. Aspectos fundamentais do Proterozóico Médio na Amazônia Brasileira. **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, p. 15-90.
- COSTA, J. B. S.; ARAÚJO, O. J. B.; SANTOS, A.; JOÃO, X. S. J.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. 1995b. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra.**, 7: 199-235.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA, M. L. Neotectônica da região amazônica: aspectos, tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **GEONOMOS. Revista de Geociências.**, Belo Horizonte, 4. No prelo.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA JÚNIOR, P. S.; COSTA, M. L. 1992. **Geologia.** Folha Salinópolis. (S. 1.) Instituto do Desenvolvimento Econômico e Social. p.18-58. (Relatório Técnico/91. IBAMA/SECTAM/IDESP).
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA JÚNIOR, P. S.; COSTA, M. L. 1993a. Evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. **Geociências**, São Paulo, 12 (2): 373-396.

- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; BORGES, M. S.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J. A.; IGREJA, H. L. S da. 1993b. Aspectos Fundamentais da Neotectônica na Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO, Manaus, 1992. **Resumos e Contribuições Científicas**. Manaus. UFAM/INPA/UNESCO, p.103-106.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L. 1995a. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. **Geociências**, São Paulo, 14 (2):77-103.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. 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, 1994. **Boletim**. Belém: SBG. p.47-50.
- COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S.; BORGES, M. S.; HASUI, Y. 1991d. O quadro tectônico regional do Mesozóico na região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. **Anais**. Belém SBG., p.166-178 p.
- COSTA, J. B. S.; PINHEIRO, R. V. L.; JOÃO, X. S. J.; ARAÚJO, O. J. B. 1991b. Esboço estrutural do proterozóico Médio da Amazônia Oriental. **Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi**, 3: 9-24.
- COSTA, J. B. S.; REIS, N. J.; PINHEIRO, S. S.; PESSOA, M. R. 1991c. Organização Lito-Estrutural do Proterozóico Médio do Extremo Norte do Estado de Roraima. In: **SIMP. GEOL. AMAZ.**, 3., Belém, 1991 **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 179-192.
- COSTA, J. B. S.; VIEIRA, E. A.; SIQUEIRA, J. B.; REGO, L.; SILVA, E. P. 1991a. A zona de cisalhamento Salobo. In: HASUI, Y. & MIOTO, J. A. (Eds.)- **Geologia Estrutural Aplicada**. [S.l.: s. n.]. p.411-428.
- COSTA, M. L. da. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, 21(2): 146-160.
- COSTA, R. C. R. & MELO, D. P. 1975. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL **Folha NA.21 Tumucumaque e parte da Folha NB.21**. Rio de Janeiro: DNPM, 119-153. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).

- COSTA, R. C. R.; NATALI FILHO, T.; OLIVEIRA, A. A. B. 1978. Geomorfologia. In: Brasil. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.20 Manaus**. Rio de Janeiro: DNPM, 167-244. (Levantamento de Recursos Naturais, 18).
- COTTON, C. A. 1968. Tectonic landscapes. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. Pennsylvania: Hutchinson & Ross. p. 768-772.
- COX, K. G. 1989. The role of mantle plumes in the development of the continental drainage patterns. **Nature**. 342: 873-876.
- CUNHA, B. C. C. da; POTIGUAR, L. A. T.; IANHEZ, A. C.; BEZERRA, P. E. L.; PITTHAN, J. H. L.; SOUZA JÚNIOR, J. J.; MONTALVÃO, R. M. G.; SOUSA, A. M. S.; HILDRED, P. R.; TASSINARI, C. C. G. 1981. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC. 22 Tocantins**. Rio de Janeiro: DNPM. p. 21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- CUNHA, F. M. B da. 1980. Utilização de mosaicos radargramétricos no delineamento de estruturas regionais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais**. Camboriú: SBG.v 1, p.300-306.
- CUNHA, F. M. B. da. 1982. Aspectos Morfoestruturais do Baixo Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., 1, Belém, 1982. **Anais**. Belém: SBG. v.1, p. 75-83.
- CUNHA, F. M. B. 1988. Controle Tectônico-Estrutural na hidrografia na Região do alto Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988 **Anais**. Belém: SBG. v. 5, p. 2267-2273.
- CUNHA, F. M. B. 1992. Morfologia e Neotectonismo do Rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1992. **Anais**. Belém: SBG. p.193-210.
- CUNHA, P. R. C.; GONZAGA, F. G.; COUTINHO, L. F. C.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. **B. Geoci. PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, 8 (1): 47-55.
- DAEMON, R. F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. **Rev. Bras. de Geoc.** 5(2): 79 84.
- DAEMON, R. F. & CONTREIRAS, C. J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. **Anais**. SBG. p. 78-88.
- DAVIS, W. M. 1905. The Geographical cycle. **Geographical Journal**, 14: 481-504.

- DEFFONTAINES, B. 1990. **Developpement d'une Methodologie Morphoneotectonique et Morphostructurale**. Tese (Doctorat) Departement de Geotectonique. Universite Pierre et Marie Curie. 214p.
- DEFFONTAINES, B. & CHOROWICZ, J. 1991. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, 194:237-263.
- DEFFONTAINES, B.; CADET, J. P.; FOURNIGUET, J. 1991/1992. L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'est de la France. **Geodinamica Acta (Paris)** (5, 4): 279-292.
- 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, 17-88. (Levantamento de Recursos Naturais, 15).
- DEMEK, J. 1972. **Manual of Detailed Geomorphological Mapping**. Academia. Prague. International Geographical Union. Commission on Geomorphological. Survey and Mapping. 343 p.
- DEMEK, J. 1984. Planation surfaces and their significance for the morpho-structural analysis of young platforms: case study Bohemian Massif. Quaternary Geology and Geomorphology. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 27., URSS, 1984. **Proceeding**. Moscou: VNU Science Press. v. 3, p. 199-214,
- DENIS, P. 1927. **L'Amérique du Sud. Le Brésil**, Chap. VII, L'Amazonie, 2^{ème}, partie, Paris, Armand Colin. il.
- DERBY, O. A. 1877. Contribuições para a Geologia da Região do Baixo Amazonas. **Archivos do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, 2: 77-104.
- DERBY, O. A. 1884. Estrutura Geológica e Minerais. In: WASPPAEUS, J. E. A. **Geographia Física do Brasil**. R. J. G. Lenzinger. p. 43-59.
- DOORNKAMP, J. C. 1986. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of the Geological Society**, London, 143:335-342.
- DUMONT, J.F.; GARCIA, F.; FOURNIER, M. 1992. Registros de Cambios Climáticos por los Depósitos y morfologias fluviales en la Amazônia Occidental. In: INTERN. SYMP. LIMA, Lima, 1992. **Extended Abstracts**, Lima: ORSTOM-CONCYTEC, 1992, p.87-92.

- EIRAS, J. F.; BECKER, C. R.; SOUZA, E. M.; GONZAGA, F. G.; SILVA, J. G. F.; DANIEL, L.M. F.; MATSUDA, N. S.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Solimões. **B. Geoci. PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, 8(11): 17-45.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1968. **Morphotectonics The Encyclopedia of Geomorphology**. Dowden, Hulchinson & Koss, p. 734-736. (Encyclopedia of Earth Sciences, 3).
- FANIRAN, A. & JEJE, L. K. 1983. **Humid Tropical Geomorphology: A study of the geomorphological processes and landforms in warm humid climates**. London. 414 p.
- FERNANDES, P. E. C. A.; PINHEIRO, S. S.; MONTALVÃO, R. M. G.; ISSLER, R. S.; ABREU, A. S.; TASSINARI, C. C. G. 1977. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.19 Iça**. Rio de Janeiro: DNPM, 19-23.(Levantamento de Recursos Naturais,14).
- FERNANDES FILHO, L.A.; COSTA, M. L.; COSTA, J. B. S. Registros Neotectônicos nos lateritos de Manaus-Amazonas. **Revista de Geociências** (No prelo).
- FERREIRA, C. S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. Belém, 1982. **Anais**. Belém: SBG. v.1, p.84-88.
- FERREIRA JÚNIOR, C. R. P. 1996. **Neotectônica na área da Bacia de São Luís**. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Tese (Mestrado em Geologia)-Curso de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Geociências, UFPA, 1996.
- FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y. 1996. Neotectônica na área da Bacia de São Luís. **Geociências**, 15 (1): 185-208.
- FRAGA, L. M. B.; REIS, N. J.; PINHEIRO, S. S.1994. Arranjo Estrutural do Segmento Sul do Bloco Pacaraima, Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém: SBG. p.7-10.
- FRANCO, E. M. S. & MOREIRA, M. M. M. A. 1977. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.19 Iça**. Rio de Janeiro: DNPM. 125-180. (Levantamento de Recursos Naturais, 14).
- FRANCO, E M. S. M. & PRATES, M. 1977. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB/SC. 18 Javari/Contamana**. Rio de Janeiro: DNPM. p. 107-152. (Levantamento de Recursos Naturais, 13).

- 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, 2: 137-180. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- FRANZINELLI, E. 1982. Contribuição à geologia da costa do Estado do Pará. (Entre as baías de Curuçá e Maiá). In: SIMP. DO QUART. NO BRASIL, 4., Rio de Janeiro, 1982. **Atas.** Rio de Janeiro: ABEQUA. p.305-323.
- FRANZINELLI, E. & IGREJA, H. L. S. 1990. Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: SIMP. BRAS. SENS. REM. 6., Rio de Janeiro, 1990. **Anais.** v.3, p.641-648.
- FRANZINELLI, E. & PIUCI, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais.** Belém: SBG. p. 80-90.
- GARDINER, V. & DACKOMBE, R. 1987. **Geomorphological Field Manual.**, London. Allen & Unwin. 254 p.
- GATTO, L. C. S. 1991. Relevo. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil-Região Norte.** Rio de Janeiro. v.3, p.47-60.
- GERASIMOV, I. P. & MESCHERIKOV, J. A. 1968. Morphostructure. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). **The Encyclopedia of Geomorphology.** Dowden: Hutchinson & Koss. p. 731-732. (Encyclopedia of Earth Sciences, 3).
- GOUROU, P. 1949. Observações geográficas na Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia,** 9(3): 355-408.
- GUERRA, A. T. 1959. Estrutura geológica: relevo e litoral. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil - Grande Região Norte.** Rio de Janeiro. v.1, p.17-70.
- GUERRA, A. T. 1962. Vales submersos na Amazônia. **Revista Brasileira Geografia,** Rio de Janeiro, 24 (3): 485-487.
- GUY, M. 1966. Quelques principes e quelques experiences sur la méthodologie de la photointerpretation. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL DE PHOTO-INTERPRETATION, 2., Paris, 1966. **Actes...**Paris: Societé Internationale de Photogrammétrie. v.16, p.21-41.

- HANCOCK, P. L. & WILLIAMS, G. D. 1986. Neotectonics. **Journal of the Geological Society**. London. 143: 325-326.
- HARRINGTON, H. J. 1962. Paleogeographic Development of South American. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, 46(10): 1773-1814.
- HARTT, C. F. 1874. Contributions to the Geology and Physical Geography of the Lower Amazonas. **Bulletin (of the) Buffalo Society of Natural Sciences**, 1 (4): 201-235.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1., Belo Horizonte, 1990. **Anais...Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia**, p.766-71.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; COSTA, J. B. S. 1993. Megaestruturação Pré-Cambriana do Território Brasileiro Baseado em Dados Geofísicos e Geológicos. **Geociências**. São Paulo, 12(2):315-322.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais. Manaus, DNPM**. 1:129-147.
- HIRATA, W. K.; RIGON, I. C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A. A.; MEIRELES, E. M. 1982. Geologia da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém, 1982. **Anais. Belém: SBG**.
- HOWARD, A. D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.** Chicago, 51(11): 2246-2259.
- HUBER, J. 1943. Contribuição à Geografia Física dos Furos de Breves e da parte Ocidental de Marajó. **Revista Brasileira de Geografia**. p.129-162.
- IBGE. 1979. **Mapa topográfico da Folha Belém, (SA. 22)**. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2ª edição. Escala 1: 1.000.000.
- IBGE. 1982. **Mapa topográfico da Folha Santarém, (SA.21)**. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 3ª edição Escala 1: 1.000.000.
- IBGE. 1993. **Mapa de Unidades de Relevo**. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Escala 1: 5.000.000.

- IGREJA, H. L. S. ; COSTA, J. B. S.; FARIA Jr. L. E. C.; HASUI, Y. 1992. A macroestruturação das bacias de Bragança- Viseu e São Luís e sua relação com o Embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro, 1992. **Resumos Expandidos**. Rio Claro: SBG, p. 51-52.
- IRIONDO, M. H. 1982. Geomorfologia da planície Amazônica. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4., Rio de Janeiro, 1982. **Atas**. Rio de Janeiro. p.323-348.
- IRIONDO, M. H. & SUGUIO, K.1981. Neotectonics of amazon plain. **Bulletin of the INQUA Neotectonic Commission**, Stockholm (4): 72-78.
- ISSLER, R. S.; ANDRADE, A. R. F.; MONTALVÃO, R. M. G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G. G.; LIMA, M. I. C. 1974. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA. 22 Belém**. Rio de Janeiro, DNPM. p:3-59. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- JORGE JOÃO, X. S.; CARVALHO, J. M.; VALE, A. G.; FRIZZO, S. J.; MARTINS, R. C. 1979. **Projeto Falsino: Relatório Final**, Belém: DNPM/CPRM, 5 v. V. 1A, 199 p.
- JORGE JOÃO, X.; FRIZO, S. J.; MARINHO, P. A. C.; CARVALHO, J. M. A.; SILVA NETO, C.S.; SOUSA, A. N.; GUIMARÃES, L. R. 1978. **Projeto Sudoeste do Amapá. Relatório Final**, Belém: DNPM/CPRM, 5 v. V. 1A (Parte I), 224p.
- KING, L. C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro. 18 (2): 147-265.
- LANGE, F. W. 1967. Subdivisão Bioestratigráfica e Revisão da Coluna Siluro-Devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA. Belém, 1966 **Atas** Rio de Janeiro: CNPq. v.1, p. 215-326.
- 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).
- LEOPOLD, L. B. & WOLMAN, M.G. 1960. Rivers Meanders. **Geol. Soc. of America Bul.**, 71:769-794.
- LIMA, M. I. C. de, 1988. Lineamentos estruturais na sequência cenozóica Solimões e suas relações com o Cráton Amazônico e Bacia do Alto Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém: SBG. v.6, p. 2396-2402.

- 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. 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 Cráton Amazônico. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. **Anais...Belém, SBG**, v.1, p.147-162.
- LOCZY, L. de. 1966. **Contribuições à Paleogeografia e História do Desenvolvimento Geológico da bacia do Amazonas**. Rio de Janeiro. 95p. (Boletim, 223).
- LOEWENSTEIN, P.; SILVA, O.F.; FRANCISCO, B. H. R.; SILVA, G. G. 1969. **Bibliografia e Índice da Geologia da Amazônia Legal Brasileira (1641-1964)**. CNPQ/INPA. Museu Paraense. (Publicações Avulsas, 11).
- LOURENÇO, R. S.; MONTALVÃO, R. M. G. de; PINHEIRO, S. S.; FERNANDES, P. E. C. A.; PEREIRA, E. R.; FERNANDES, C. A. C.; TEIXEIRA, W. 1978. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.20 Manaus**. Rio de Janeiro: DNPM. p. 19-164. (Levantamento de Recursos Naturais,18).
- LUBOWE, J. K. 1964. Stream junction angles in the dendritic drainage pattern. **American Journal of Science**, v. 262: 325-339.
- LUDWIG, G. 1964. **Nova Divisão estratigráfica e Correlação Faciológica por meio de pequenas estruturas internas dos sedimentos silurianos e devonianos na Bacia do Médio Amazonas**. Rio de Janeiro: Petrobrás. CENAP-SID. 72p. il, 12 est. 2 mapas. (Ciência Técnica Petróleo. Seção Exploração de Petróleo. Publ., 1).
- MABESSONE, J.M. 1967. Sedimentos correlativos do clima tropical. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, Belém, 1966. **Atas**. Rio de Janeiro: CNPq. v. 1. p. 327-339.
- MAMEDE, L.; ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M. 1981. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC. 22 Tocantins**. Rio de Janeiro: DNPM. p. 197-248. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- MAURO, C. A.; NUNES, B. T. A.; FRANCO, M. S. M. 1978. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB. 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, 1984. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém: SBG. p.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.; ANDRADE, A. F.; YAMAGUTI, H. S.; OLIVEIRA, J. R.; CARMONA, J. R. M.; D'ANTONA, R. J. G.; LOPES, R. C. 1980. **Projeto Tapajós-Sucunduri**. Relatório Final. Belém: DNPM-CPRM, v.1A. (Parte I), 355 p.
- MELO, D. P. & FRANCO, M. S. M. 1980. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.21 Juruena**. Rio de Janeiro: DNPM, p. 117-164. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- MELO, D. P.; COSTA, R. C. R.; NATALI FILHO, T. 1978. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.20 Porto Velho**. Rio de Janeiro: DNPM, p: 187-250. (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- MELO, D. P.; PITTHAN, J. H. L.; ALMEIDA, V. J. 1976. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC. 19 Rio Branco**. Rio de Janeiro DNPM, p: 119-166. (Levantamento de Recursos Naturais, 12).
- MENDES, J. C. 1957. Notas sobre a bacia sedimentar amazônica. **Boletim Paulista de Geografia**, (26). p. 03-37.
- MENDES, J. C. 1967. Evolução geológica da Amazônia. Breve histórico das pesquisas. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, Belém, 1967. **Atas**. Rio de Janeiro: CNPq. v 1, p. 1-9.
- MESCERJAKOV, Ju. P. 1968. Les concepts de morphostructure et de morphoculture un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. **Annales de Géographie**. 423-set.octobre LXXVII anné. p. 539-552.
- MESCHERIKOV, Y. A. 1968. Neotectonics. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. DOWDEN: Hutchinson & Koss. p. 768-772. (Encyclopedia of Earth Sciences, 3).
- MESNER, J. C.; & WOOLDRIDGE, L. C. 1964. Estratigrafia das bacias paleozóica e cretácea do Maranhão. **B. TÊC. PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, 7(2): 137-164.

- MILLER, J. R.; RITTER, D. F.; KOCHER, R.C. 1990. Morphometric assessment of lithologic controls on drainage basin evolution in the Crawford Upland. **South-Central Indiana**. 290: 569-599.
- MIOTO, J. A. 1993. **Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. v. 276 p, v. 2 281 p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Curso de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UFPA, 1994.
- MIRANDA, F. P. 1984. Significado geológico das anomalias morfo-estruturais da Bacia do Alto-Amazonas. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. **Anais**. Manaus, DNPM-CNPQ. p. 103-116.
- MONTALVÃO, R. M. G.; MUNIZ, M. B.; ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, P. E. C. A.; SILVA, G. G, 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).
- MOREIRA, A. A. N. 1969. Cartas geomorfológicas. **Geomorfologia**. São Paulo. v. 5, 11p
- MOREIRA, A. A. N. 1977. Relevo. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil. Região Norte**. Rio de Janeiro. p.1-38.
- MORISAWA, M. 1985. Tectonics and geomorphic models. In: MORISAWA, M.S.& HACK, J. T. (Eds.). **Tectonic Geomorphology**. Boston: Allen & Unwin. p. 199-216.
- MÖRNER, N. A. 1989. **Neotectonics**. Sweden. INQUA N. C. 104 p. (Bull., 12).
- MONTALVÃO. R. M. G.; BEZERRA, P. E. L.; DRAGO, V. A.; CUNHA, B. C. C. 1984. Cobertura da plataforma da Amazônia, sua sedimentação e evolução tectônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...**Rio de Janeiro:SBG. v.5, p. 2101- 2124.
- MOURA, P. de. 1938. **Geologia do Baixo Amazonas**. Rio de Janeiro. Serviço Geológico e Mineralógico. 94p. (Boletim, 91).
- MOURA, P. de, 1943. O relevo da Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 5 (3): 3-38.

- NASCIMENTO, D. A.; MAURO, C. A.; GARCIA, M.G.L. 1976. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.21-Santarém**. Rio de Janeiro: DNPM, p. 131-181. (Levantamento de Recursos Naturais, 10).
- NASCIMENTO, D. A. & PRATES, M. 1976. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha NA.19 Pico da Neblina**. Rio de Janeiro: DNPM, p. 141-189. (Levantamento de Recursos Naturais, 11).
- NIMER, E. 1991. Clima. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil, Região Norte**. Rio de Janeiro: IBGE. v.3: p. 61-71.
- O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin**, 87: 1463-1469.
- OLIVEIRA, A. A. B.; PITTHAN, J. H. L.; GARCIA, M. G. L. 1977. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto. RADAM **Folha SB.19 Jurúa**. Rio de Janeiro: DNPM, p. 91-142. (Levantamento de Recursos Naturais, 15).
- OLIVEIRA, A. S.; FERNANDES, C. A. C.; ISSLER, R. S.; MONTALVÃO, R. M. G. M.; TEIXEIRA, W. 1975. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha NB. 21 Tumucumaque e parte da Folha NB.21**. Rio de Janeiro: DNPM. p.17-97. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).
- OTTMANN, F. 1960. Sobre a distribuição das diversas fácies dos sedimentos na embocadura do rio Amazonas. **Bol. Soc. Bras. Geol.** 9 (1) 1-61.
- OUCHI, S. 1985 . Response of aluvial rivers to slow active tectonic movement. **Geological Society of America Bulletin**, 96: 504-515.
- PANIZZA, M.; CASTALDINI, D.; BOLLETTINARI, S.; CARTON, A. 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies. **Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.** Berlin, 173-211.
- PAVLIDES, S. P. 1989. Looking for a definitions of neotectonics. **TerraNews**. 1 (3): 233-235.
- PENCK, W. 1953. **Morphological Analysis of Land Forms**. Tradução por H. Czech e K. C. Boswell, London, Macmillan, 429 p.
- PENTEADO, M. M. 1983. **Fundamentos de Geomorfologia**. 3. ed. Rio de Janeiro:IBGE. 186 p.
- PHILLIPS, L. F.& SCHUMM,S. A. 1987. Effect of Regional slope on drainage networks **Geology**, 15: 813-816.

- PINHEIRO, S. S.; FERNANDES, P. E. C. A.; PEREIRA, E. R.; VASCONCELOS, E. G.; PINTO, A. C.; MONTALVÃO, R. M. G. de, ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, W.; FERNANDES, C. A. C. 1976. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha NA. 19 Pico da Neblina**. Rio de Janeiro, DNPM, 1:17-137. (Levantamento de Recursos Naturais, 11).
- PONÇANO, W. L.; BISTRICHI, C. A.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, M. A.; PIRES NETO, A. G.; ALMEIDA, F. F. M. 1979. O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2. Rio Claro. **Atas**, v.2: 253-262.
- POTTER, P. E. 1978. Significance and origin of big rivers. **J. Geology**. 86: 13-33.
- POTTER, P. E. 1994. How old is a river? How old are south America's river ?. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário de Camboriú-SC, 1994. **Boletim de Resumos**. Balneário de Camboriú-SC. SBG. p.198-199.
- PRUD'HOMME, R. & VIGNEAUX, M. 1970. Méthodes morphologiques et morphostructurales appliquées à l'étude des réseaux hydrographiques du Bordelais. **Revue Géographique des Pyrénées et du sud-ouest**. Toulouse 41, (1):-5-14.
- REZENDE, W. M. 1971. O mecanismo de intrusões de diabásio nas bacias paleozóicas do Amazonas e do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. **Anais**. São Paulo, SBG. v.3, p. 123-137.
- REZENDE, W. M. 1972. Post paleozoic geotectonics of south related to plate tectonics and continental drift. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. **Anais**. Belém, SBG. p. 205-210.
- REZENDE, W. M. & BRITO, C. G. de. 1973. Avaliação geológica da bacia paleozóica do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. **Anais**. Aracaju. SBG. p. 227-245.
- REZENDE, W. M. & FERRADAES, J. O. 1971. Integração geológica regional da bacia sedimentar da foz do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. **Anais**. São Paulo. SBG. p. 203-214.
- RIAZANOFF, S.; CERVELLE, B.; CHOROWICZ, J. 1988. Ridge and valley line extraction from digital terrain models. **INST. J. REMOTE SENSING**. 9 (6): 1175-1183.

- RICCI, M. & PETRI, S. 1965. **Princípios de Aerofogrametria e Interpretação geológica**. São Paulo. Ed. Nacional 226 p.
- RICE, R. J. 1983. **Fundamentos de Geomorfologia**. Paraninfo Madrid. 392 p.
- RUELLAN, F. 1945. **As rias Amazônicas (Conferência). Semana de Estudos Geográficos**. Sorocaba, (mimeo).
- SAADIA, 1991. **Ensaio sobre morfotectônica de Minas Gerais**. Tese para admissão a cargo de Professor Titular, IGC/UFMG, 300 p, 06 mapas morfotectônicos.
- SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **GEONOMOS- Rev. de Geociências**. 1 (1): 1-15.
- SAMPAIO, A. V. & NORTHFLEET, A. 1973. Estratigrafia e Correlação das bacias sedimentares brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju, 1973. **Anais**. Aracaju:SBG. v.3. 189-206 p.
- SANTOS, D. B.; FERNANDES, P. E. C. A.; DREHER, A. M.; CUNHA, F. M. B.; 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. 1984. A parte Setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: SCHOBENHAUS, C. et al. **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM. p. 57-91.
- SAUCK, W. A.; OLIVEIRA, J. A. D.; CARVALHO, J. S. 1995. GPR in the middle Amazon basin, Amazonas state, Brazil. In: CONGR. INTERN. SOCIED. BRAS. GEOFÍSICA, 4., Rio de Janeiro, 1995. **Anais**. Rio de Janeiro, SBGf. v.2, p.972-973.
- SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D. N.; CASTRO, J. C. 1971. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da foz do Rio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, 1971 **Anais**. São Paulo:SBG. v:189-202.
- SCHEIDEGGER, A. E. 1979a. Orientations struktur de Talanlagen in der Schweiz. **Geographica Helvetica**, 1:9-16.
- SCHEIDEGGER, A. E. 1979b. The principle of antagonism in the Earth's evolution. **Tectonophys**, 55: T7-T10.
- SCHEIDEGGER, A. E. & AI, N. S. 1986. Tectonic processes and geomorphological design. **Tectonophysics**, 126: 285-300.

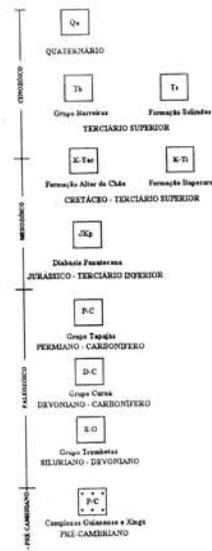
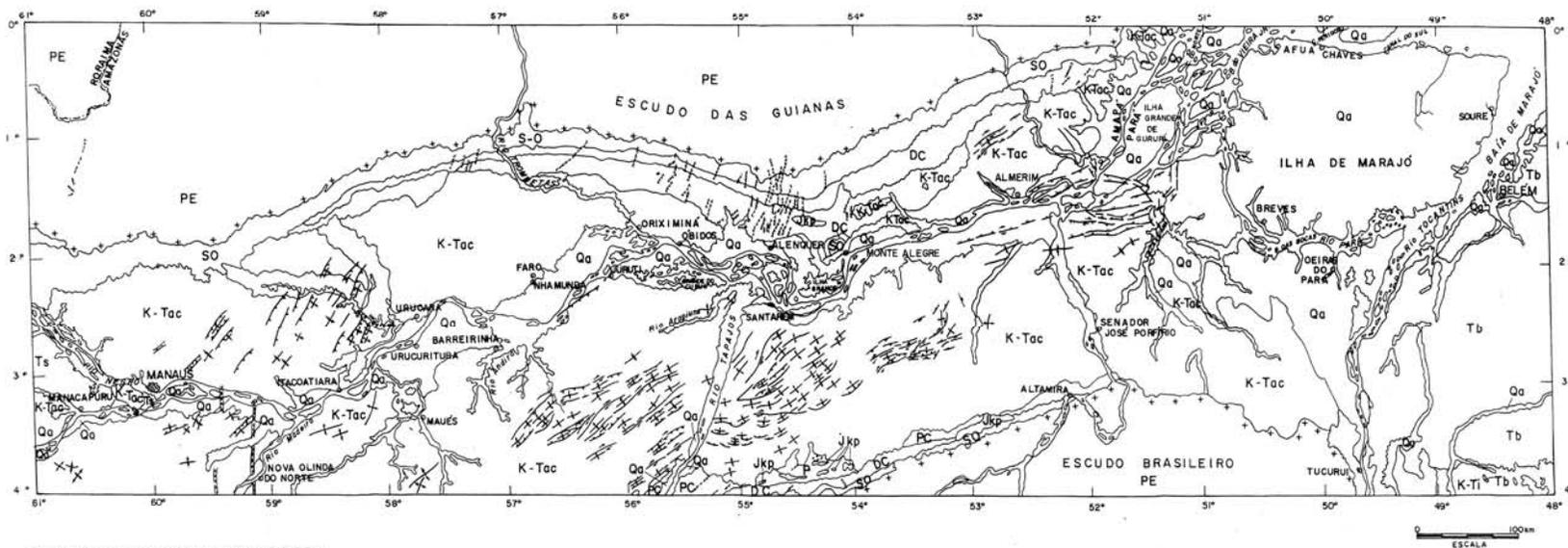
- SCHOBHENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. 1981. **Mapa Geológico do Brasil**. MME/DNPM. Escala 1: 2.500.000.
- SCHOWENGERDT, R. & GLASS, C. E. 1983. Digitally processed topographic data for regional tectonic evaluations. **Geological Society of America Bulletin**, 94: 549-556.
- SILVA, G. G. da; LIMA, M. I. C. de; ANDRADE, A. R. F. de; ISSLER, R. S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folhas SB.22 Araguaia e parte de SC.22 Tocantins**. Rio de Janeiro: DNPM, p.1-143. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- 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: DNPM, p. 21-116 (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- SILVA, L. L.; 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, DNPM, p. 17-116.(Levantamento de Recursos Naturais,12).
- SIOLI, H. 1968. Principal biotopes of primary production in the waters of Amazonia. In: **Proc. Symp. Recent Adv. Trop. Ecol.** p. 591-600.
- SIOLI, H. 1974. **Amazon Tributaries and Drainage Basins. Coupling of Land and water Systems**, New York-Berlin. Springer Verlag. p.199-213. il.
- SMITH, H. H. 1879. **Geology and physical geography of the Amazons Valley; Brazil, the Amazonas and the coast**. New York: Charles Scribner's Sons. Appendix, p. 619-635, il.
- SOARES, L. C. 1951. **Origem, Estrutura e Morfologia da Planície Amazônica**: Notas resumidas de uma aula dada no Curso para Professores Secundários realizado pela Associação Brasileira de Educação. Serviço Central de Documentação Geográfica do Conselho Nacional de Geografia.
- SOARES, L. C. 1977. Hidrografia. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil, Região Norte**. Rio de Janeiro, v.1, p. 95-166.
- SOARES, P. C & FIORI, A. P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Not. Geomorfol.**, Campinas, 16 (32): 71-104.

- SOUZA, C. G. 1991. Solos. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil, Região Norte**. Rio de Janeiro. v. 3:123- 136.
- STERNBERG, H. O. 1950. Vales tectônicos na planície Amazônica. **Rev. Bras. Geogr.**, Rio de Janeiro, 95-166.
- STERNBERG, H. O' R. 1953. Sismicidade e morfologia na amazônia brasileira. **An. Acad. Bras. Ci.**, Rio de Janeiro., (25):443-453.
- STEWART, J. S. & HANCOCK, P. L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. **Continental Deformation**. Oxford: Pergamon Press.p. 370-408.
- SUMMERFIELD, M. A. 1986. Tectonic geomorphology macroscale perspectives. **Progress in Physical Geography**, 10: 227- 238.
- SUMMERFIELD, M. A. 1988. Global Tectonics and landform development. **Progress in Physical Geography**, 12: 388-404.
- SUMMERFIELD,, M. A. 1993. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. Longman Scientif & Technical. 537p.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, 42: 213-227.
- THOMAS, M. F. 1979. **Tropical Geomorphology: a study of weathering and landform development in warm climates**. New York: John Wiley & Sons. 332 p.
- THORNBURY, W. D. 1969. **Principles of Geomorphology**. New York: John Wiley & Sons. 594 p.
- 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. 1970. Aspectos cartográficos dos levantamentos geomorfológicos em relação aos programas de desenvolvimento. **Boletim Geográfico IBGE**, Rio de Janeiro, (215): 3-15. Transcrito de World Cartography , Vol.IX, United Nations, 1969 (Trad. Joaquim Quadros Franca). Transcrições.
- TRICART, J. L. F. 1977a. Tipos de planícies aluviais e de leitos fluviais na amazônia brasileira. **R. Bras. Geogr.**, Rio de Janeiro, 39(2): 3-40.

- TRICART, J. L. F. 1977b. Types de lits fluviaux en Amazonie brésilienne. **Annalés de Géographie**, 86. p. 1-54, (Bulletin de la société de géographie, 473).
- 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. 378 p.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; SCHELLMANN, W. 1991. Composition and origem of the clay cover on North Brazilian laterites. **Geologische Rundschau**, Stuttgart, 80/3: 591-610.
- VENTURA, L. M.; D'ÁVILA, L. M.; BARBOSA, G. V. 1975. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.21 Tapajós**. Rio de Janeiro: DNPM, p. 119-149. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).
- VIERS, G. 1974. **Geomorfologia**. Espanha: Ed. OIKOS-TAU. 320 p.
- VILLEGAS, J. M. 1994. **Geologia Estrutural da Bacia do Marajó**. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 119p. Tese (Mestrado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1994.
- VILLEGAS, J. M., COSTA, J. B. S., HASUI, Y., MATSUDA, N. S. 1992. Evolução tectono-estrutural do Rife do Marajó. In: SIMP. BACIAS CRETÁDICAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro, 1992. **Resumo...**Rio Claro: UNESP. p. 46-48.
- WALLACE, A. R. 1853. **A narrative of travels on the Amazon and Rio Negro with an account of the native tribes and observations on the climate, geology and natural history of the Amazon valley**. London: Ward Lock. 541 p.
- WANDERLEY FILHO, J. 1991. **Evolução estrutural da bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento**. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 119 p. Tese (Mestrado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA. 1991.
- 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, Belém, 1991. **Anais...**Belém: SBG. 3. p.244-259.

MAPA GEOLÓGICO

LEGENDA



FORNTE: Mapas geológicos do Projeto RADAMBRASIL, Folhas SA.21 (SANTARÉM) e SA.22 (BELÉM); e mapa geológico da PETROBRÁS da Bacia do Amazonas, na escala 1:1.000.000.

Adaptado por Ruth Léa Bemerguy

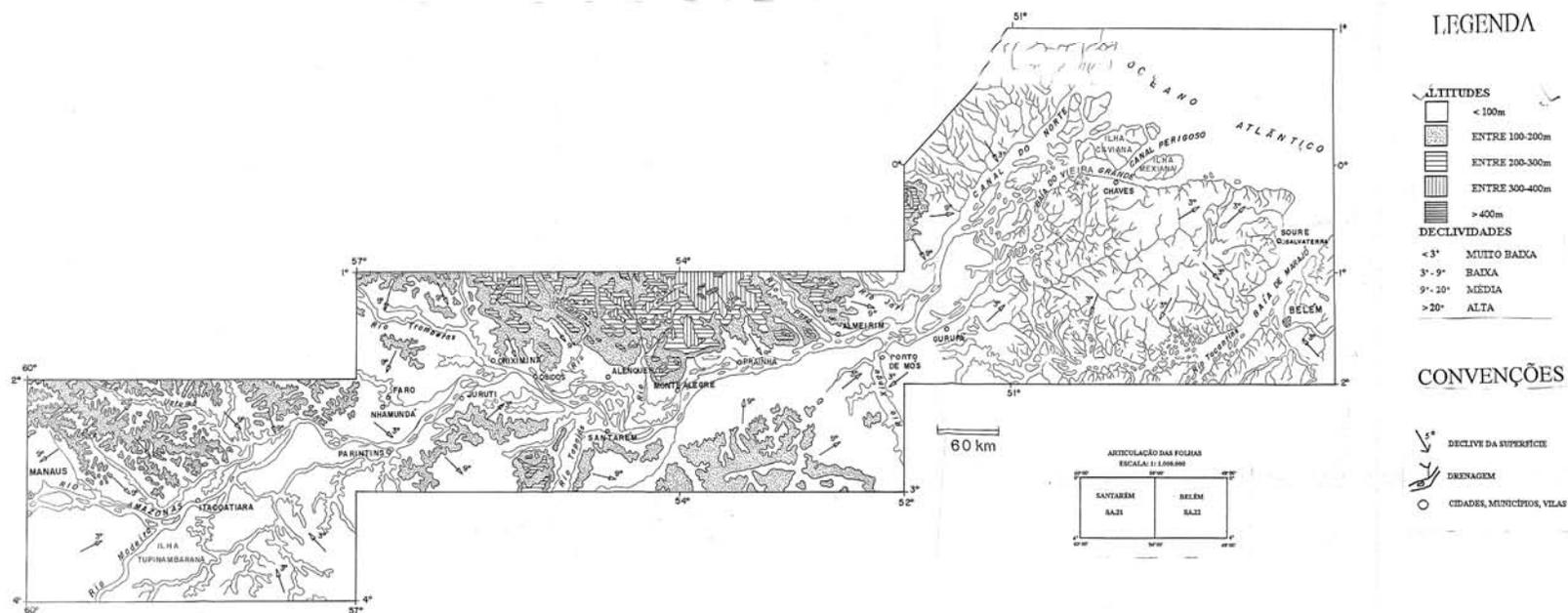


CONVENÇÕES

- Falhas
- Anticlinal
- Sinclinal
- Falhas Transcorrentes
- Diáspas
- Drenagem
- Clásticos

T06L 97 0663-4
MFM 7653

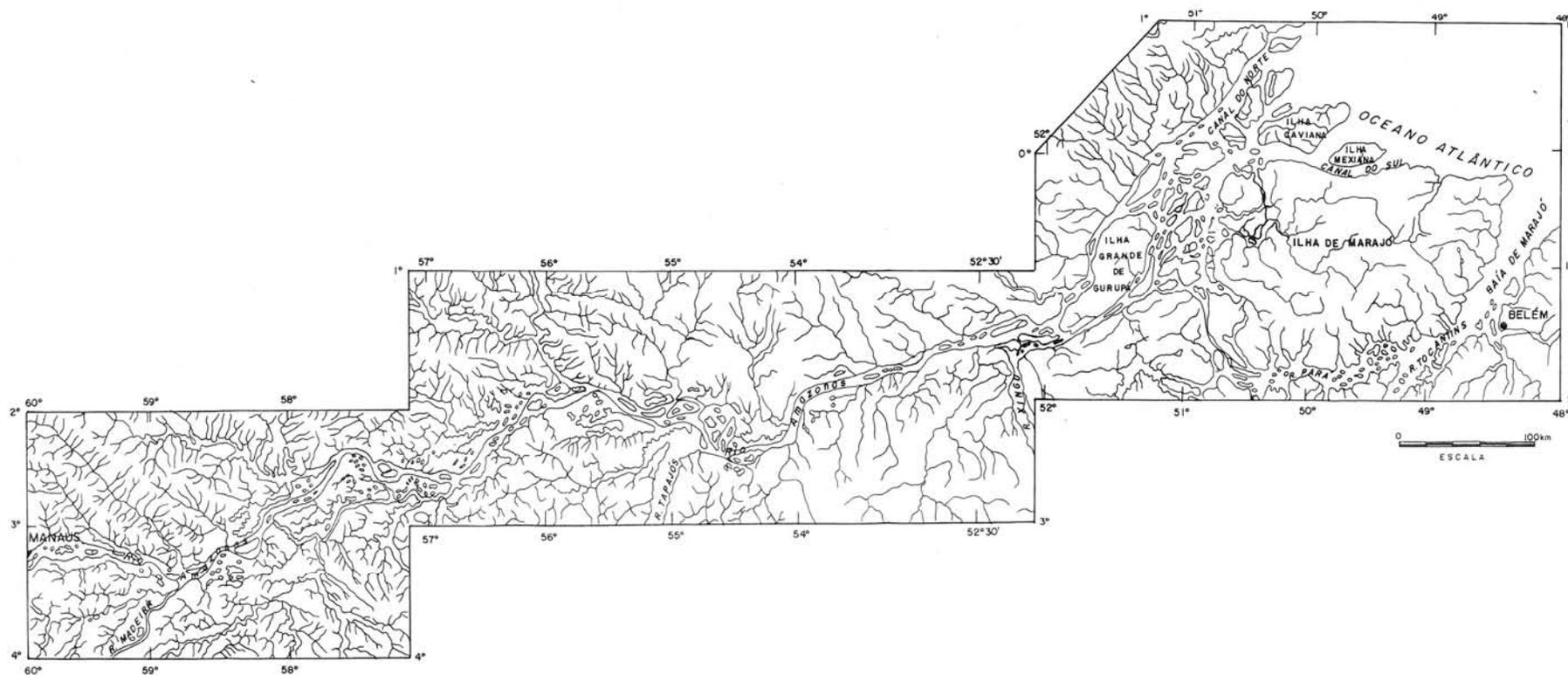
MAPA MORFOMÉTRICO



AUTORA: Ruth Léa Bemerguy

TSG1 970668-02
MFN 7653

MAPA DE DRENAGEM



CONVENÇÕES

- DRENAGEM
- CIDADES, MUNICÍPIOS, VILAS

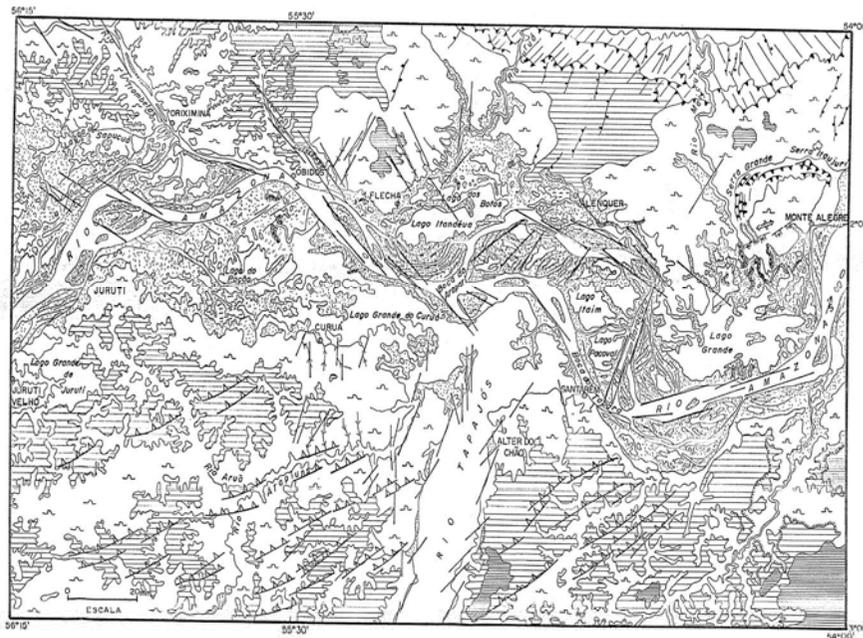
ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS
ESCALA: 1:1.000.000



Fonte: Mapas Geomorfológicos do Projeto RADAMBRASIL,
Folhas SA.21,(SANTARÉM), SA.22 (BELEM) e NA./NB.22 (MACAPÁ)
Adaptado por Ruth Léa Bemerguy

ANEXO 6

MAPA MORFOTECTÔNICO DO COMPARTIMENTO BAIXO TAPAJÓS



LEGENDA

- PLAÇOTE AMAZÔNICA
- PLAÇOTE ALIQUÍD
- TOXAS ALAGADAS
- LIMITE DE SEDIMENTAÇÃO
- PALEOCANAIS
- CANAL ANASTOMOSADOS
- MARMIAS EM PORTAL
- LADRE
- PLANALTO E DEPRESSÃO
- INTERFLUVIUS TABULARES ACIMA DE 100M
- INTERFLUVIUS TABULARES ACIMA DE 500M
- INTERFLUVIUS TABULARES ABAIXO DE 100M
- VALES FORTÍSSIMOS
- EVENTO DE CRESTAS E ESPRUELOS HOMOCLINAS
- ESCADA DE LINHA DE FAIXA
- ESTRATAS EROSIVAS
- FACIMENTO TROPICANÁRIO
- DIGRES
- ESTRIBESAS
- FALHAS NORMAIS
- CAVALIAMENTO

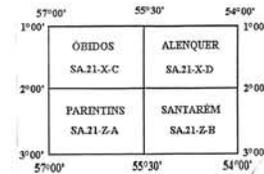
CONVENÇÕES

- DRENAGEM
- LIMITE DE INTERFLUVIUS
- CIDADES, MUNICÍPIOS, VILAS
- ÁREA INTERMUNICIPAL

AUTORA: Ruth Léa Bemerguy

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

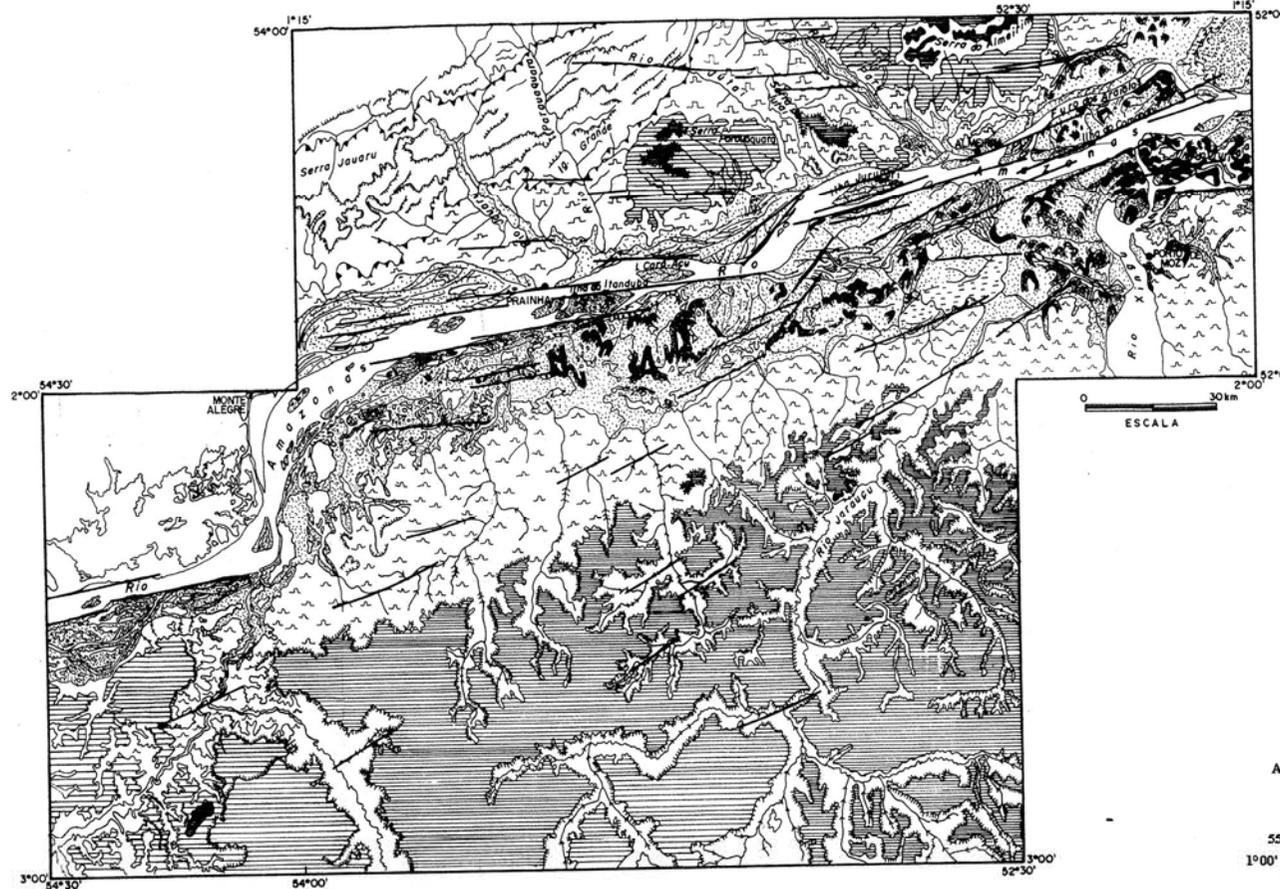
ESCALA 1: 250.000



MAPA MORFOTECTÔNICO DO COMPARTIMENTO COMANDAÍ

LEGENDA

- PLANÍCIE AMAZÔNICA
- PLANÍCIE ALUVIAL
- ZONAS ALAGADAS
- LIMITES DE SEDIMENTAÇÃO
- PALEOCANAIAS
- BORDA DE TERRAÇO
- LAGOS
- PLANALTO E DEPRESSÃO
- INTERFLÚVIOS TABULARES ACIMA DE 100m
- INTERFLÚVIOS TABULARES ACIMA DE 200m
- INTERFLÚVIOS TABULARES ABAIXO DE 100m
- VALES FECHADOS
- FRENTES DE CUESTAS
- ESCARPAS EROSIVAS
- ESTRUTURAS
- FALHAS TRANSCORRENTES



CONVENÇÕES

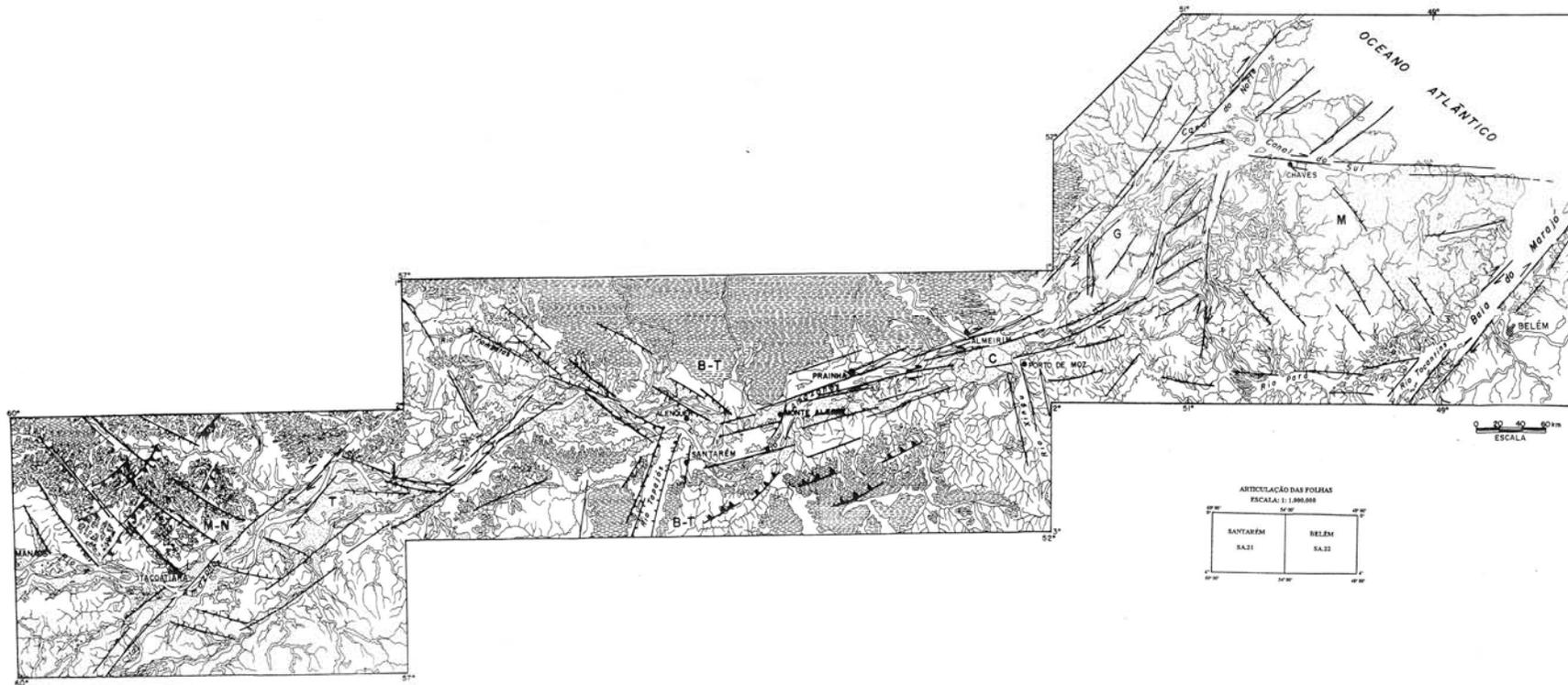
- DRENAGEM
- LIMITES DE INTERFLÚVIO
- CIDADES, MUNICÍPIOS, VILAS

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS
ESCALA 1: 250.000



AUTORA: Ruth Léa Bemerguy

MAPA MORFOTECTÔNICO DA CALHA DO RIO AMAZONAS



LEGENDA

- COMPARTIMENTOS**
- M-N MANAUS/MAURÍCIA
 - T TUPA/ABARAPA
 - B-T BAIXO TAPAJÓS
 - C COMARCAI
 - G GURUPI
 - M MARAJÓ/ARA
- MORFOCINETICA**
- BLOCOS SOBREVOLADOS ENTRE 100 E 200m E ENTRE 200 E 300m
 - BLOCOS ABATIDOS ABATEDO 100m
- MORFOLOGIA**
- PLANÍCIE AMAZÔNICA
- ESTRUTURAS**
- /// FALHAS TRANSCORRENTES
 - /// FALHAS NOROCCIDENTAIS
 - /// CAVALGAMENTOS

CONVENÇÕES

- DRENAGEM
- CIDADES, MUNICÍPIOS, VILAS
- ÁREA METROPOLITANA

AUTORA: Ruth Léa Bemerguy

T56L970668-02
M/FN 7653