



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

---

**TESE DE DOUTORADO**

**A FRAGMENTAÇÃO DO GONDWANA NA  
REGIÃO MEIO-NORTE DO BRASIL DURANTE O  
MESOZÓICO**

Tese apresentada por:

**ADILSON VIANA SOARES JÚNIOR**

---

**BELÉM  
2007**



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

---

**TESE DE DOUTORADO**

**A FRAGMENTAÇÃO DO GONDWANA NA REGIÃO MEIO-NORTE DO  
BRASIL DURANTE O MESOZÓICO**

**Tese apresentada por:**

**ADILSON VIANA SOARES JÚNIOR**

---

**BELÉM  
2007**



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

## **A FRAGMENTAÇÃO DO GONDWANA NA REGIÃO MEIO-NORTE DO BRASIL DURANTE O MESOZÓICO**

TESE APRESENTADA POR

**ADILSON VIANA SOARES JÚNIOR**

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

Data de Aprovação: **09/08/2007**

Comitê de Tese:

---

JOÃO BATISTA SENAS COSTA (Orientador)

---

YOCITERU HASUI

---

FARID CHEMALE JÚNIOR

---

MARIO VICENTE CAPUTO

---

ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO

Belém

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

S676f Soares Júnior, Adilson Viana  
A fragmentação do Gondwana na Região Meio-Norte do Brasil durante o Mesozóico. / Adilson Viana Soares Júnior; orientador, João Batista Sena Costa. – 2007  
197 f. : il.  
Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2007.

1. Riftes mesozóicos. 2. Evolução da paisagem. 3. Magmatismo mesozóico. 4. Gondwana. 5. Oceano Atlântico Central. 6. Oceano Atlântico Equatorial. 7.Região Meio-Norte. 8. Brasil. I. Universidade Federal do Pará. II. Costa, João Batista Sena, orient. III. Título.

CDD 20º ed.: 551.80981

*Aos meus amores Danielly, Ana Luíza e Felipe*

*Aos meus pais Adilson e Elza*

*Aos meus irmãos Michelle e Hugo*

## **AGRADECIMENTOS**

A realização deste trabalho não seria possível sem a colaboração de várias pessoas e instituições. Portanto, expresso os meus sinceros agradecimentos:

Ao Prof. Dr. João Batista Sena Costa, não apenas pela orientação, mas também pela amizade, confiança, dedicação, compreensão e paciência durante sete anos de convivência na Graduação, Mestrado e Doutorado;

Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui pela amizade, incentivo e força para continuar. Ainda pela grande ajuda e sugestões durante o exame de qualificação, e pelas conversas sobre a Geologia da Região Norte;

Ao Prof. Dr. Maurício da Silva Borges, pela amizade, discussões acerca da Geologia do Meio-Norte do Brasil e pelo acesso ao Laboratório de Computação Aplicada às Geociências - COMAP;

À Profa. Dra. Ruth Léa Bemerguy, pela amizade e ajuda na busca de literatura e discussões sobre a Geologia da Região Amazônica;

Ao Prof. Dr. Mario Vicente Caputo pelas valiosas sugestões durante o exame de qualificação e por aceitar participar da banca de avaliação;

Ao amigo Geol. MSc. Osmar Guedes da Silva Jr. pela amizade e apoio no Laboratório de Computação Aplicada às Geociências - COMAP da UFPa;

À equipe do Projeto Embasamento, Geol. Orlando José Barros de Araújo, da CPRM de Belém, Geol. Dra. Lêda Maria Fraga, da CPRM do Rio de Janeiro, Geol. MSc. Joaquim Wanderley da Petrobrás;

Ao CNPq pela concessão de bolsa de Doutorado durante o curso;

Ao Instituto de Estudos Superiores da Amazônia - IESAM, por proporcionar a experiência docente, apoio financeiro e estrutura física;

À Petrobrás, através do PROFEX, pela ajuda durante o Projeto Embasamento; pelo apoio logístico;

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG) pelo apoio desburocratizado em todos os momentos necessários;

A todos aqueles que contribuíram para a realização deste trabalho.

<b>RESUMO</b>	<b>7</b>	
<b>ABSTRACT</b>	<b>9</b>	
<b>1</b>	<b>APRESENTAÇÃO</b>	<b>11</b>
1.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	13
1.2	OBJETIVOS	13
1.3	MÉTODOS	15
<b>2</b>	<b>ASPECTOS DA GEOLOGIA DO EMBASAMENTO</b>	<b>18</b>
2.1	REGIÃO CENTRAL DO AMAPÁ	18
2.2	REGIÃO DO GURUPI	21
2.3	REGIÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA	24
<b>3</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO DAS BACIAS SEDIMENTARES</b>	<b>28</b>
3.1	BACIA DA FOZ DO AMAZONAS	28
<b>3.1.1</b>	<b>Estratigrafia</b>	<b>30</b>
3.1.1.1	Seqüência rifte	32
3.1.1.2	Seqüência Margem Passiva	33
<b>3.1.2</b>	<b>Geologia Estrutural</b>	<b>35</b>
3.2	BACIA DE MARAJÓ	38
<b>3.2.1</b>	<b>Estratigrafia</b>	<b>40</b>
3.2.1.1	Seqüência rifte	40
3.2.1.2	Seqüência pós-rifte	42
<b>3.2.2</b>	<b>Geologia Estrutural</b>	<b>43</b>
3.3	SISTEMA DE GRÁBENS GURUPI	48
<b>3.3.1</b>	<b>Estratigrafia</b>	<b>50</b>
3.3.1.1	Formação Bragança	50
3.3.1.2	Sistema Codó-Grajaú	50
3.3.1.3	Seqüência Itapecuru-Canárias	52
<b>3.3.2</b>	<b>Geologia Estrutural</b>	<b>54</b>
3.4	BACIA DE GRAJAÚ	62
<b>3.4.1</b>	<b>Estratigrafia</b>	<b>65</b>
3.4.1.1	Formação Codó	65
3.4.1.2	Grupo Itapecuru	67
3.4.1.3	Formação Ipixuna	71
<b>3.4.2</b>	<b>Geologia Estrutural</b>	<b>73</b>
3.5	BACIA DO PARÁ-MARANHÃO	77
<b>3.5.1</b>	<b>Estratigrafia</b>	<b>77</b>

3.5.1.1	Seqüência rifte	77
3.5.1.1	Seqüência pós-rifte	80
<b>3.5.2</b>	<b>Geologia Estrutural</b>	<b>80</b>
3.6	BACIA DE BARREIRINHAS	85
<b>3.6.1</b>	<b>Estratigrafia</b>	<b>85</b>
3.6.1.1	Seqüência rifte	85
3.6.1.2	Seqüência margem passiva	88
<b>3.6.2</b>	<b>Geologia Estrutural</b>	<b>89</b>
<b>4</b>	<b>MAGMATISMO MESOZÓICO</b>	<b>92</b>
4.1	PRIMEIRO EVENTO (NEOTRIÁSSICO AO MESOJURÁSSICO)	95
<b>4.1.1</b>	<b>Primeiro Pulso (Neotriássico)</b>	76
<b>4.1.2</b>	<b>Segundo Pulso (Mesojurássico)</b>	<b>114</b>
4.2	SEGUNDO EVENTO (EOCRETÁCEO)	115
<b>5</b>	<b>EVOLUÇÃO DO RIFTEAMENTO</b>	<b>118</b>
5.1	PRIMEIRO EVENTO EXTENSIONAL	119
5.2	SEGUNDO EVENTO EXTENSIONAL	121
5.3	TERCEIRO EVENTO EXTENSIONAL	129
<b>6</b>	<b>EVOLUÇÃO DA PAISAGEM</b>	<b>137</b>
6.1	TRIÁSSICO	137
6.2	JURÁSSICO	139
6.3	EOCRETÁCEO	145
<b>6.3.1</b>	<b>Pré-Barremiano</b>	<b>145</b>
<b>6.3.2</b>	<b>Barremiano</b>	<b>148</b>
<b>6.3.3</b>	<b>Aptiano</b>	<b>150</b>
<b>6.3.4</b>	<b>Albiano</b>	<b>155</b>
6.4	NEOCRETÁCEO	162
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>168</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>171</b>
	<b>ANEXOS</b>	<b>186</b>

## Lista de Figuras

Figura 1.1: Mapa de Localização da área estudada	14
Figura 2.1: Mapa geológico simplificado do Estado do Amapá	19
Figura 2.2: Mapa geológico simplificado da região do Gurupi	22
Figura 2.3: Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia	25
Figura 3.1: Mapa de localização da Bacia da Foz do Amazonas	29
Figura 3.2: Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas	31
Figura 3.3: Mapa estrutural da Bacia da Foz do Amazonas	36
Figura 3.4: Seção geológica baseada em interpretação sísmica na Bacia da Foz do Amazonas	37
Figura 3.5: Mapa de localização da Bacia de Marajó	39
Figura 3.6: Carta estratigráfica da Bacia de Marajó	41
Figura 3.7: Arcabouço estrutural da Bacia de Marajó	44
Figura 3.8: Seções geológicas baseadas em interpretações sísmicas na Bacia de Marajó	45
Figura 3.9: Mapa de localização do Sistema de Grábens Gurupi	49
Figura 3.10: Carta estratigráfica do Sistema de Grábens Gurupi	51
Figura 3.11: Arcabouço estrutural do Sistema de Grábens Gurupi	55
3.12: Perfis geológicos baseados em interpretações de linhas sísmicas na Bacia de Bragança-Viseu	57
3.13: Perfis geológicos baseados em interpretações de linhas sísmicas na Bacia de São Luís	59
3.14: Perfis geológicos baseados em interpretações de linhas sísmicas na Bacia de Ilha Nova	61
Figura 3.15: Mapa de localização da Bacia de Grajaú	63
Figura 3.16: Carta estratigráfica da Bacia de Grajaú	66
Figura 3.17: Mapa estrutural da Bacia de Grajaú	75
Figura 3.18: Perfis geológicos esquemáticos na Bacia de Grajaú	76
Figura 3.19: Mapa de localização da Bacia do Pará-Maranhão	78
Figura: 3.20: Carta estratigráfica da Bacia do Pará-Maranhão	79

Figura 3.21: Arcabouço estrutural da Bacia do Pará-Maranhão	82
Figura 3.22: Conjuntos de falhas normais da Bacia do Pará-Maranhão	83
Figura 3.23: Seção geológica esquemática na Bacia do Pará-Maranhão	84
Figura 3.24: Mapa de localização da Bacia de Barreirinhas	86
Figura 3.25: Carta estratigráfica da Bacia de Barreirinhas	87
Figura 3.26: Arcabouço estrutural da Bacia de Barreirinhas	90
Figura 3.27: Seção geológica esquemática na Bacia de Barreirinhas	91
Figura 4.1: Distribuição temporal dos registros magmáticos nas bacias sedimentares da Região Meio-Norte do Brasil	93
Figura 4.2: Mapa ilustrando a Província Magmática Atlântico Central (CAMP) no EoJurássico	96
Figura 4.3: Distribuição dos <i>hotspots</i> que influenciaram a formação do Oceano Atlântico no Mesozóico	100
Figura 4.4: Mapa geológico simplificado da parte brasileira do Escudo das Guianas	102
Figura 4.5: Diques mesozóicos no Estado de Roraima	104
Figura 4.6: Enxame de diques mesozóicos da região leste do Estado do Amapá	107
Figura 4.7: Feição morfológica dos diques mesozóicos do leste do Estado do Amapá	108
Figura 4.8: Figura ilustrando as rochas magmáticas mesozóicas no Estado do Pará	111
Figura 4.9: Figura ilustrando as rochas magmáticas mesozóicas na região da Bacia do Parnaíba	113
Figura 4.10: Perfis geológicos baseados em interpretações de seções sísmicas na Bacia do Tacutu	116
Figura 5.1: Desenvolvimento do rifteamento no Neotriássico-EoJurássico	121
Figura 5.2: Desenvolvimento do rifteamento no Eocretáceo (pré-Barremiano)	123
Figura 5.3: Desenvolvimento do rifteamento no Eocretáceo (Barremiano)	124
Figura 5.4: Desenvolvimento do rifteamento no Eocretáceo (Aptiano)	126

Figura 5.5: Desenvolvimento do rifteamento no Eocretáceo (Aptiano)	127
Figura 5.6: Desenvolvimento do rifteamento no Eocretáceo (Aptiano)	129
Figura 5.7: Desenvolvimento do rifteamento no Eocretáceo (Albiano)	131
Figura 5.8: Desenvolvimento do rifteamento no Eocretáceo (Albiano)	133
Figura 5.9: Desenvolvimento do rifteamento no Eocretáceo (Albiano)	134
Figura 5.10: Desenvolvimento do rifteamento no Neocretáceo	135
Figura 5.11: Desenvolvimento do rifteamento no Neocretáceo	136
Figura 6.1: Distribuição temporal do preenchimento das bacias sedimentares da Região Norte do Brasil e seus ambientes deposicionais.	138
Figura 6.2: Mapa paleogeográfico do Neotriássico	140
Figura 6.3: Mapa paleogeográfico do Eojurássico	141
Figura 6.4: Mapa paleogeográfico do Mesojurássico	143
Figura 6.5: Mapa paleogeográfico do Mesojurássico	144
Figura 6.6: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (pré-Barremiano)	146
Figura 6.7: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Barremiano)	149
Figura 6.8: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Aptiano)	151
Figura 6.9: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Aptiano)	152
Figura 6.10: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Albiano)	156
Figura 6.11: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Albiano)	158
Figura 6.12: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Albiano)	159
Figura 6.13: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Albiano)	161
Figura 6.14: Mapa paleogeográfico do Neocretáceo (Santoniano)	164
Figura 6.15: Mapa paleogeográfico do Neocretáceo (Campaniano)	165
Figura 6.16: Mapa paleogeográfico do limite Cretáceo-Paleogeno	167

## RESUMO

No final do Pré-Cambriano, os continentes Sulamericano, Africano, Indiano, Antártico e Australiano formavam um único e grande complexo continental chamado Gondwana. A partir do Mesozóico, este mega-contidente passou a experimentar esforços extensionais em várias partes do seu interior, ocorrendo em várias escalas processos de soerguimentos regionais com ou sem vulcanismo associado, formação de junções tríplices e de rifteamentos em vários estágios. Estes eventos decorreram, na região meio-norte do Brasil, da Reativação Wealdeniana ou Evento Sul-Atlântico que incidiram no interior e na borda da placa Sulamericana e foi acompanhado inicialmente por intenso magmatismo essencialmente básico, seguido pelo desenvolvimento de sistemas estruturais extensionais, tendo falhas normais lítricas ou planares como elementos fundamentais do arcabouço de cada bacia e envolvendo reativações de zonas de cisalhamento antigas no contexto da tectônica ressurgente. Estes processos foram materializados, a partir do Triássico, através de soerguimentos associados ao magmatismo em regiões de fraqueza do embasamento pré-cambriano e nas bacias paleozóicas instaladas. As áreas soerguidas foram intensamente erodidas e ocorreu a instalação de junções tríplices, com intenso vulcanismo intrusivo e explosivo associado. Estes eventos estão ligados à fragmentação do Pangea, formação do Oceano Atlântico Central e individualização dos supercontinentes Laurásia e Gondwana. O braço do Atlântico Central na América do Sul evoluiu para os estágios iniciais de rifteamento nas bacias da Foz do Amazonas e vulcanismo na Bacia do Parnaíba durante o Triássico e Jurássico. Este evento de rifteamento perdeu intensidade na região e migrou para o Caribe, separando a América do Norte da América do Sul. A partir do início do Cretáceo (final do Barremiano e início do Aptiano), nova fase de rifteamento surgiu na região, agora sem vínculo com o Atlântico Central. Houve a ampliação das bacias da Foz do Amazonas, formação da Bacia de Marajó e início de nova fase de soerguimento e vulcanismo seguido de rifteamento na região do Arco Ferrer-Urbano Santos, Bacia do Parnaíba, formação do Sistema de Grábens Gurupi (Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova) e Bacia do Grajaú. Neste processo, dois eventos distintos ocorreram, um de rifteamento com os estágios iniciais de formação das Bacias de Bragança-Viseu e Ilha Nova, e outro de subsidência termal, com a formação da Bacia de São Luís e Bacia de Grajaú,

separados por curto intervalo de tempo. Estas bacias sofreram rápido processo de evolução, com registro de vários ambientes sedimentares, desde o fluvial, lacustre até ingressões marinhas. No Eocretáceo, o processo de ampliação da Bacia da Foz do Amazonas continuou e avançou para SE, resultando na formação das bacias do Pará-Maranhão e Barreirinhas no início do Albiano. Este evento iniciou a formação do Oceano Atlântico Equatorial, com ingressão marinha nas bacias do Pará-Maranhão e Barreirinhas, propiciando as entradas marinhas na bacias de São Luís e Ilha Nova e na Bacia de Grajaú, através de descontinuidades na região da Baía de São Marcos no Maranhão e colapso parcial do Arco Ferrer-Urbano Santos. No final do Eocretáceo, houve diminuição da movimentação nas Bacia de Marajó, parada na movimentação do Sistema de Grábens Gurupi e ruptura total dos continentes sulamericano e africano, com formação de crosta oceânica e margem passiva nas bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas. A partir do Neocretáceo, as margens leste da América do Sul e oeste da África assumiram a sua configuração atual, sofrendo atuação da deriva e posteriormente da Neotectônica.

## ABSTRACT

South America, Africa, India, Antarctic and Australia continents formed a great and complex supercontinent called Gondwana at the end of the Precambrian. From the Mesozoic this mega-continent underwent extension and regional uplift with volcanism associated, resulting in triple junctions which evolved to rift systems. These events are related to the Wealdenian Reactivation or South-Atlantic event which took place in the interior and the boundary of the South America plate, been followed by intense basic magmatism and extensional systems formation, with listric and planar faults. Some basin architecture are controlled by ancient shear zones reactivations. From Triassic the extension gave rise to uplifts associates to the magmatism in the weakness areas of the basement, including the Paleozoic basins in the northern Brazil. This event responds to the Pangaea break-up, the formation of the Central Atlantic Ocean and the individualization of the Laurasia and Gondwana supercontinents. The arm of the Central Atlantic in the South America evolved to rift system in the Foz do Amazonas basin and volcanism in the Parnaíba Basin during the Triassic and Jurassic. This rifting event died out towards the south and propagated to the Caribbean region, resulting in North America plate formation. From the early Cretaceous (end of Barremian and beginning of the Aptian), new phase of rifting is registered in the region, without linkage to the Central Atlantic. This had been increased the Foz do Amazonas basin and Marajó basin formation and a new phase of uplifting followed by volcanism and rifting concentrated at the Ferrer-Urbano Santos Arc, Parnaíba Basin, and the formation of the Gurupi Graben System (Bragança-Viseu, São Luís and Ilha Nova basins) and Grajaú Basin. This event includes two distinct phases: early rifting resulting in the formation of the Bragança-Viseu and Ilha Nova basins; and thermal subsidence with the formation of the São Luís and Grajaú basins, separate by short time span. These basins underwent rapid evolution, with sedimentary environment records since fluvial and lacustrine until transgressions. In the Lower Cretaceous continued the evolution of the Foz do Amazonas Basin with the fragmentation propagating towards the SE, resulting in the formation of the Pará-Maranhão Basin and Barreirinhas Basin at the beginning of the Albian. This event is responsible for the Equatorial Atlantic Ocean individualization, with associated transgression in the Pará-Maranhão and Barreirinhas basins, as well in the São Luís, Ilha Nova and Grajaú Basins, controlled by NE-SW fractures and

faults in the São Marcos Bay and by partial collapse of the Ferrer-Urbano Santos Arc. During the Late Cretaceous it had reduced the extension at the Marajó Basin, stopped the fragmentation in the Gurupi Graben System and the South America and African continents were completely pulled apart, with formation of oceanic crust and passive margins in the Foz do Amazonas, Pará-Maranhão and Barreirinhas Basins. From the Upper Cretaceous, the east margin of the South America and the west margin of Africa had assumed its current configuration, with changes related to drifting and to the Neotectonic.

## 1 APRESENTAÇÃO

O termo “Gondwana” foi sugerido em 1872, por Melicott e Blandford, para denominar uma seqüência de rochas sedimentares não marinhas. O nome proveio de uma antiga tribo aborígine, que se acredita ter habitado a parte central da Índia, onde estas rochas foram encontradas.

A seção tipo desta unidade é formada por uma seqüência contínua depositada do Neocarbonífero ao Eocretáceo, caracterizada pelo fóssil de um tipo incomum de *Glossopteris*. Estudos posteriores do conteúdo fossilífero e das características sedimentares desta formação, mostraram a existência de rochas similares na América do Sul, África do Sul, Antártica, Austrália e outras áreas.

O Geólogo australiano Eduard Suess, em 1885, a partir destas observações, reuniu três destas massas continentais em um supercontinente. Trinta anos depois, o cientista alemão Alfred Wegener, em 1915, estendeu o conceito de Suess, incluindo a Austrália e a Antártica, depois que Wilson e Bowers descobriram flora *glossopteris* na Antártica, em 1913.

A partir deste período, o termo Gondwana passou a denominar o supercontinente formado no início do Mesozóico pelas atuais massas continentais da América do Sul, África, Antártica, Austrália e Índia.

Durante os primeiros quarenta anos do século passado, importantes contribuições (E. Suess na Áustria; F.B. Taylor nos E.U.A; A. Wegener na Alemanha; B. Choubert na França; A. Holmes na Grã-Bretanha; e A. du Toit na África do Sul) incrementaram e ratificaram a idéia do Gondwana como um supercontinente e a noção de deriva continental e mobilidade de continentes.

O Gondwana e seus processos de acreção no Pré-Cambriano e fragmentação no Mesozóico são relativamente bem conhecidos em todo o mundo. Vários modelos de reconstituição foram propostos no tempo, com pouca

diferença entre si. No Brasil, os processos de ruptura continental estão bem estudados e descritos na margem leste, porém os que ocorreram na margem equatorial não estão bem entendidos. Poucos trabalhos abordaram os depocentros e sua evolução tectônica e sedimentar de forma conjunta. Existem trabalhos diversos sobre as bacias da região, algumas mais e outras menos estudadas, mas nenhum aborda a integração desses dados com enfoque geotectônico. Esta tese procura preencher esta lacuna, apresentando uma síntese do conhecimento, uniformização da linguagem e uma análise conjunta da evolução das bacias sedimentares da Região Meio-Norte do Brasil para melhor entender a fragmentação do Gondwana no Mesozóico e os sistemas ambientais decorrente da atuação dos processos geológicos e geomorfológicos. Este escopo compreende três partes, a saber: (1) Caracterização sedimentar, estrutural e evolução tectono-sedimentar das bacias; (2) magmatismo e formação de junções tríplexes; (3) e evolução do rifteamento e paleogeografia.

A primeira parte aborda os aspectos deposicionais do preenchimento das bacias, como a caracterização física das unidades e sequências sedimentares, seus respectivos ambientes, conteúdo fossilífero, definição das idades e distribuição espacial; descreve a geologia estrutural das bacias da área, tectônica ativa durante a formação dos depocentros e suas respectivas ombreiras.

A segunda parte apresenta o magmatismo e sua atividade durante a fragmentação do Gondwana na área estudada, através da definição da localização geográfica dos pontos tríplexes e anomalias térmicas, e seu papel na formação dos riftes mesozóicos.

A terceira parte descreve a evolução da paisagem e paleogeografia durante o Mesozóico, através da integração de dados, para melhor compreensão e visualização do processo de abertura dos oceanos Atlântico Central e Equatorial, e fragmentação do Gondwana na área pesquisada.

## 1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

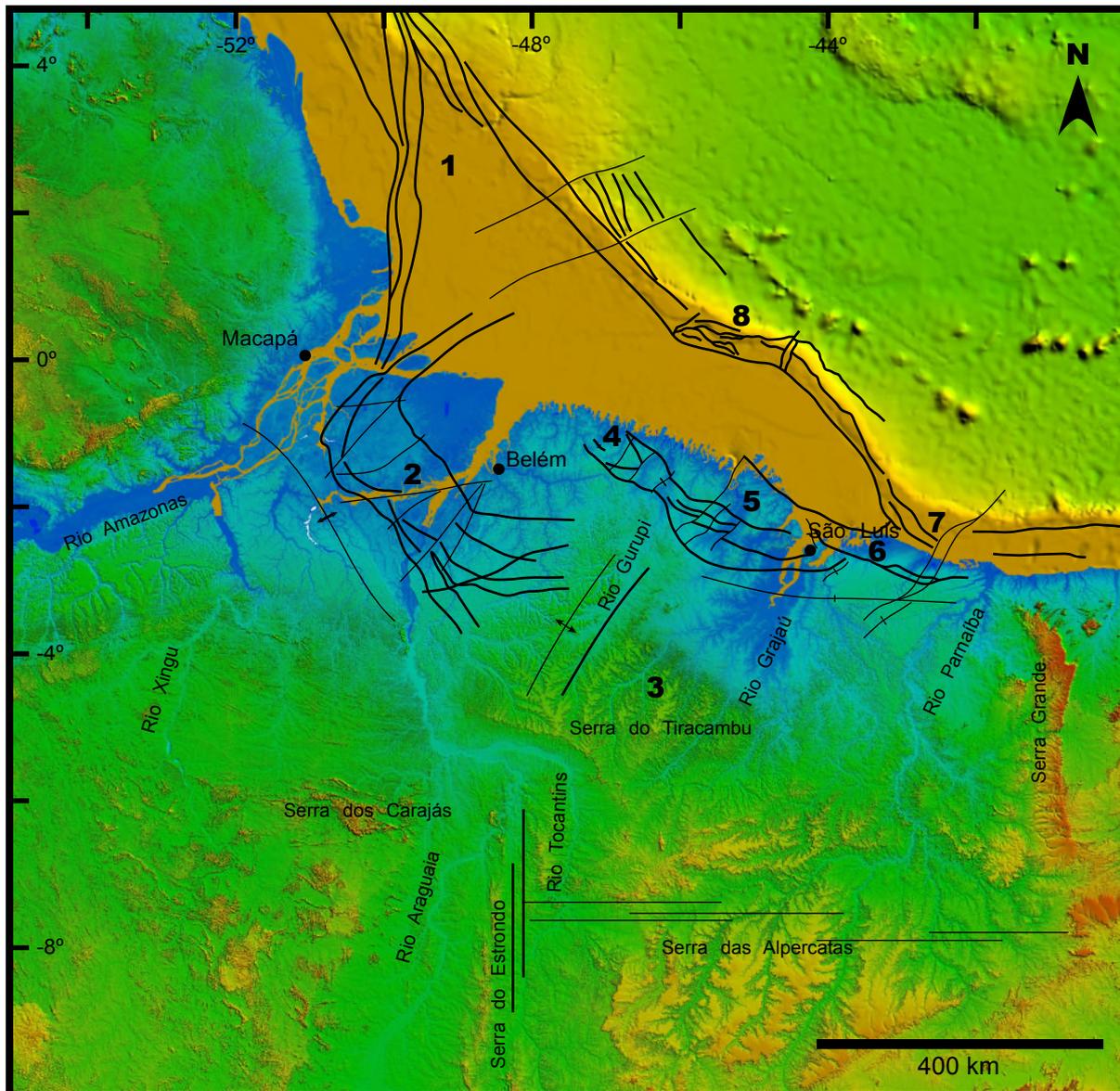
A área de estudo abrange a região do litoral dos estados do Pará, Amapá e Maranhão e inclui as bacias mesozóicas da Foz do Amazonas, Marajó, Bragança-Viseu, São Luís, Ilha Nova, Grajaú, Pará-Maranhão e Barreirinhas. Regionalmente, limita-se com o Escudo das Guianas a noroeste; com o Escudo do Brasil Central a sudoeste; e pela Margem Equatorial Atlântica a norte. Rochas do embasamento pré-cambriano expõem-se no Escudo das Guianas, Escudo do Brasil Central e em parte dos arcos Gurupi e Ferrer-Urbano-Santos, pertencentes ao Cráton São Luís e Cinturão Gurupi (Figura 1.1).

## 1.2. OBJETIVOS

O objetivo principal desta tese é caracterizar a evolução tectônica e tectono-sedimentar dos pulsos extensionais e transtensivos que incidiram na Região Meio-Norte do Brasil durante o Mesozóico, em busca da compreensão dos processos que respondem pela abertura dos oceanos Atlântico Central e Equatorial, e a fragmentação do Gondwana na região de interesse deste trabalho.

Os objetivos específicos são:

- Sintetizar o conhecimento acerca das bacias sedimentares mesozóicas da Região Meio-Norte do Brasil, para caracterizar e compreender a natureza, a idade e a distribuição espacial do preenchimento;
- Caracterizar a arquitetura e a evolução dos depocentros e as ombreiras das bacias mesozóicas;



- 1** Bacia da Foz do Amazonas
- 2** Bacia do Marajó
- 3** Bacia do Grajaú
- 4** Bacia de Bragança-Viseu
- 5** Bacia de São Luís
- 6** Bacia de Ilha Nova
- 7** Bacia de Barreirinhas
- 8** Bacia do Pará-Maranhão

**Legenda**

-  Falha normal
-  Falha transcorrente
-  Ombreira / arco



Figura 1.1: Mapa de localização da área estudada.

- Caracterizar a atividade magmática ativa no Mesozóico, como intrusão de diques e soleiras, derrames e desenvolvimento de pontos tríplexes durante o processo de fragmentação do Gondwana;

- Apresentar a evolução da paisagem da área estudada, através da integração dos dados sedimentológicos, estruturais, tectônicos e geomorfológicos.

### 1.3. MÉTODOS

O Grupo de Geologia Básica do Centro de Geociências da UFPA, ao qual se vincula esta tese, priorizou, ao longo de sua história, o desenvolvimento de investigações geológicas em escala regional, para que se pudesse delinear o arcabouço tectono-estrutural dos terrenos pré-cambrianos e fanerozóicos da Amazônia.

Este procedimento pautou-se na execução de seções geológicas contínuas ao longo dos principais rios e das estradas disponíveis, preferencialmente transversais aos trendes estruturais, e na utilização intensiva de produtos de sensores remotos e geofísicos. Paralelamente, buscou-se parcerias com as empresas que se encontravam realizando projetos geológicos na Amazônia, sobretudo a CPRM e a PETROBRÁS. Desse modo, foi possível alcançar, nos últimos anos, o entendimento tectono-estrutural de várias unidades geotectônicas da Amazônia, com destaque para as seguintes: cinturões Guiana Central, Tumucumaque, Itacaiunas, Pau D'arco, Gurupi e Araguaia; terrenos granito-*greenstone* de Dianópolis-Almas, Rio Maria e Noroeste do Maranhão; segmentos extensionais do Proterozóico; bacias do Amazonas, Parnaíba, Tacutu, Marajó, Bragança-Viseu e São Luís; e os terrenos transtensivos e transpressivos do Cenozóico. Diante dos relevantes resultados alcançados, utilizou-se o mesmo

procedimento durante a execução desta tese, que se desdobra nos seguintes métodos:

1) Integração das informações geológicas disponíveis em cartas temáticas nas escalas de 1:500.000 e 1:1.000.000 e 1:2.500.000. Todos os mapas e figuras foram integrados e tratados nos programas ArcGIS 9 e Canvas GIS X, instalados no Laboratório de Computação Aplicada (COMAP) da Universidade Federal do Pará, que ofereceu o apoio necessário para a elaboração de todas as cartas geológicas e estruturais necessárias para a execução do trabalho;

2) Interpretação de seções geológicas esquemáticas ou sísmicas interpretadas para a caracterização da natureza das estruturas através de procedimentos atuais da análise estrutural (RAMSAY e HUBER 1983, 1987; PARK 1983; McCLAY 1987; dentre outros). Dessa forma, buscou-se também a definição da geometria das estruturas, das relações estruturais entre as unidades litológicas e do sentido de movimentação através dos critérios cinemáticos;

3) Integração dos mapeamentos geológicos executados pelas diversas empresas, sobretudo pela CPRM, com ênfase nos aspectos tectono-estruturais e litoestratigráficos, bem como aqueles gerados pelas empresas de prospecção de petróleo nas bacias sedimentares que interessaram para o escopo do trabalho. Muitas dessas informações foram alcançadas através de bancos de dados disponíveis na internet.

Como base para os mapas e perfis geológicos, foram utilizadas imagens SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), disponíveis para download gratuito no sítio <http://srtm.usgs.gov>. Estas imagens foram tratadas com o programa Global Mapper 7.

A nomenclatura, idades e limites entre as eras geológicas estão baseadas na Carta Estratigráfica Internacional de 2006, editada pela Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS - International Commission on Stratigraphy) e pela União

Internacional de Ciências Geológicas (IUGS - International Union of Geological Sciences), disponível para download no sítio <http://www.stratigraphy.org/cheu.pdf> (Anexo 01).

As cores estão de acordo com a Comissão para o Mapa Geológico do Mundo (Commission de la Carte Geologique du Monde - CCGM; Commission for the Geological Map of the World - CGMW), disponível para download no sítio <http://www.stratigraphy.org/codeu.pdf> (Anexo 02).

## 2 ASPECTOS DA GEOLOGIA DO EMBASAMENTO

### 2.1 REGIÃO LESTE DO ESTADO DO AMAPÁ

A Região Leste do Estado do Amapá constitui a ombreira, intensamente erodida, da Bacia da Foz do Amazonas e a compreensão de sua constituição litológica, geologia estrutural e geotectônica é fundamental para o entendimento do desenvolvimento desta bacia. Nesta região estão expostas rochas do Arqueano até depósitos aluvionares recentes (Figura 2.1). Estes conjuntos foram divididos, por PROEMB (2004) em seis grupos, a saber:

(a) Um conjunto arqueano de rochas gnáissicas granulíticas, incluindo charnockitos, enderbitos, granoblastitos sieno a monzograníticos e álcali-sieníticos, e piriclasitos gabronoríticos (suítes Tartarugal Grande e Ananaí, Piriclasito Mutum, Enderbito Cobra, Charnockitos Coatá e Iratapuru);

(b) Um conjunto indiviso, arqueano a paleoproterozóico, de gnaisses mais ou menos migmatizados e granitóides graníticos até tonalíticos e quartzodioríticos (complexos Guianense, Tumucumaque, Jari-Guaribas, Baixo Mapari, Paru-Maratiá, Tonalito Papa-Vento, Metatonalito Cupixi), tendo corpos metamáfico/ultramáficos e metassedimentos associados (Complexo Bacuri). Datações indicam idades paleoproterozóicas (em torno de 2,1 Ga) na porção do extremo sudoeste da área; no restante tem-se idades arqueanas (2,6 a 2,8 Ga), com a particularidade de na porção leste/nordeste aparecerem também idades menores (até 2,1 Ga);

(c) Seqüências metavulcano-sedimentares paleoproterozóicas, representadas por metavulcânicas (anfíbolitos, metatufos, xistos, metabasitos, epidositos e rochas aluminosas), formações ferríferas bandadas e metassedimentos (quartzitos, micaxistos, metagrauvas, metaconglomerados e

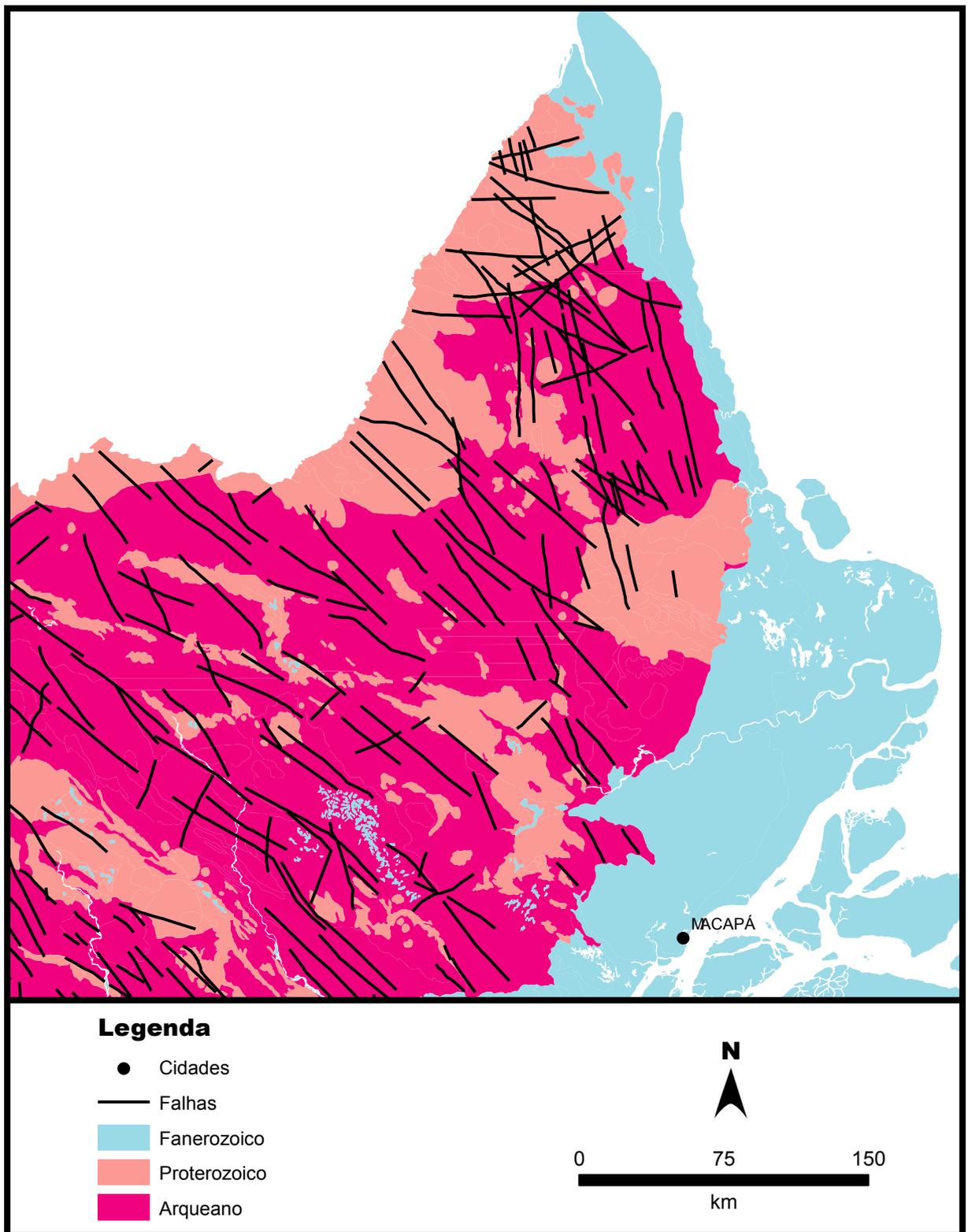


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado do Estado do Amapá (CPRM, 2002).

xistos carbonáticos), além de corpos máficos/ultramáficos (grupos Vila Nova, Tartarugalzinho e Ipitinga, seqüências Fazendinha, Serra Cuiapocu, Treze de Maio e Samaúma, e Anfibolito Anatum);

(d) Rochas vulcânicas félsicas, granitóides (Granodiorito Falsino, suítes Cigano, Mapuera, Igarapé Urucu, Carecuru, Igarapé Careta e Igarapé Castanhal) e corpos alcalinos (Sienito Boa Macaca, Alcalinas Mapari) e máficos;

(e) Seqüência sedimentar mesozóica (Formação Alter do Chão);

(f) Sedimentos paleogênicos do Grupo Barreiras, aluvionares recentes e depósitos detrítico-lateríticos.

Na estruturação da região destacam-se:

(a) Zonas de cisalhamento transcorrentes, de tipo dúctil a dúctil-rúptil, sinistrais, com direções em torno de NNW-SSE a N-S na porção oriental e NW-SE a WNW-ESE no restante da área;

(b) Zonas de cisalhamento de cavalgamento, de tipo dúctil a dúctil-rúptil, na porção sudoeste, com as mesmas direções das zonas transcorrentes presentes;

(c) Foliação (xistosidade, gnaissosidade, bandamento composicional) concordante com as zonas de cisalhamento;

(d) Padrão geral amendoado ou sigmoidal condicionado pelas ramificações e anastomoses das zonas de cisalhamento, que são curvilíneas e têm mergulhos altos para NE e para SW.

No contexto geotectônico é reconhecido um processo colisional paleoproterozóico (Evento Transamazônico), com subducção da paleoplaca Oiapoque para o rumo oeste e alçamento do Cinturão Granulítico do Jari na borda da paleoplaca Maecuru. A esse processo vinculam-se o sistema de cavalgamento da porção sudoeste da área, o cinturão transcorrente sinistral e a foliação

desenvolvidos sobre conjuntos litológicos preexistentes.

Em torno de 1,0 Ga, deslocamentos intraplaca foram acomodados por falhas transcorrentes ao longo de larga faixa WNW-ESE a NW-SE, que configura o Lineamento Jari-Falsino, sobreposto àquela zona de sutura. Parte deste lineamento aparece na porção sudoeste da área.

Não há registros neoproterozóicos e paleozóicos na área e a última fase de reativação ocorreu no Mesozóico, indicada pelo enxame de diques de diabásio, cuja faixa de incidência configura o chamado Lineamento Cassiporé, e pela implantação da bacia que acolheu a Formação Alter do Chão.

## 2.2 REGIÃO DO GURUPI

Na Região do Gurupi, entre os estados do Pará e Maranhão, distinguem-se os seguintes conjuntos litológicos (Figura 2.2):

(a) Conjunto pré-cambriano de rochas gnáissico-granitóides de composição desde tonalítica a sienítica, mais ou menos gnaissificadas e migmatizadas (ao norte: Suíte Tromaí, Tonalito Cândido Mendes, Granito Areal - ao sul: Complexo Maracaçumé, Suíte Sienítica Boca Nova, Tonalito Itamoari, Granito Maria Suprema, Granito Tracuateua, Granito Mirasselas, Granito Ney Peixoto) e metabasitos associados;

(b) Rochas de alto grau metamórfico representadas por kinzigitos (Kinzigito Marajupema);

(c) Conjunto pré-cambriano de supracrustais deformadas e metamorfizadas (baixo a médio graus metamórficos), representado por filitos, quartzitos e xistos (Grupo Aurizona ao norte e Grupo Gurupi ao sul);

(d) Seqüências sedimentares paleozóica (formações Vizeu, Igarapé de Areia e Guamá, Serra Grande, Piriá) e mesozóica (formações Itapecuru e Ipixuna);

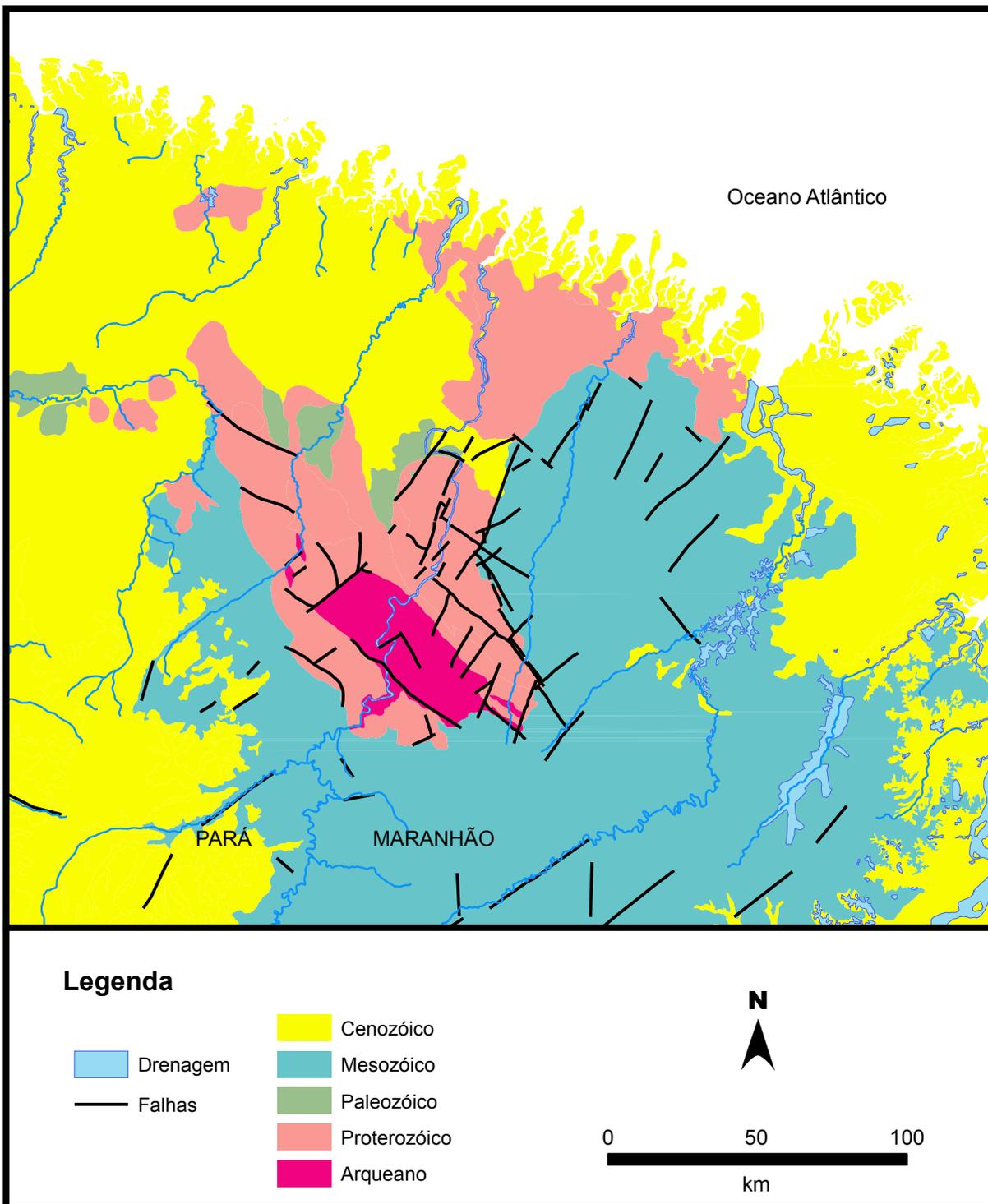


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado da região do Gurupi (CPRM, 2002).

(e) Sedimentos cenozóicos, reunindo aqueles aluvionares recentes e sub-recentes, pós-Barreiras e do Grupo Barreiras, além de depósitos detrítico-lateríticos e arenitos caulinizados.

As estruturas marcantes nos conjuntos pré-cambrianos são:

(a) Nas porções sul e oeste, zonas de cisalhamento de tipos dúctil e dúctil-rúptil, de empurrão com direção NE-SW e transcorrentes com direções NW-SE e NE-SW. Elas foram geradas num regime tectônico de cavalgamento ao qual se seguiu um transcorrente (Cinturão Transcorrente Tentugal);

(b) Padrão amendoado dos conjuntos litológicos decorrente das ramificações e anastomoses das zonas de cisalhamento, discernível em escala de seção delgada à de mapa;

(c) Foliação (xistosidade, gnaissosidade e bandamento) disposta concordantemente com as zonas de cisalhamento;

(d) Nas porções norte e leste, ocorrem discretamente zonas de cisalhamento de direção NE-SW e também NW-SE.

As rochas pré-cambrianas das porções norte e nordeste pertencem a uma entidade geotectônica constituída de rochas mais antigas, do Arqueano, de terreno granito-*greenstone* (Cráton de São Luís).

Em sua borda sudoeste desenvolveu-se um cinturão orogênico (Cinturão Orogênico Gurupi), constituído por rochas supracrustais termo-tectonizadas e rochas gnaíssico-granitóides, do Paleoproterozóico, bem como por porções mais antigas.

O processo colisional envolveu duas paleoplacas, a de São Luís ao norte e a de Belém ao sul, separadas por uma páleo-sutura (Sutura do Gurupi) no fim do Evento Transamazônico. A paleoplaca São Luís subductou para WSW, induzindo

regime tectônico inicialmente de cavalgamento para o rumo ENE e tardiamente em regime transcorrente sinistral, resultando um sistema estrutural compressivo complicado por outro transcorrente (Sistema Transcorrente Tentugal).

### 2.3 REGIÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA

Na região de Tucuruí são reconhecidos os seguintes conjuntos de rochas (Figura 2.3):

(a) Conjunto arqueano de rochas gnáissicas granulíticas ortoderivadas e kinzigitos (Complexo Bacajá);

(b) Conjunto arqueano, indiviso, de gnaisses graníticos a tonalíticos, e parcialmente migmatizado, com enclaves lentiformes de anfibolitos, xistos e quartzitos (Complexo Xingu e Gnaiss Estrela) e biotita e/ou muscovita granitos gnaissificados, estratóides (Suíte Plaquê);

(c) Seqüências metavulcano-sedimentares arqueanas (*Grupo Grão-Pará*: metavulcanitos básicos e ácidos, formação ferrífera bandada, corpos de minério de ferro, jaspilitos, arenitos, conglomerados, siltitos e argilitos com camadas manganésíferas; *Grupo Misteriosa*: quartzitos puros e micáceos e micaxistos; *Grupo Buritirama*: quartzitos, micaxistos, mármore e rochas manganésíferas; *Grupo Salobo*: xistos, formações ferríferas bandadas e quartzitos; *Grupo Tapirapé*: metabasaltos; *Grupo São Manoel*: xistos, quartzitos, anfibolitos). Seqüências de tipo *greenstone belt* acham-se desfeitas em lentes esparsas (*Grupo Sapucaia*: rochas metavulcânicas máficas/ultramáficas e metassedimentos aluminosos);

(d) Seqüência metassedimentar, representada por filitos, quartzitos, xistos, clorita xistos, metaultrabasitas (Supergrupo Baixo Araguaia/grupos Couto Magalhães e Pequizeiro);



Figura 2.3: Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia (CPRM, 2002).

- (e) Seqüência sedimentar paleozóica (Bacia do Parnaíba);
- (f) Seqüência sedimentar mesozóica (formações Ipixuna e Itapecuru);
- (g) Sedimentos recentes e depósitos detrítico-lateríticos.

Os traços estruturais principais correspondem:

(a) Na porção oeste, a zonas de cisalhamento pré-cambrianas, de natureza dúctil ou dúctil-rúptil e tipo transcorrente, com direções variando de E-W a NW-SE. Essas estruturas fazem parte do Sistema Transcorrente Cinzento, de abrangência regional, em que as ramificações e anastomoses das zonas de cisalhamento desmembram-se em corpos lentiformes (dúplexes);

(b) Na porção sudeste, as zonas de cisalhamento pré-cambrianas, de natureza dúctil ou dúctil-rúptil e tipo empurrão, com direções variando de NNW-SSE a N-S. Elas fazem parte do sistema de cavalgamento do Cinturão Orogênico Araguaia;

(c) A falhas de direções ENE-WSW a NNE-SSW e WNW-ESE a NNW-SSE, em feixes na porção oeste e esparsamente distribuídas na porção leste. Elas afetam os diversos conjuntos litológicos, podendo ser de idades diversas (mesoproterozóicas, paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas);

(d) À foliação das unidades pré-cambrianas, que se dispõe concordantemente com a geometria dos corpos litológicos e com as zonas de cisalhamento.

O contexto geotectônico pré-cambriano envolve um evento colisional de duas paleoplacas (Araguacema ao sul e Belém ao norte), com a paleo-sutura demarcando pelo lado norte a faixa de rochas granulíticas (Cinturão Granulítico Bacajá). Nesse evento formou-se um sistema imbricado de cavalgamentos dúcteis, afetando rochas preexistentes (Complexo Xingu, Grupo Sapucaia, Suíte Plaqué). O regime de cavalgamento para noroeste cedeu lugar a um regime

transcorrente sinistral, a este relacionada à formação de bacias de transtensão, preenchidas pelas seqüências metavulcano-sedimentares mais jovens, que foram invertidas em condições de fácies anfíbolito baixa e xisto-verde. O arrefecimento regional propiciou a formação de falhas de direções em torno de NW e NE, no fim do Arqueano.

Outro evento colisional é reconhecido na porção sudeste, onde se desenvolveu o Cinturão Orogênico Araguaia, via subducção para sudeste do conjunto de paleoplacas Araguacema-Belém sob a de Porangatu, esta aproximadamente de direção N-S e situada em Tocantins, com presumida extensão para o norte. Ela pode relacionar-se com o Evento Transamazônico ou Brasileiro.

Em torno de 2,0-1,8 Ga, incidiram processos de falhamento, sedimentação, vulcanismo e plutonismo, em um evento distensivo de abrangência regional, do qual se tem registro logo a sul da área do mapa.

Em tempos que se seguiram, ocorreu o desenvolvimento de bacias que acolheram as seqüências paleozóicas e mesozóicas, a escultura do relevo, implantação da rede de drenagem e formação de depósitos cenozóicos.

### 3 CARACTERIZAÇÃO DAS BACIAS SEDIMENTARES

A área de estudo abrange a região do litoral dos estados do Pará, Amapá e Maranhão e inclui as bacias mesozóicas Foz do Amazonas, Marajó, Sistema de Grábens Gurupi (bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova), Grajaú, Pará-Maranhão e Barreirinhas, as quais decorrem da Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) ou Evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS e CAMPOS, 1984). Esse evento, que incidiu no interior e na borda da placa Sulamericana, foi acompanhado inicialmente por intenso magmatismo, seguido pelo desenvolvimento de sistemas estruturais extensionais, tendo falhas normais lístricas ou planares como elementos fundamentais do arcabouço de cada bacia e envolvendo reativações de zonas de cisalhamento antigas no contexto da tectônica ressurgente (HASUI, 1990).

#### 3.1 BACIA DA FOZ DO AMAZONAS

A Bacia da Foz do Amazonas ocupa uma área de aproximadamente 268.000 km<sup>2</sup>, no extremo litoral norte do Brasil, entre os estados do Amapá e Pará, entre os paralelos 0 e 5° N e os meridianos 47 e 52° W (Figura 3.1). Sua área de sedimentação se estende da Plataforma Continental ao Cone Profundo do Amazonas (GROSSMANN, 2002).

A origem desta bacia, segundo Azevedo (1991; 1992a), está ligada aos processos de abertura do Oceano Atlântico Equatorial, a partir da fragmentação Albo-aptiana do Gondwana setentrional. Rodarte e Brandão (1988) sugerem que a evolução da bacia se iniciou no Juro-Triássico, ligada aos processos de formação do Atlântico Central.

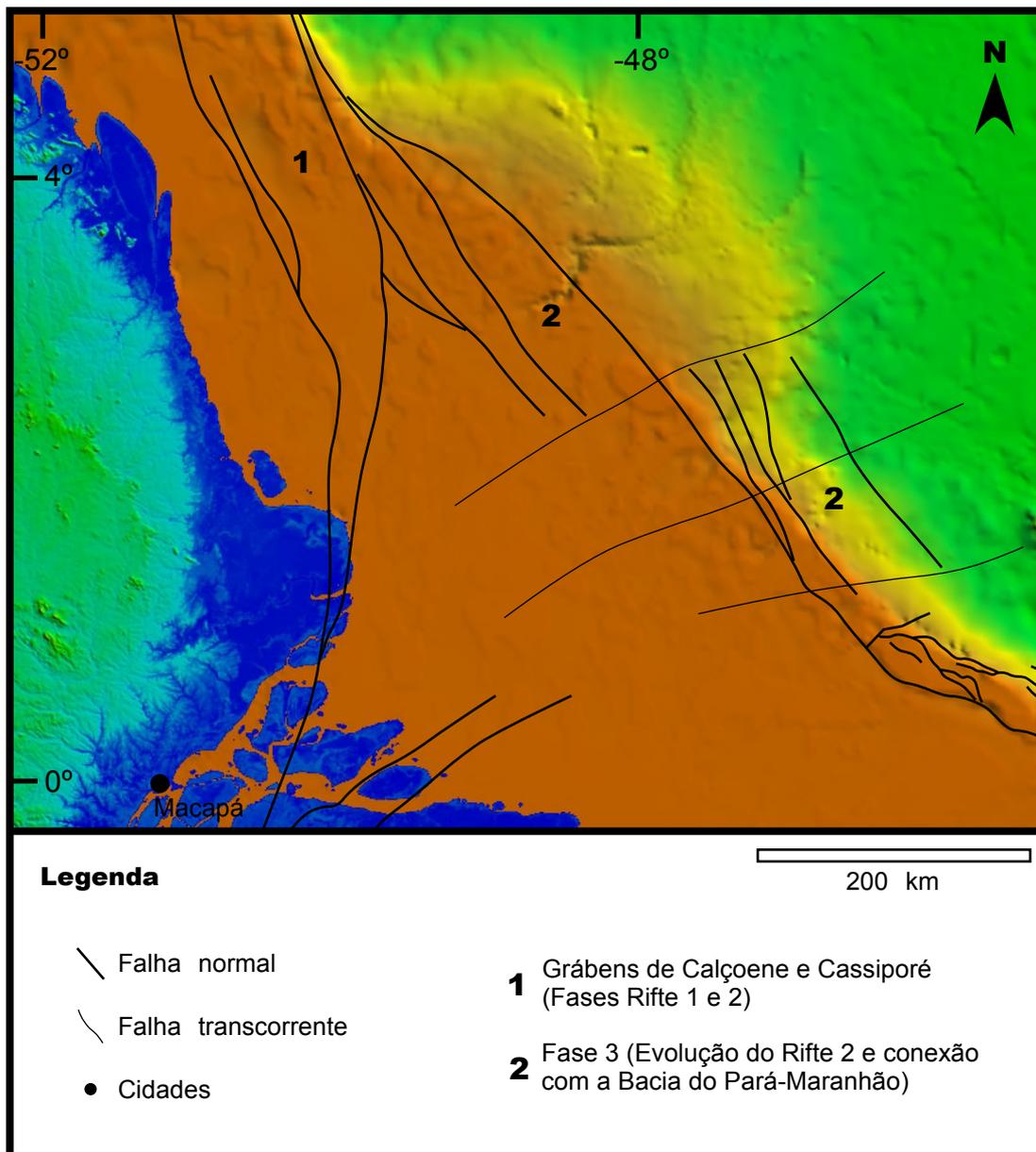


Figura 3.1: Mapa de localização da Bacia da Foz do Amazonas.

Rezende e Ferradaes (1971) afirmam que a deriva dos continentes africano e sul-americano iniciou após a ruptura do Gondwana na área da Bacia da Foz do Amazonas, no Neojurássico, e se propagou através das bacias do Amazonas e Parnaíba, tendo vários episódios magmáticos associados.

A Bacia da Foz do Amazonas é bordejada a NW por um enxame de diques básicos aflorante, que corresponde ao registro desse episódio de ruptura. Alguns poços perfurados pela Petrobrás igualmente amostraram em subsuperfície rochas ígneas toleíticas com idades radiométricas entre o Neotriássico e o Eojurássico (222 e 186 Ma) (TEIXEIRA, 1978, citado por ASMUS, 1984; BRANDÃO e FEIJÓ, 1994) que, associadas a *red beds* continentais, estão incluídas na Formação Calçoene. Um segundo e mais importante episódio de rifteamento na área teve lugar durante o Eocretáceo (Valanginiano ao Meso-Albiano), quando foram acumulados até 7.000 m de sedimentos sintectônicos e rochas ígneas associadas (125 Ma) em profundos grábens, constituindo a Formação Caciporé (MILANI et al., 2001).

### **3.1.1 Estratigrafia**

O preenchimento desta bacia é formado por duas sequências estratigráficas: rifte e margem passiva. Estas sequências são limitadas por discordâncias e podem ser correlacionadas com sequências de idade semelhantes em outras bacias costeiras do Brasil (Figura 3.2) (BRANDÃO e FEIJÓ, 1994).

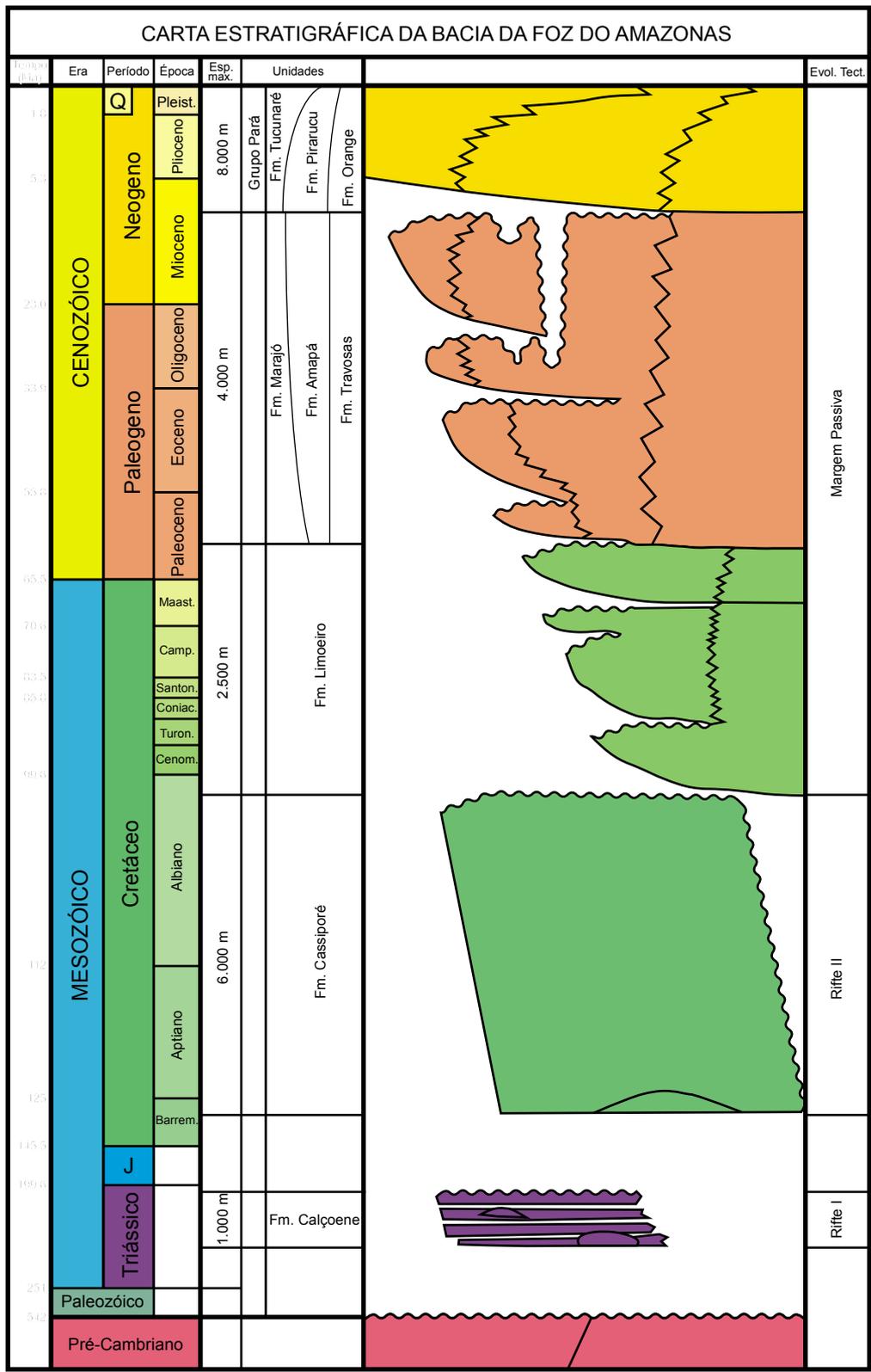


Figura 3.2: Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas (Brandão e Feijó, 1994).

### 3.1.1.1 Seqüência Rifte

A Seqüência Rifte é dividida em duas formações: Calçoene e Cassiporé.

A Formação Calçoene, do Triássico, foi depositada durante a primeira fase rifte na bacia ligada à formação do Atlântico Central e é formada por clastos e rochas ígneas. A segunda, do Eocretáceo (Barremiano ao Albiano), faz parte do preenchimento do segundo rifte ligado à formação do Atlântico Equatorial e é formada pelos clastos da Formação Caciporé.

A Formação Calçoene consiste de um pacote vulcano-sedimentar, constituído por rochas ígneas básicas toleíticas, intercaladas com arenitos limpos, finos a médios (BRANDÃO, 1990; BRANDÃO e FEIJÓ, 1994; MILANI et al., 2000). As rochas vulcânicas são basaltos de granulação fina e textura subofítica, e diques de diabásio de granulação média e textura ofítica. Interpretações de linhas sísmicas mostraram que os contatos inferior com o embasamento ou com rochas paleozóicas e superior com a Formação Cassiporé são discordantes. O ambiente dos arenitos foi condiderado continental de clima árido a desértico, com fácies flúvio-eólico-lacustre (BRANDÃO e FEIJÓ, 1994).

A idade neotriássica-eojurássica foi deduzida com base em datações K/Ar dos derrames associados, cujos resultados, analisados com indicações estratigráficas, mostram 186 a 222 Ma (BRANDÃO e FEIJÓ, 1994; ALMEIDA et al., 1996).

A Formação Cassiporé é formada por folhelhos cinza-escuros com intercalações de arenitos cinzentos, muito finos a finos, seleção moderada, e arenitos finos a médios, limpos, bem selecionados. O contato com as unidades superiores possui forte discordância angular. As rochas desta formação preenchem meio-grábens ativos durante a deposição. As fácies sedimentares caracterizam um sistema flúvio-deltáico lacustre com contribuição de turbiditos

(BRANDÃO e FEIJÓ, 1994). A idade desta formação se estende do Barremiano ao Albiano através de estudo de palinomorfos, ocorrendo basaltos de idade em torno de 125 Ma na base da unidade (BRANDÃO, 1990).

### 3.1.1.2 Seqüência Margem Passiva

A seqüência de Margem Passiva pode ser dividida em dois intervalos: Pré-Amazonas, do Cenomaniano ao Mioceno (96 a 11 Ma) e Leque do Amazonas, do Neomioceno ao Recente. O intervalo que interessa a esta tese é o Pré-Amazonas.

O intervalo Pré-Amazonas representa a deposição anterior ao estabelecimento do Rio Amazonas como um sistema de drenagem bem desenvolvido. Neste intervalo existem duas seqüências com ambientes variando de flúvio-deltáico, marinho raso a marinho profundo. A primeira seqüência é formada pela Formação Limoeiro, com sedimentos predominantemente clásticos e se estende do Albiano ao Paleoceno. Na segunda, estão dispostas lateralmente; a Formação Marajó, formada por clásticos não-marinhos e marinho raso, depositados durante o Mesomioceno; a Formação Amapá, formada por sedimentos de ambiente de plataforma carbonática rasa; e a Formação Travosas, formada por sedimentos finos distais (BRANDÃO, 1990; BRANDÃO e FEIJÓ, 1994; PASLEY et al., 2004; SCHALLER et al., 1971).

A Formação Limoeiro, definida por Schaller (1971), é constituída por uma seção basal transgressiva constituída por folhelho siltico cinza escuro e siltito cinza acastanhado e esverdeado e uma seção superior progradante formada por arenito fino, médio a grosso, cinza claro, depositados entre o Albiano e o Paleoceno (REGALI e UESUGUI, 1970), e relacionados a ambientes variando de continental (fluvial entrelaçado, flúvio-deltáico) a marinho (nerítico, batial e abissal) (BRANDÃO e FEIJÓ, 1994; MILANI et al., 2000; RODARTE e BRANDÃO, 1988). O

contato inferior é discordante da Formação Cassiporé e o superior é discordante com as formações Marajó e Amapá, e concordante com a Formação Travosas.

Acima da Formação Limoeiro, encontra-se um pacote sedimentar formado por três formações interdigitadas lateralmente, compondo um único sistema deposicional, com ambiente costeiro e marinho (nerítico, batial e abissal).

A Formação Marajó, definida por Schaller (1971) é formada por arenito médio a grosso, friável, representa o ambiente costeiro deste pacote. A Formação Amapá (Schaller 1971) caracteriza-se por uma plataforma carbonática desenvolvida entre o Paleoceno e Mioceno, como atestam datações bioestratigráficas baseadas em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinórfos, com vários tipos de rochas carbonáticas, como biocalcirrutito na parte interna da plataforma; biocalcarenito, calcissiltito e calcilutito na plataforma externa; calcilutito, marga e folhelho no talude. Esta unidade representa os ambientes nerítico e batial do pacote. A Formação Travosas não foi amostrada na Bacia da Foz do Amazonas, porém Silva e Rodarte (1989), através de dados sísmicos integrados entre as bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas, a interpretaram como um mesmo pacote. Esta formação é composta por folhelhos escuros de talude, compondo a porção batial a abissal do pacote sedimentar.

O intervalo Leque do Amazonas é resultado do desenvolvimento do Rio Amazonas após o soerquimento da Cordilheira dos Andes e é formado pelo Grupo Pará, definido por Schaller (1971) e revisto por Brandão e Feijó (1994) e consiste nas formações Tucunaré, Pirarucu e Orange.

### 3.1.2 Geologia Estrutural

A Bacia da Foz do Amazonas é resultado de três eventos estruturais com evolução distinta durante o tempo. O primeiro, do Triássico, é resultado do intenso magmatismo relacionado à formação do Atlântico Central e deu origem a um meio gráben alongado, limitado por falhas normais de direção NW-SE que abrigou as rochas vulcânicas da Formação Calçoene.

O segundo evento, do Eocretáceo, formou o sistema de grábens que abrigou os sedimentos da Formação Cassiporé. Este gráben tem a forma alongada na direção NW-SE e estende-se por mais de 200 km e sua ombreira é a região leste do Estado do Amapá, incluindo sua plataforma continental submersa.

O terceiro evento, que iniciou no Albiano, está ligado ao final da separação da América do Sul com a África e conectou a Bacia da Foz do Amazonas com a Bacia do Pará Maranhão. Neste evento, houve a ampliação do Gráben Cassiporé, seguido da formação de margem passiva e o início da formação das falhas transformantes de direção ENE-WSW, que seccionou os grábens de direção NW-SE (Figuras 3.3 e 3.4).

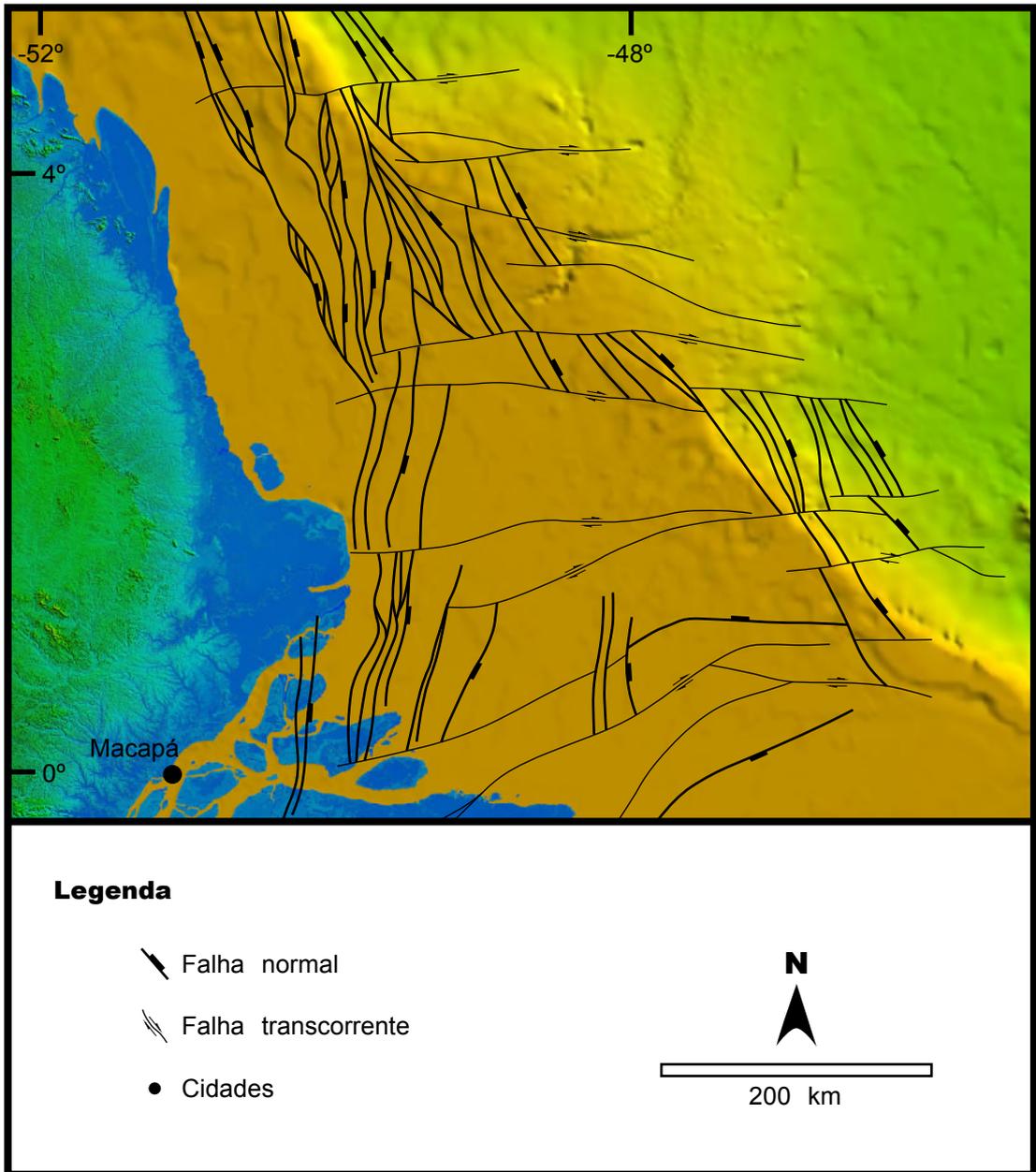


Figura 3.3: Mapa estrutural da Bacia da Foz do Amazonas.

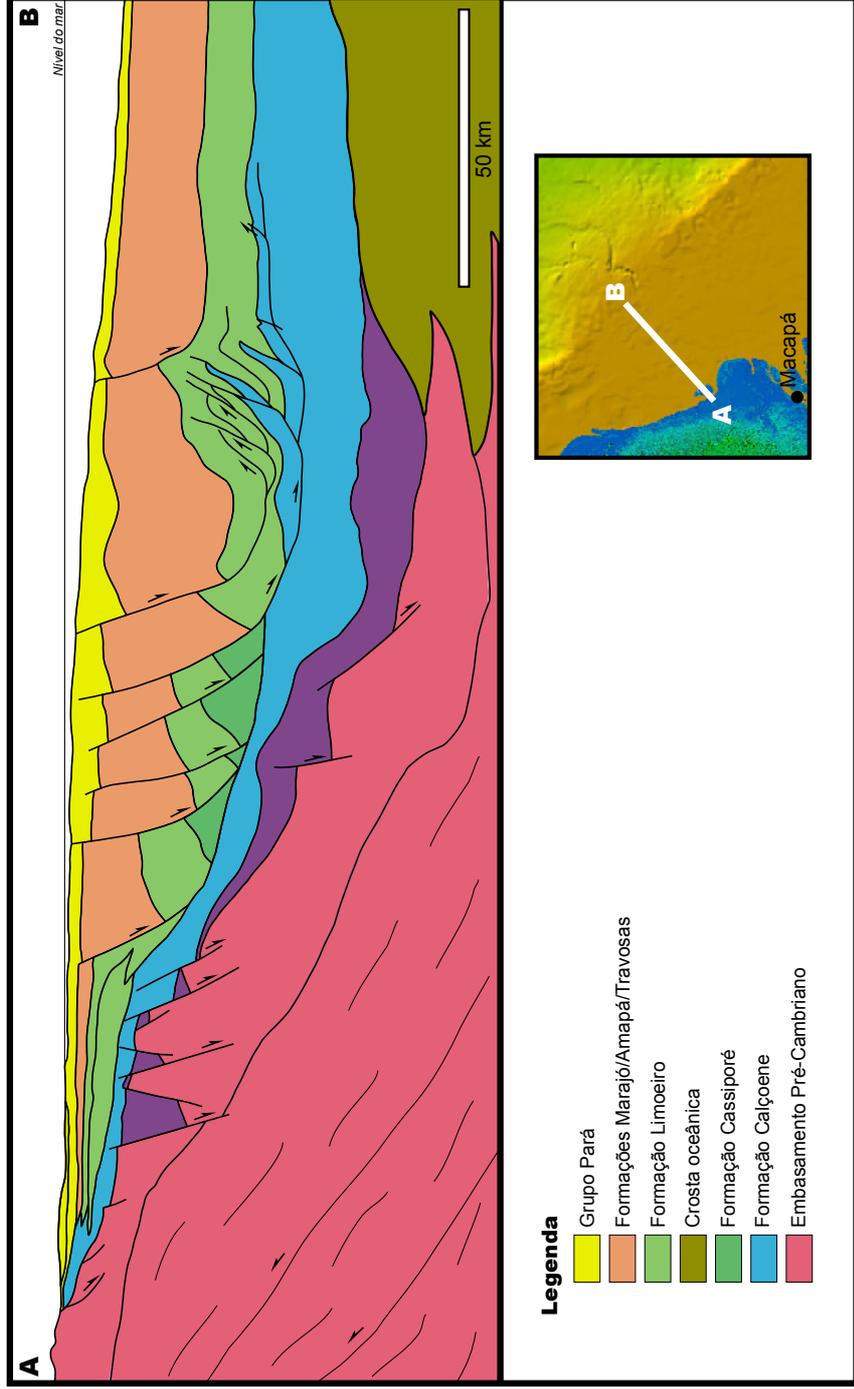


Figura 3.4: Seção geológica baseada em interpretação sísmica na Bacia da Foz do Amazonas (PROEMB, 2004)

### 3.2 BACIA DE MARAJÓ

Sob uma espessa seqüência do Neógeno, na parte norte do Estado do Pará, encontra-se a Bacia de Marajó, entre os paralelos 1° N e 3° S, e os meridianos 51° e 48° W. A bacia tem a forma alongada na direção NW-SE e é limitada a NW por falhas transformantes ligadas ao desenvolvimento mais recente do Oceano Atlântico; a oeste pelo Arco de Gurupá, que a separa da Bacia do Amazonas; a nordeste, pelo área denominada por Soares Jr. (2002) como Marajó Setentrional; a SE pelo Arco do Tocantins que a separa da Bacia do Grajaú; A bacia é formada por quatro sub-bacias denominadas Mexiana, Limoeiro, Cametá e Mocajuba, de NW para SE, e ocupa uma área de aproximadamente 50.000 km<sup>2</sup> (REZENDE e FERRADAES, 1971; SCHALLER et al., 1971; MILLER e AVENIUS, 1986; CARVAJAL et al., 1989, VILLEGAS, 1994) (Figura 3.5).

Os estudos geológicos e geofísicos desenvolvidos pela equipe técnica da Petrobrás proporcionaram a definição da natureza dos principais elementos estruturais da bacia, os quais estão relacionados com a fragmentação do Gondwana e formação do Atlântico Equatorial (LUDWIG 1964; AGUIAR et al., 1966; LANA e MILANI, 1987). A evolução tectono-sedimentar da bacia e a sua relação com as estruturas pré-cambrianas têm sido discutidas com base em aspectos fundamentais da dinâmica das placas, geometria de bacias extensionais e cinemática de rifteamento (LARA, 1992; COSTA et al., 2002).

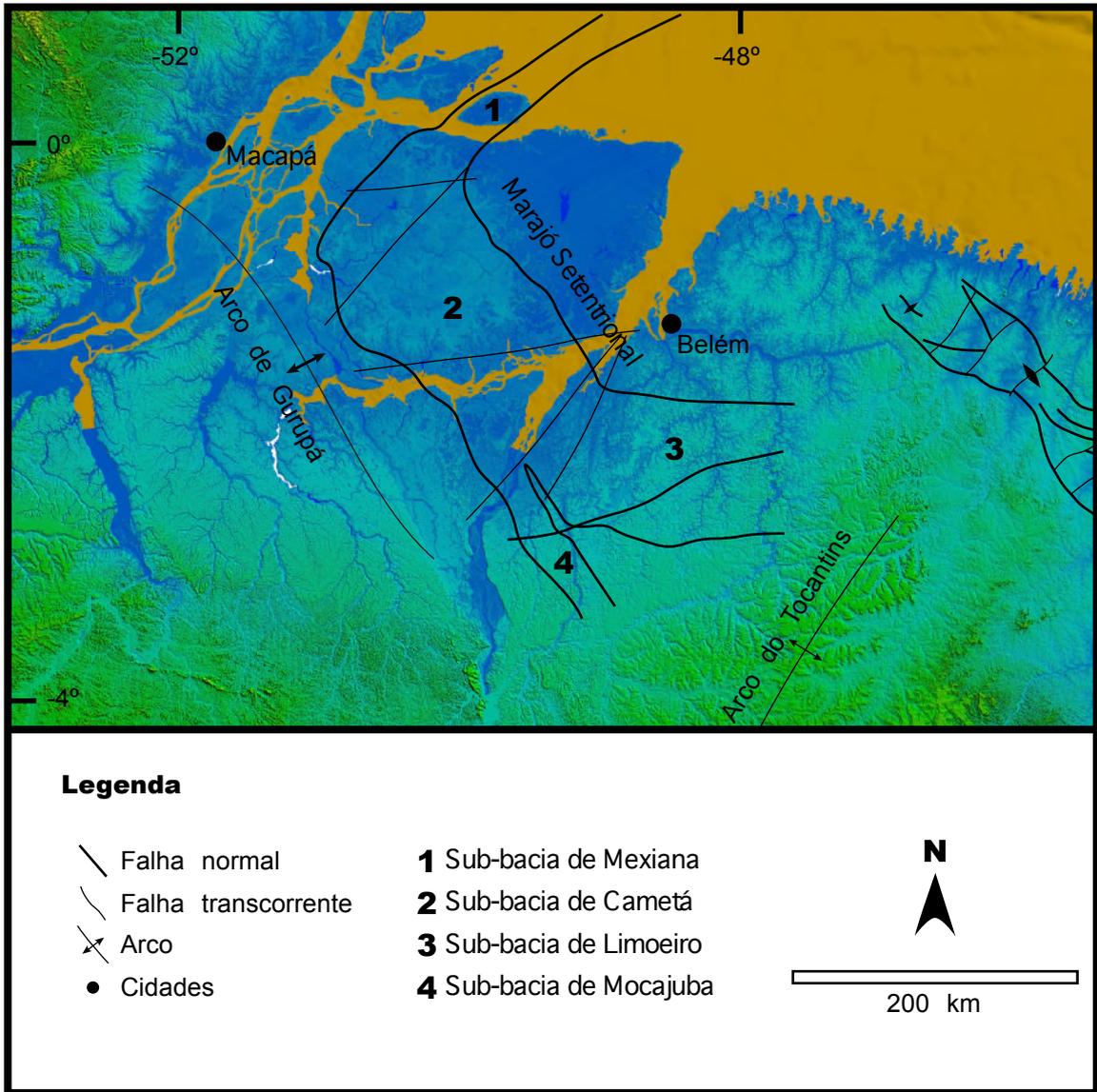


Figura 3.5: Mapa de localização da Bacia do Marajó.

### 3.2.1 Estratigrafia

O preenchimento da Bacia de Marajó compreende um pacote de rochas sedimentares depositado desde o Juro-Triássico até o Recente, atingindo espessura de até 11 km e dividido nas sequências Rife e Pós-Rife (LIMA, 1987; VILLEGAS, 1994; COSTA, et al., 2002) (Figura 3.6).

#### 3.2.1.1 Sequência Rife

A Sequência Rife é composta por dois pacotes sedimentares (MILLER e AVENIUS, 1986; CARNES et al., 1989; CARVAJAL et al., 1989; VILLEGAS, 1994). Segundo Galvão (1991), o pacote mais antigo deve estar vinculado aos pulsos extensionais iniciais de formação da bacia, cuja origem é pouco conhecida, sendo reconhecido apenas por estudos sismoestratigráficos. Carvajal et al. (1989), baseados em interpretações de linhas sísmicas, deduziram que os estratos mais antigos desse pacote passam concordantemente, na maioria das vezes, para os estratos mais novos, ocorrendo às vezes truncamentos erosivos nas laterais das fácies sísmicas. Carnes et al. (1989) sugerem que os sedimentos mais antigos sejam de idade neocomiana (pré-barremiana), porém Lima (1987) propõe idade juro-triássica. Com base em contrastes de padrões sísmicos com o pacote sobrejacente, Carvajal et al. (1989) identificaram os estratos sedimentares do intervalo sin-rife mais antigo ao longo da sub-bacia de Cametá e em ambos os flancos da sub-bacia de Mexiana.

O pacote mais novo, segundo Villegas (1994), relaciona-se ao estágio de ampliação da bacia. A seção superior do pacote mais novo, descrita em poços, compreende estratos com idades variando do Barremiano-Aptiano ao Cenomaniano, ocorre em toda a Bacia de Marajó e é caracterizada, sismicamente,



por amplitudes homogêneas e padrões consistindo em reflexões descontínuas de média a alta amplitude ou ainda em reflexões do tipo *hummocky*, de média a baixa amplitude (CARVAJAL et al., 1989). As análises paleontológicas revelaram idades do Barremiano-Aptiano para os estratos mais novos do rifte, indicando ainda que o final da sedimentação vincula-se ao Cenomaniano (95 Ma).

Segundo Galvão (1991), a seqüência rifte mais nova é formada por sedimentos clástico-arenosos proximais depositados em ambiente continental a transicional, variando de flúvio-deltáico/estuarino, com contribuições locais de marinho marginal (Formação Itapecuru), além de fanglomerados de leques aluviais junto à borda oeste falhada (Formação Jacarezinho).

Em resumo, o preenchimento da fase rifte inclui fanglomerados e arenitos de depósitos de talus e de leques aluviais (Formação Jacarezinho) depositados no lado oeste das sub-bacias de Mexiana e Limoeiro, e ao longo da sub-bacia de Cametá. Avenius (1988) relatou também a ocorrência de estratos argilo-sílticos uniformes (Formação Anajás), sobrepostos aos estratos da Formação Breves, depositados provavelmente em grandes lagos rasos restritos às sub-bacias de Mexiana e Limoeiro.

### 3.2.1.2 Seqüência Pós-Rifte

A Seqüência Pós-Rifte, segundo Schaller et al. (1971), compreende duas unidades principais. A inferior corresponde aos sedimentos da Formação Limoeiro (Neocretáceo/Paleoceno), constituída por arenitos friáveis, finos a grossos, com freqüentes níveis conglomeráticos e intercalações de argilitos, depositados em ambiente fluvial e instalados sobre a seqüência basal. A unidade superior inclui dois pacotes sedimentares, sobrepostos concordantemente à inferior (Formação Limoeiro), depositados em ambientes flúvio-deltáicos e

fluviais. O primeiro pacote refere-se à Formação Marajó, constituído por arenitos finos, argilitos e folhelhos, depositados entre o Eoceno e o Plioceno. O segundo pacote compreende os sedimentos da Formação Tucunaré, constituídos por arenitos finos a médios, depositados após o Mioceno. A deposição contínua dessa seqüência reflete processos passivos de sedimentação, ligados a uma grande estabilidade tectônica.

Segundo Galvão (1991), a sedimentação mais recente na região de Marajó (pós-Mioceno) não guarda, aparentemente, qualquer relação com os processos envolvidos na evolução do rifte sotoposto, já praticamente preenchido. Estes sedimentos correspondem a depósitos de planície costeira, representados pela Formação Barreiras e/ou pelos sedimentos indiferenciados do sistema de drenagem do Rio Amazonas, Grupo Pará (Formação Tucunaré).

### **3.2.2 Geologia Estrutural**

A disposição dos depocentros e o controle dos depocentros por falhas sugerem uma arquitetura estrutural-estratigráfica assimétrica para a bacia de Marajó (Figuras 3.7 e 3.8), com as sub-bacias sendo separadas e segmentadas por falhas transcorrentes de direções ENE-WSW e NE-SW (CARNES et al., 1989; LARA, 1992; VILLEGAS, 1994). As falhas normais mestras de direção NW-SE e as falhas transcorrentes principais de direções NE-SW e ENE-WSW limitam dois grandes compartimentos tectônicos denominados de sub-bacias de Limoeiro e Cameté. A sudoeste da sub-bacia de Cameté há um alto do embasamento que a separa da sub-bacia de Mocajuba e o limite norte da sub-bacia de Limoeiro é marcado por um feixe de falhas transcorrentes de direção NE-SW, ao longo do qual se desenvolveu a sub-bacia de Mexiana.

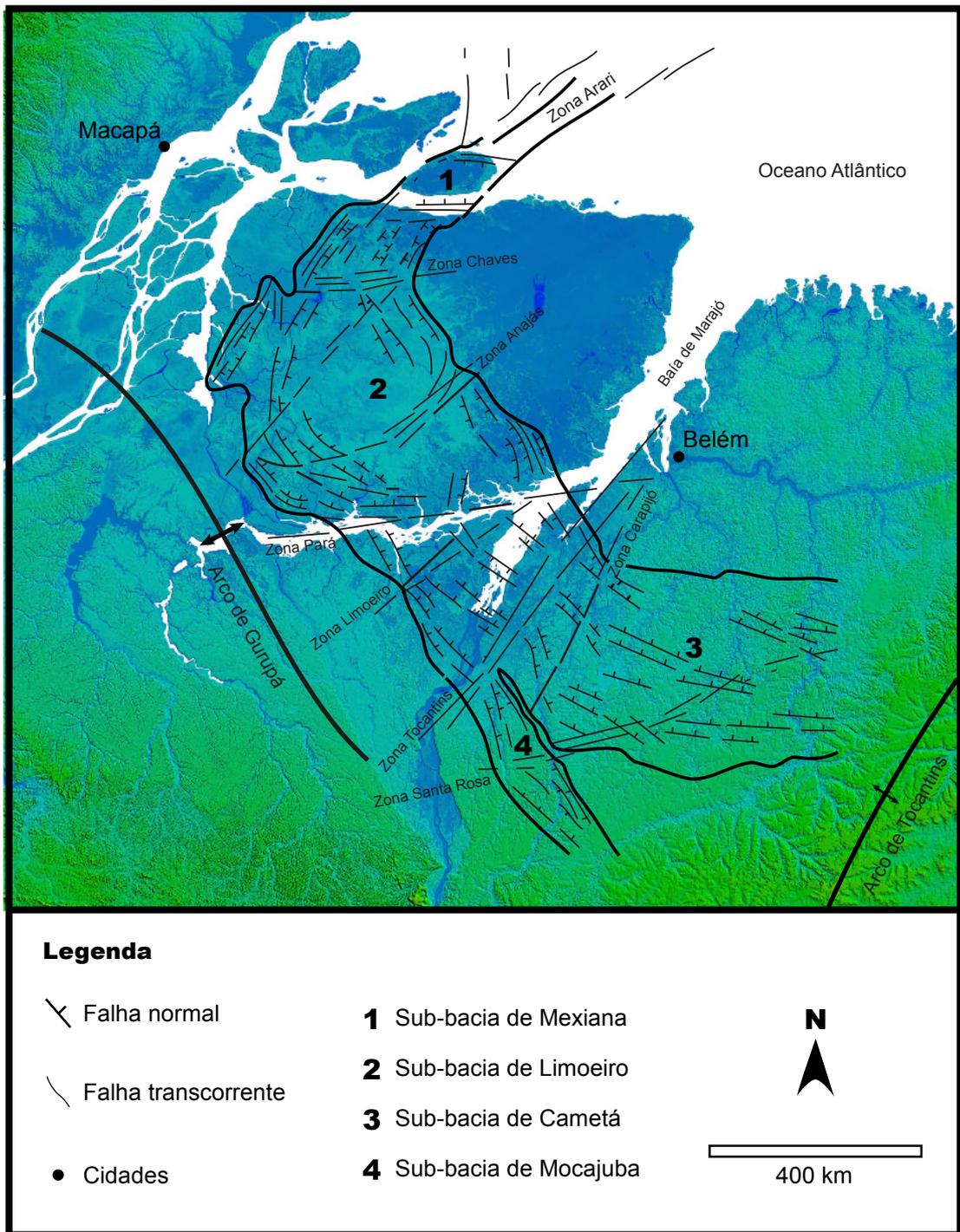


Figura 3.7: Arcabouço estrutural da Bacia de Marajó (COSTA et al. 2002).

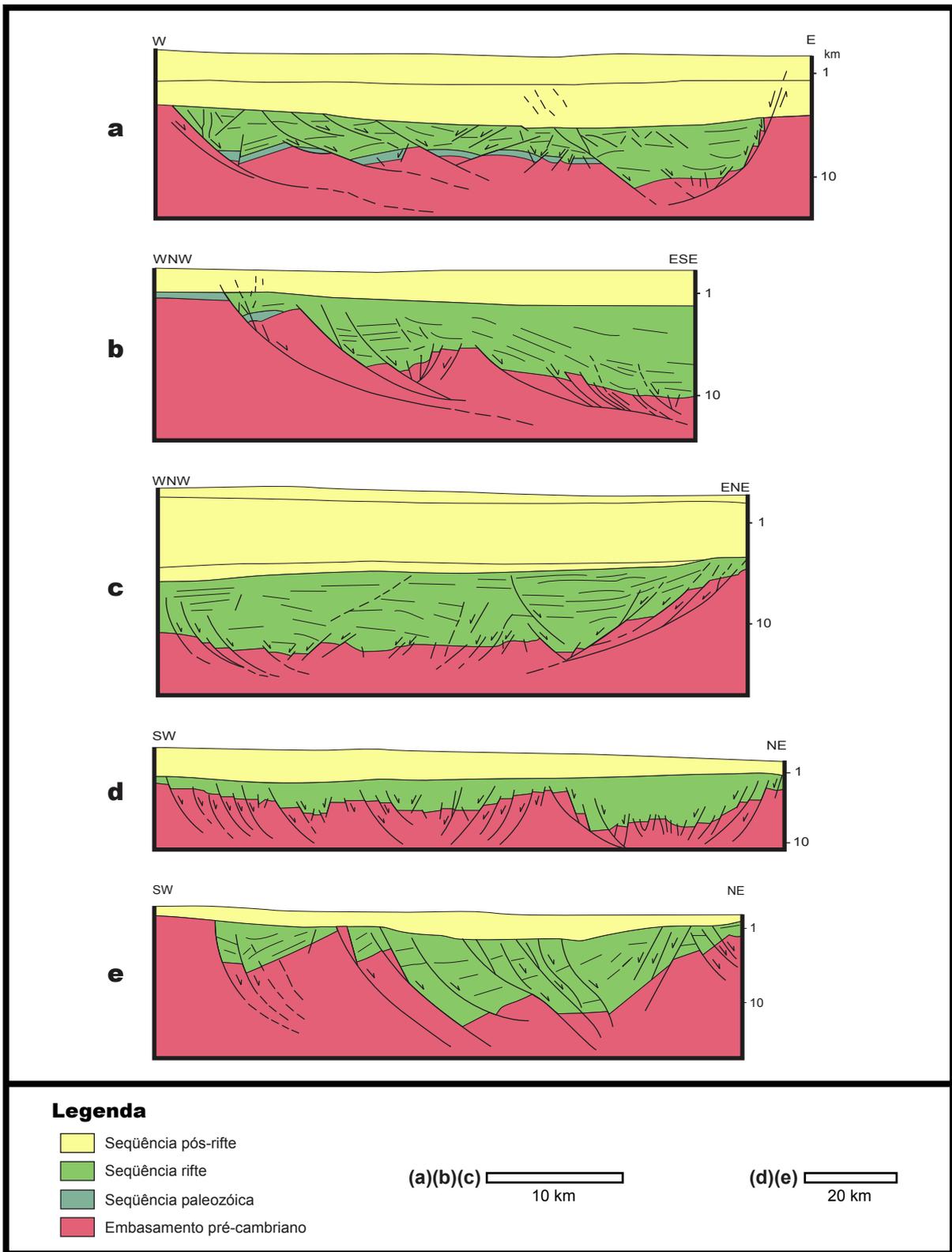


Figura 3.8: Seções geológicas baseadas em interpretações sísmicas na Bacia do Marajo (COSTA et al., 2002).

A sub-bacia de Mexiana situa-se na parte norte da Bacia de Marajó, tem a forma alongada na direção NE-SW e estende-se por mais de 150 km ao longo de um feixe de falhas transcorrentes, com largura variando de 20 a 40 km. As bordas noroeste e sudeste são definidas por falhas transcorrentes em um arranjo tipo *en-échelon*. As bordas NW e SE são limitadas pelos lineamentos Chaves e Arari, respectivamente (CARVAJAL et al., 1989; VILLEGAS, 1994). Às falhas transcorrentes principais ajustam-se falhas normais secundárias, de orientação geral E-W, definindo dois sistemas imbricados inclinados para N e para S, caracterizando uma megaestrutura em flor negativa (VILLEGAS, 1994).

A sub-bacia de Limoeiro ocupa a parte central da Bacia de Marajó, possui direção NW-SE e apresenta seus limites noroeste e sudeste, respectivamente, com as sub-bacias de Mexiana e Cametá definidos pelas zonas de falhas transcorrentes Arari e Tocantins (CARVAJAL et al., 1989); a sua ombreira acha-se a oeste, coincide com o Arco de Gurupá e é dominada por extensas falhas normais lítricas, com rejeitos de até 6 km (MILLER e AVENIUS, 1986; VILLEGAS, 1994; COSTA et al., 2002). Em direção a nordeste as falhas normais principais se curvam para noroeste e se juntam ao lineamento Arari. Falhas transcorrentes secundárias (zonas de falhas Chaves, Anajás e Pará) dividem a sub-bacia de Limoeiro em cinco compartimentos extensionais distintos.

A sub-bacia de Cametá encontra-se na parte sul da Bacia de Marajó, é alongada nas direções NW-SE e WNW-ESE, e está separada das sub-bacias de Limoeiro e Mocajuba, respectivamente, pela falha transcorrente Tocantins e por um horst isolado de orientação NNW-SSE; o seu limite sul é definido através do Arco de Tocantins. A sua geometria é fortemente assimétrica, formada por três pequenos depocentros limitados, no flanco oeste, por falhas normais lítricas e planares inclinadas para NNE e com rejeitos de 1 a 3 km. As falhas normais são

dominantemente sintéticas que se individualizaram de SW para NE em decorrência do abatimento dos tetos das falhas mestras (VILLEGAS, 1994).

A sub-bacia de Mocajuba ocupa também a parte sul da Bacia de Marajó, limita-se a norte com a sub-bacia de Limoeiro, a sul e a oeste com o Cinturão Araguaia e a leste com a sub-bacia de Cametá, e apresenta orientação geral que se ajusta às zonas de cisalhamento submeridianas do Cinturão Araguaia. Esta sub-bacia é composta por dois blocos geometricamente distintos, a saber: o bloco norte é caracterizado estruturalmente por falhas planares e lítricas inclinadas para NE e com rejeitos de até 3 km, não havendo importantes falhas antitéticas associadas ao desenvolvimento do *roll-over*; O bloco sul é caracterizado por falhas mestras planares no lado NE da sub-bacia, inclinadas para SW e com rejeitos de até 4 km, além de falhas antitéticas planares a sudoeste (VILLEGAS, 1994).

A relação entre as sub-bacias de Mocajuba e Cametá é feita através de um alto do embasamento, formado por rochas do Cinturão Araguaia, que adquire orientação NNW-SSW nessa região (VILLEGAS, 1994).

### 3.3 SISTEMA DE GRÁBENS GURUPI

O Sistema de Grábens Gurupi, definido por Azevedo (1991), se estende por mais de 500 km ao longo da Margem Atlântica Equatorial e compreende as Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova (Figura 3.9).

A Bacia de Bragança-Viseu ocupa uma área de aproximadamente 5.000 km<sup>2</sup> do nordeste do Estado do Pará e é limitada, a norte, pela Plataforma de Ilha de Santana, a sudeste pelo Arco de Gurupi, que a separa da Bacia de São Luís, a sul pelo Cráton São Luís e Zona de Cisalhamento Tentugal e a oeste pela região Marajó Setentrional (SOARES JR., 2002). Sua estratigrafia é pobremente conhecida. Apenas coberturas muito finas do Neogeno e Quaternário afloram na região da bacia e a sua estratigrafia é conhecida através de dois poços, perfurados na década de 60 e três linhas sísmicas, executadas pela Petrobrás (AZEVEDO, 1991).

A Bacia de São Luís localiza-se no extremo noroeste do Estado do Maranhão, é alongada no sentido WNW-ESE e é limitada a norte pela Plataforma de Ilha de Santana e pelo Cráton São Luís, a sul pelo Arco Ferrer-Urbano Santos que a separa da Bacia de Grajaú, a leste pelo Alto de Curupu, que a separa da Bacia de Ilha Nova, e a oeste pelo Arco Gurupi, que a separa da Bacia de Bragança-Viseu.

A Bacia de Ilha Nova constitui o elo de ligação entre as bacias de São Luís e Barreirinhas. Limita-se a norte com a plataforma de Ilha de Santana; a oeste com o Alto de Curupu, que a separa da Bacia de São Luís; a sul com o Alto de Rosário; e a leste tem continuidade na Bacia de Barreirinhas.

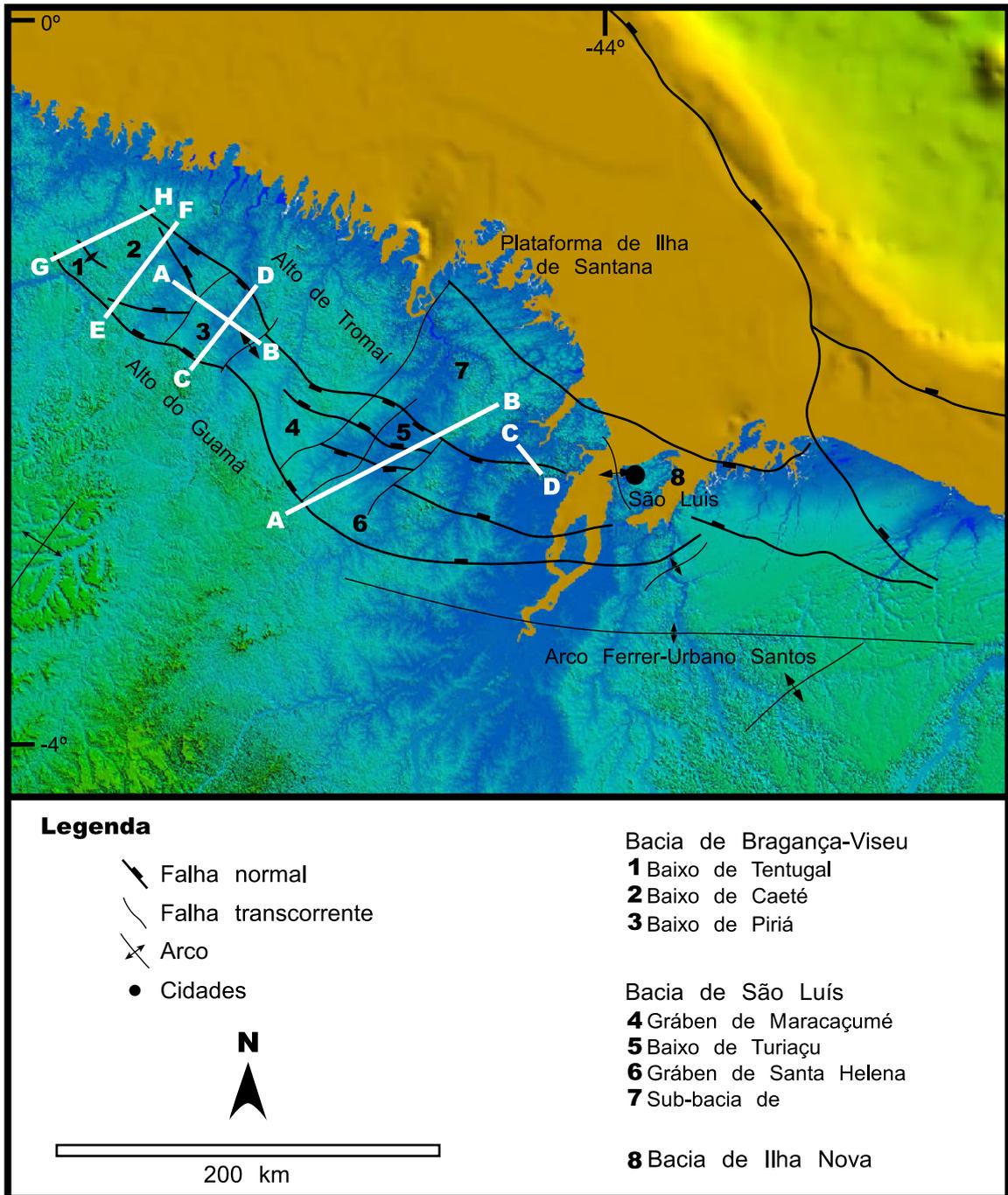


Figura 3.9: Mapa de localização do Sistema de Grábens Gurupi.

### 3.3.1 Estratigrafia

O preenchimento sedimentar das bacias do Sistema de Grábens Gurupi é constituído por unidades litoestratigráficas do Cretáceo, pertencentes às formações Bragança, Grajaú, Codó e Itapecuru, e do Neogeno representado pela Formação Pirabas e pelo Grupo Barreiras, existindo um período sem registros litológicos no intervalo Cenomaniano-Aquitânico (ARANHA et al., 1990; IGREJA, 1992) (Figura 3.10).

#### 3.3.1.1 Formação Bragança

A Formação Bragança se encontra na base da coluna estratigráfica da Bacia de Bragança-Viseu e Ilha Nova e é composta, predominantemente, de arenitos médios a grossos e, secundariamente, de conglomerados e siltitos verdes e comumente sílex. Encontra-se sobreposta discordantemente ao embasamento, e em continuidade deposicional com a seqüência Codó-Grajaú, que a sobrepõe (LIMA e ARANHA 1993). Esta formação é interpretada, por Pedrão (1992) e Lima e Aranha (1993), como um sistema de leques aluviais, depositados durante o primeiro episódio extensional que deu origem aos riftes. A Formação Bragança não ocorre na Bacia de São Luís.

#### 3.3.1.2 Sistema Codó-Grajaú

O Sistema Codó-Grajaú é formado por sedimentos clásticos grossos da Formação Grajaú e por pelitos escuros, carbonatos, anidritas, e arenitos finos da Formação Codó. Carneiro (1974) assinalou uma equivalência cronoestratigráfica por interdigitação entre os arenitos da Formação Grajaú e os folhelhos da

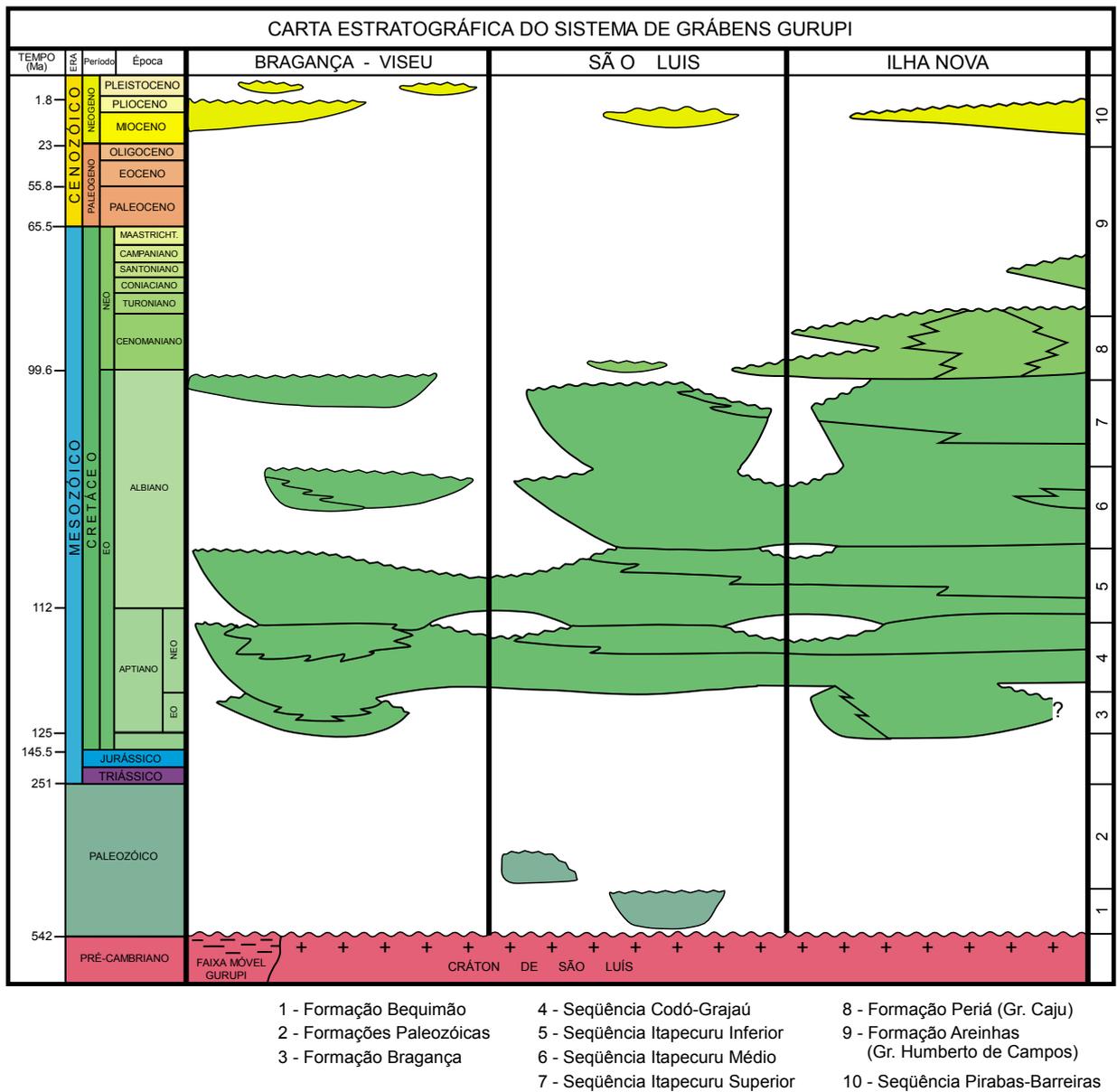


Figura 3.10: Carta estratigráfica do Sistema de Grábens Gurupi (LIMA e ARANHA, 1993).

Formação Codó. Aranha et al. (1990) reuniram essa seqüência sedimentar sob a designação de Sistema Codó-Grajaú.

A Formação Grajaú é composta por arenitos com intercalações de argilitos vermelhos. Os arenitos, de cor branca a creme, são finos a conglomeráticos, com grãos arredondados e exibem estratificações cruzadas e plano-paralelas, representando um ambiente fluvial a transicional (CARNEIRO, 1974; PEDRÃO, 1992).

A Formação Codó, segundo Mesner e Wollridge (1964), é composta por três unidades: a basal constituída por folhelhos negros e betuminosos com intercalações de níveis carbonáticos altamente fossilíferos e anidritas, indicando um ambiente lacustre com ciclos evaporíticos e breves invasões marinhas; a intermediária com arenitos brancos a esverdeados, mal selecionados e micáceos, característicos de ambiente marinho transgressivo; a superior constituída de folhelhos cinza-esverdeados, físseis, com gastrópodos marinhos, representando também ambiente marinho transgressivo.

Batista (1992) realizou análise de palinomorfos e microfósseis nas formações Codo e Grajaú e constatou que possuem conteúdo polínico diversificado. Esta autora sugere que estas formações possuem ambiente deposicional costeiro ou litorâneo de clima quente semi-árido pela presença abundante pólenes do gênero *Classopollis* e *Afropollis*. A presença de matéria orgânica amorfa e lenhosa sugere ambiente de águas calmas com influência de águas correntes. A influência de águas correntes ou fluviais é sugerida também pela presença de esporos do grupo Perotriletes. Há ainda a presença de dinoflagelados e carapaças quitinosas de foraminíferos, indicando influência marinha durante a deposição. Fragmentos de carapaças quitinosas de conchostráceos indicam ambiente transicional de água doce e salobra na base do membro Codó Inferior, seguido do aparecimento de carapaças quitinosas de

foraminíferos e cistos de dinoflagelados nas porções superiores do Codó Inferior, indicando transição de ambiente de água doce para água marinha. Esta autora indicou a presença de equinodermas na Formação Codó. Estes estão associados a ostracodes e dinoflagelados, confirmando o ambiente marinho.

### 3.3.1.3 Seqüência Itapecuru-Canárias

A Seqüência Itapecuru-Canárias é constituída por arenitos médios a finos e conglomerados intercalados com folhelhos e siltitos de cor avermelhada a cinza. Esta seqüência sofre sensíveis mudanças em suas características litológicas, de oeste para leste, resultando inclusive na mudança da denominação das unidades. A oeste é representada por arenitos, siltitos, conglomerados e folhelhos vermelhos, recebendo a denominação de Formação Itapecurú, ocorrendo nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís, e na porção leste da Bacia de Ilha Nova. Em direção a leste, passa a ser constituída por arenitos e folhelhos cinza, recebendo a denominação de Grupo Canárias, na parte leste da Bacia de Ilha Nova e Bacia de Barreirinhas (AZEVEDO, 1991; LIMA e ARANHA, 1993; LIMA et al., 1994; PEDRÃO, 1992).

Os sedimentos dessa seqüência foram depositados durante o Albiano, na fase de maior intensidade tectônica da região e representam um ambiente predominantemente fluvial, com algumas ingressões marinhas. Foi subdividida por Pedrão (1992) em três porções (inferior, médio e superior) que refletem as principais etapas de desenvolvimento da fase rifte.

O Itapecurú Inferior corresponde à sedimentação ocorrida a partir do Neoaptiano ao Eoalbiano, quando ocorre uma aceleração no processo de rifteamento. Distribui-se por todo o Sistema de Grábens Gurupi, apresentando depocentros junto à falhas ativas na época. Nas bacias de São Luís e Ilha Nova,

há o registro de palinomorfos (cistos de dinoflagelados e testas quitinosas de foraminíferos) nos sedimentos Itapecurú Inferior, que indicam influência marinha. Na Bacia de Bragança-Viseu, não há presença de palinomorfos marinhos (PEDRÃO, 1992; LIMA e ARANHA, 1993; LIMA et al., 1994).

O Itapecurú Médio corresponde à sedimentação ocorrida durante o Eoalbiano ao Mesoalbiano. Ocorre nas três bacias do Sistema de Grábens Gurupi, apresentando ambiente deposicional continental. A predominância de exemplares de palinomorfos do gênero *Perotriletes* indica ambiente fluvial (PEDRÃO, 1992).

O Itapecurú Superior corresponde à sedimentação ocorrida do Mesoalbiano ao Neoalbiano. Ocorre nas três bacias do Sistema de Grábens Gurupi, com ambiente deposicional variando de continental a oeste, passando para marinho no extremo leste da Bacia de São Luís e na Bacia de Ilha Nova (PEDRÃO, 1992). Esta porção representa o último importante ciclo sedimentar no Sistema de Grábens Gurupi (LIMA e ARANHA, 1993).

### **3.3.2 Geologia Estrutural**

Estruturalmente, o Sistema de Grábens Gurupi é caracterizado por um complexo de fossas tectônicas de direção NW-SE a E-W e é limitado a norte pela Plataforma de Ilha de Santana, a sul pelo Cinturão Tentugal, Arco Ferrer-Urbano Santos e Plataforma de Sobradinho. As bacias são separadas pelos arcos de Gurupi e Curupú (LIMA e ARANHA, 1993) (Figura 3.11). Existem poucos trabalhos publicados sobre as bacias de Bragança-Viseu e Ilha Nova, ficando seu entendimento estrutural comprometido. Os dados aqui apresentados sobre estas três bacias são corroborados por interpretações do mapa estrutural e algumas seções geológicas disponíveis.

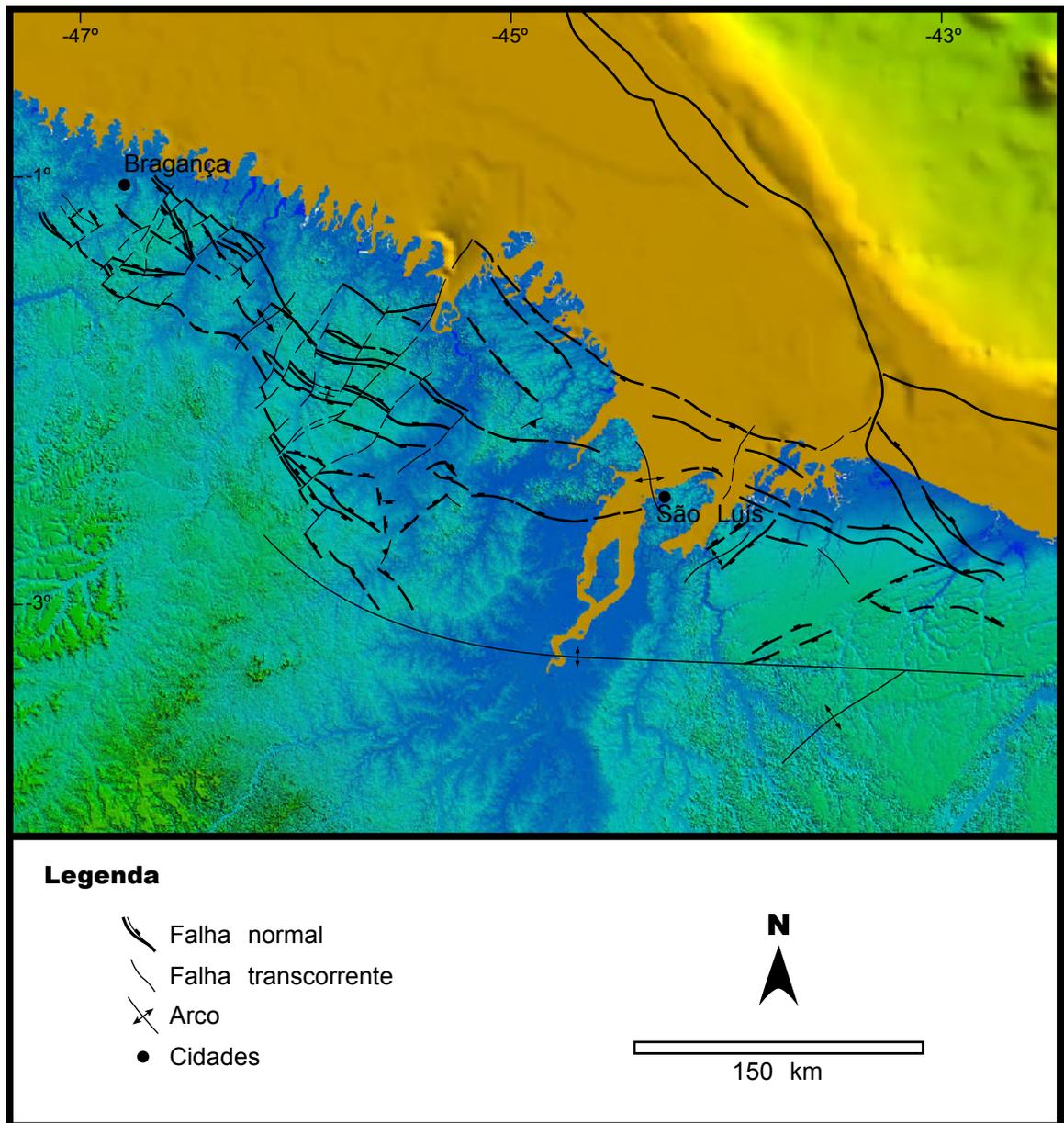


Figura 3.11: Arcabouço estrutural do Sistema de Grábens Gurupi (LIMA & ARANHA, 1993).

A Bacia de Bragança-Viseu é limitada a norte pelo Alto de Tromaí, a sul pelo Alto do Guamá, a oeste pelo Alto de Tracuateua e a leste pelo Arco de Gurupi, que a separa da Bacia de São Luís. Possui direção NW-SE e é formada por três grábens: o Baixo de Caeté, localizado próximo à borda norte, o Baixo de Piriá, próximo ao limite sul e o baixo de Tentugal situado a noroeste. Os baixos de Caeté e Piriá são separados por uma descontinuidade de direção NE-SW, interpretada como uma feição de transferência, ativa durante as fases de formação da bacia (AZEVEDO, 1991; LIMA e ARANHA, 1993). O baixo de Tentugal é separado dos demais por um alto, cuja parte aflorante corresponde aos granitóides da região do Município de Tracuateua-PA (Figura 3.12).

As falhas normais da Bacia de Bragança-Viseu possuem direção NW-SE nas bordas e direções variando de NW-SE, E-W e NNW-SSE dentro dos grábens. As falhas normais da borda sudoeste definem um sistema imbricado de falhas normais lítricas inclinadas para NE. A borda nordeste é caracterizada por falhas normais em escada, fortemente inclinadas para sudoeste. (ARANHA et al., 1992). As falhas normais internas da bacia às vezes possuem aspecto sinuoso, cortadas em sua maioria por falhas transcorrentes de direção NE-SW.

O Baixo de Piriá é formado por três depocentros principais: o primeiro a sul, o segundo na parte central e o terceiro na porção nordeste. O primeiro é separado do segundo por um alto de direção WNW-ESE e o o segundo é separado do terceiro por outro alto de direção NW-SE, oblíquo às falhas da borda norte. Os três depocentros formam um baixo fracamente assimétrico para SW. O Baixo de Caeté é fortemente assimétrico e possui apenas um depocentro, junto às falhas da borda norte. O Baixo de Tentugal é um pequeno depocentro, descrito apenas no trabalho de Lima e Aranha (1993), junto às falhas da borda sul, no extremo oeste da bacia.

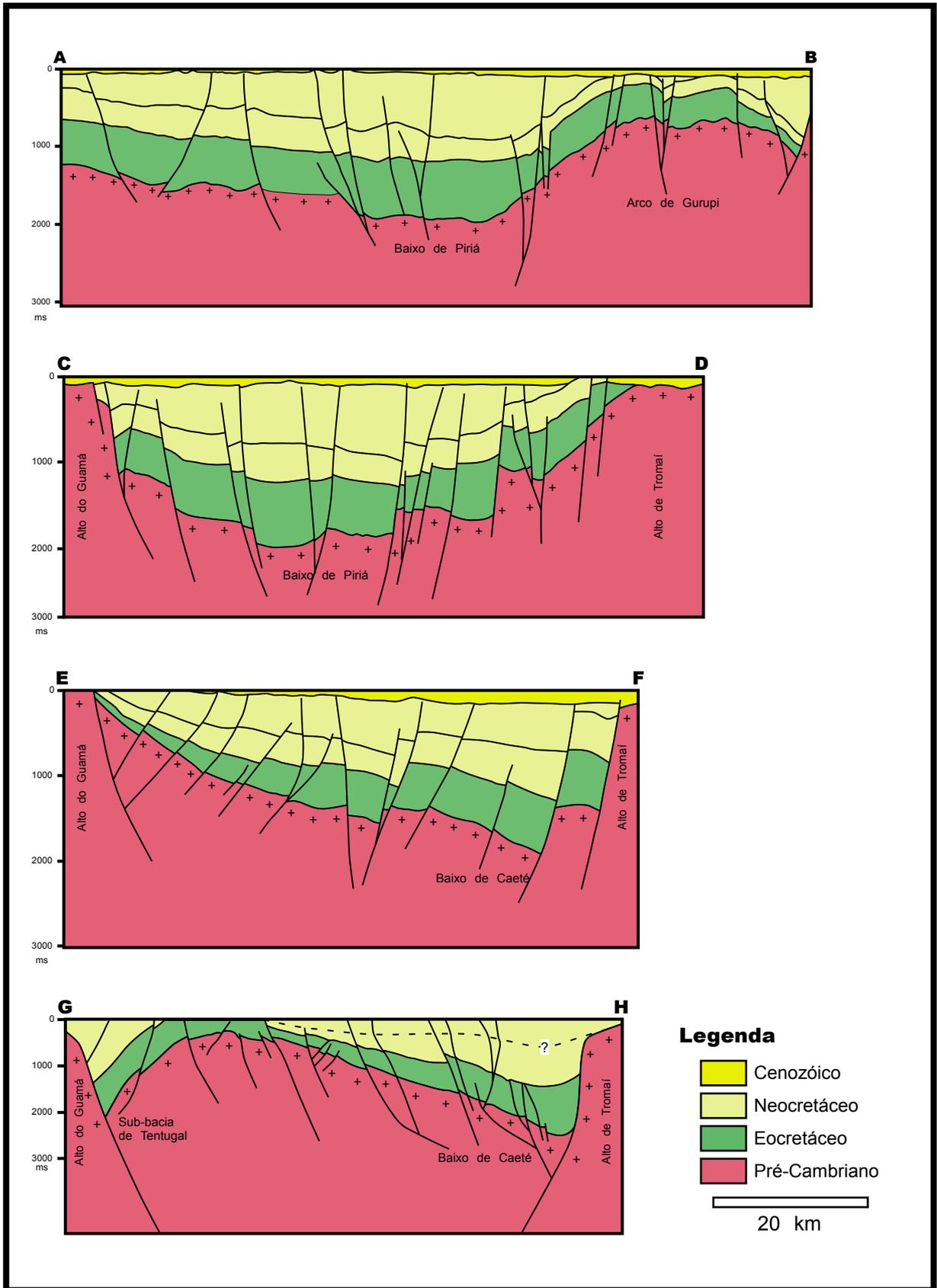


Figura 3.12: Perfis geológicos baseados em interpretações de linhas sísmicas na Bacia de Bragança-Viseu (Igreja, 1992; Lima & Aranha, 1993) (Localização na Figura 3.9).

A Bacia de São Luís é um gráben limitado por falhas normais, posicionado na porção central do Sistema de Grábens Gurupi e se estende na direção E-W. Os limites laterais são: a oeste o Arco de Gurupi, que a separa da Bacia de Bragança-Viseu; e a leste o Arco de Curupu, que a separa da Bacia de Ilha Nova (CERQUEIRA e MARQUES, 1985). Ao norte, o limite é uma zona de flexura caracterizada por blocos falhados (ASMUS e GUAZELLI, 1981), que representa a transição para a Plataforma de Ilha de Santana. O limite sul é o Arco Ferrer-Urbano Santos, que a separa da Bacia de Grajaú (Figura 3.13).

A Bacia de São Luís é constituída de altos e baixos estruturais confinados por falhas normais de direções WNW-ESE e NW-SE e falhas transcorrentes de direção NE-SW e regiões de plataforma em que Lima e Aranha (1993) individualizaram a sub-bacia de Maracaçumé, na região noroeste, a sub-bacia de Bacuri, na região nordeste e a sub-bacia de Bequimão, a sudeste. Outras feições estruturais importantes são o Alto do Rio Paraná e as falhas de Paracaí e Turiacu (BATISTA, 1992). As falhas normais podem alcançar rejeitos verticais da ordem de 2.000 m (MESNER e WOOLDRIDGE, 1964).

A borda sudoeste é formada por um sistema imbricado de falhas lítricas que mergulham para nordeste e um sistema imbricado antitético do lado nordeste, mergulhando para sudoeste. Estes sistemas são cortados perpendicularmente por falhas transcorrentes NW-SE (ARANHA et al., 1992).

A sub-bacia de Maracaçumé é composta pelos baixos de Maracaçumé e Turiacu a sul, e o de Santa Helena a norte, separados pelo Alto do Rio Paraná na região central. Essas feições encontram-se articuladas por falhas de direção NW-SE, cortadas por feições de direção N30E, que Lima e Aranha (1993) interpretaram como elementos de transferência, devido a taxas diferenciadas de estiramento durante a formação dos riftes. Há ainda estruturas de direção E-W

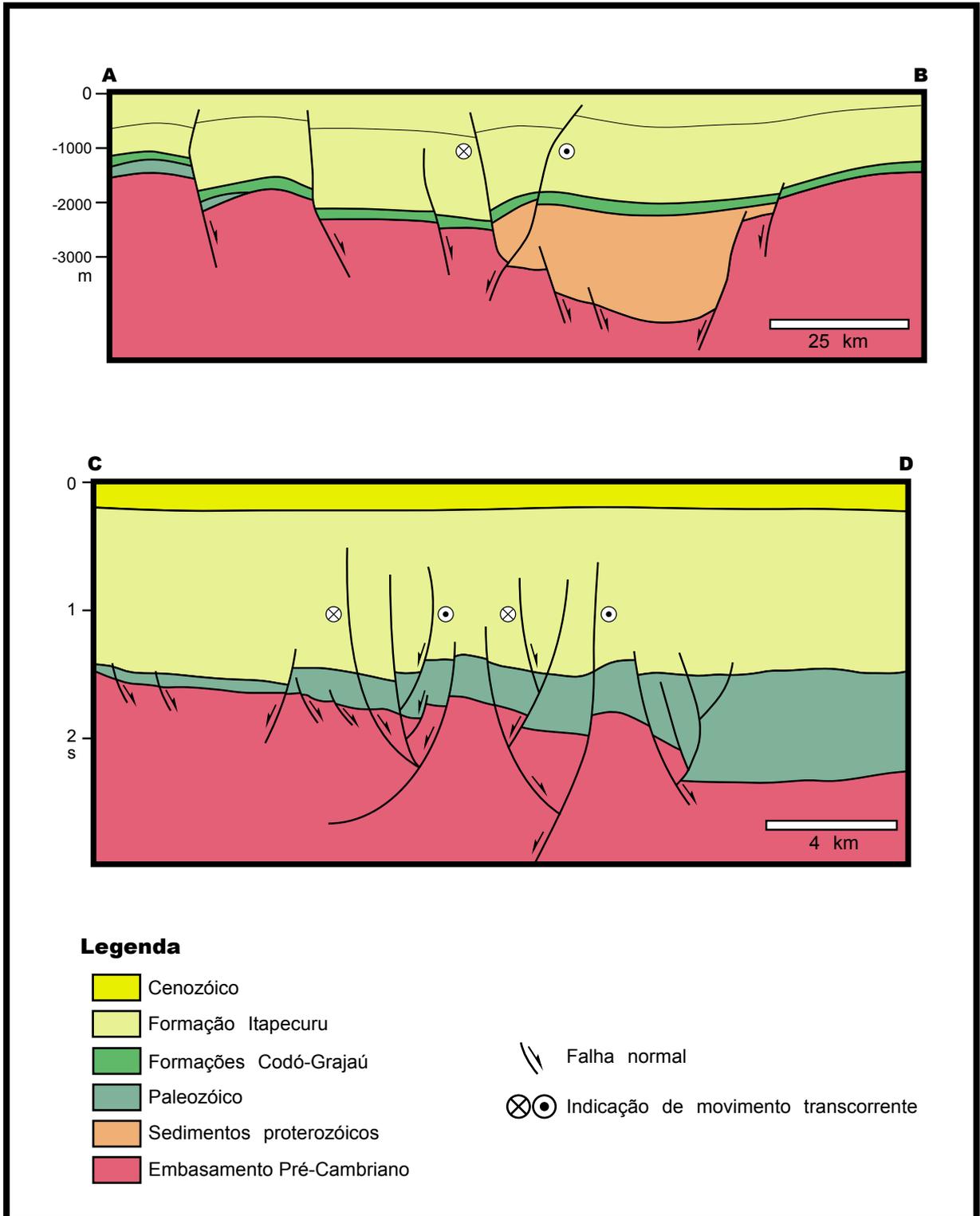


Figura 3.13: Perfis geológicos baseados em interpretação de linhas sísmicas na Bacia de São Luís (Aranha *et al.*, 1990) (Localização na Figura 3.9).

que contribuíram como modificadores transpressionais, responsáveis pelo modelamento estrutural pós-deposicional da sub-bacia.

A sub-bacia de Bacuri foi individualizada por Lima e Aranha (1993) através de uma expressiva anomalia gravimétrica entre as plataformas de Jerusalém, a sul e Plataforma de Ilha de Santana a norte e, de acordo com o mapa Bouguer, a região de borda da Plataforma de Ilha de Santana é caracterizada por falhas de rejeito vertical significativo.

A sub-bacia de Bequimão apresenta a forma de uma extensa calha de direção E-W, onde ficou aprisionada a seção mais significativa da Formação Bequimão. Para sul, esta sub-bacia constitui-se de um alto flexural, em direção à Bacia de Grajaú, sob a forma de uma plataforma rasa pouco estruturada, onde predominam falhas normais de pequeno rejeito. Uma tectônica transcorrente foi ativa no Neocretáceo e formou estruturas como flores positivas ou negativas e estruturas *en-échelon*, que indicam uma forte influência de componentes transpressivos dextrais durante a fase de evolução da sub-bacia (LIMA e ARANHA, 1993).

A Bacia de Ilha Nova divide-se em dois meio-grábens (leste e oeste) separados por uma falha de transferência, ambos com depocentro junto às falhas do borda norte. No meio-gráben oeste, as principais feições estruturais são falhas antitéticas nas bordas sul e norte. A sul desenvolve-se um *roll-over* condicionado pelo Alto de Curupú e a norte ocorrem inversões associadas a degraus da Plataforma de Ilha de Santana. No meio-gráben leste ocorrem falhas antitéticas apenas na borda norte (LIMA e ARANHA, 1993) (Figura 3.14).

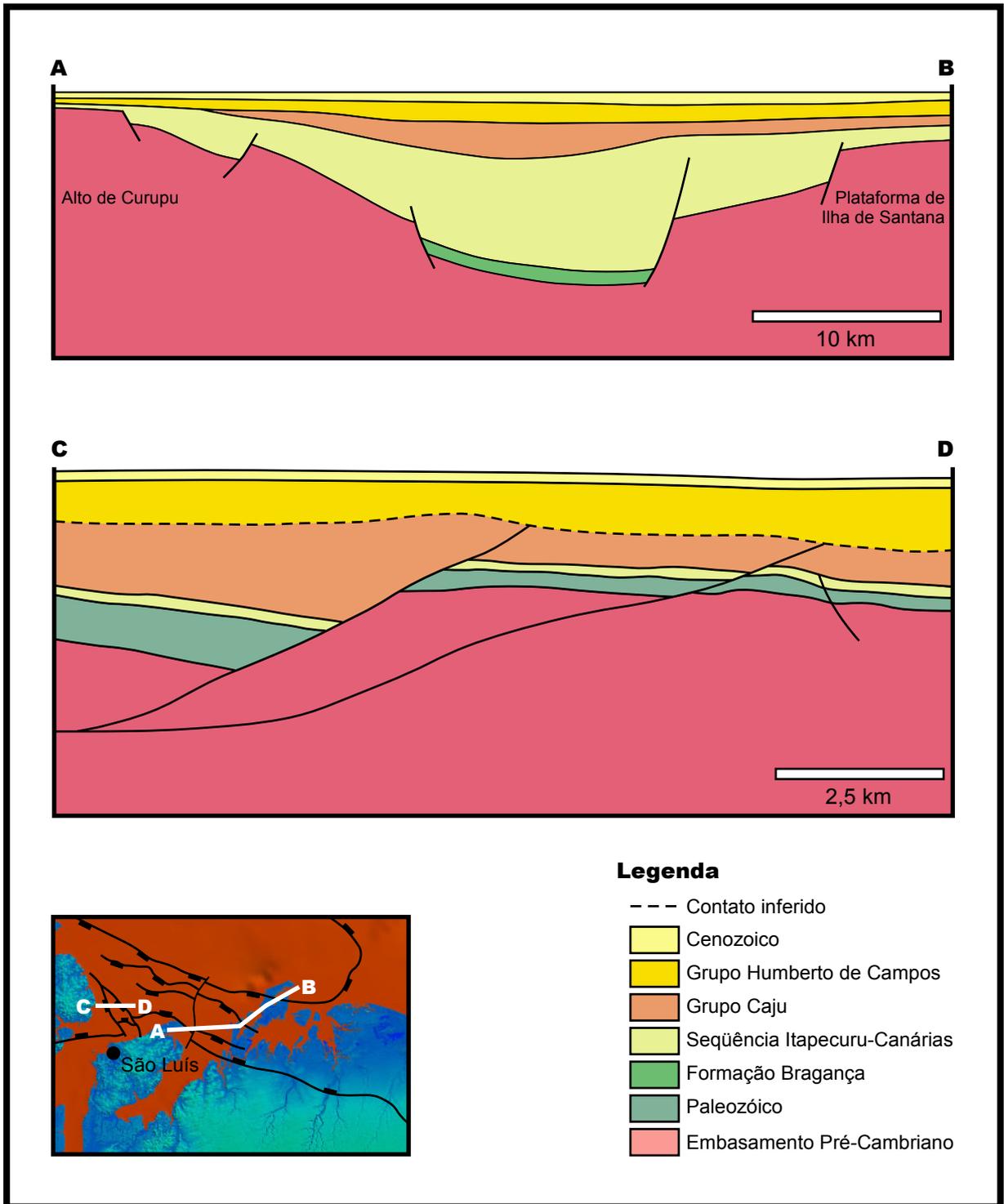


Figura 3.14: Perfis geológicos baseados em interpretação de linhas sísmicas na Bacia de Ilha Nova (ARANHA et al., 1990).

### 3.4 BACIA DE GRAJAÚ

A Bacia de Grajaú está localizada no leste do Estado do Pará e oeste do Estado do Maranhão e abrange uma área de aproximadamente 180.000 km<sup>2</sup>. Corresponde a uma estrutura extensional do Cretáceo, instalada a partir do último pulso extensional do evento de fragmentação do Gondwana, que resultou na abertura do Atlântico Equatorial, pela reativação parcial da arquitetura da Bacia do Parnaíba (Figura 3.15).

A Bacia de Grajaú recobre rochas do Paleozóico e Triássico-Jurássico da Bacia do Parnaíba e rochas pré-cambrianas dos cinturões de cisalhamento Gurupi e Araguaia e do Cráton São Luís, e regionalmente mergulha suavemente para norte (AZEVEDO, 1991; GÓES, 1995).

O termo utilizado para designar esta bacia, assim como sua evolução tectônica, são assuntos polêmicos e controversos, e foram modificados/propostos por vários autores através do tempo.

Os sedimentos cretáceos da região leste do Estado do Pará e oeste do Maranhão sempre foram relacionados como o último ciclo de sedimentação da Bacia do Parnaíba, estando vinculados à evolução tectônica desta bacia, desde tempos paleozóicos.

Os primeiros autores a mencionar que a seqüência cretácea da Bacia do Parnaíba seria uma unidade geotectônica distinta foram Rezende e Pamplona (1970), que a chamaram de Bacia Epicontinental do Maranhão, limitada a norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos. Segundo estes autores, a Bacia Epicontinental do Maranhão teria se formado no Eocretáceo, com a deposição dos sedimentos marinhos da Formação Corda, seguidos dos depósitos marinhos restritos da Formação Codó.

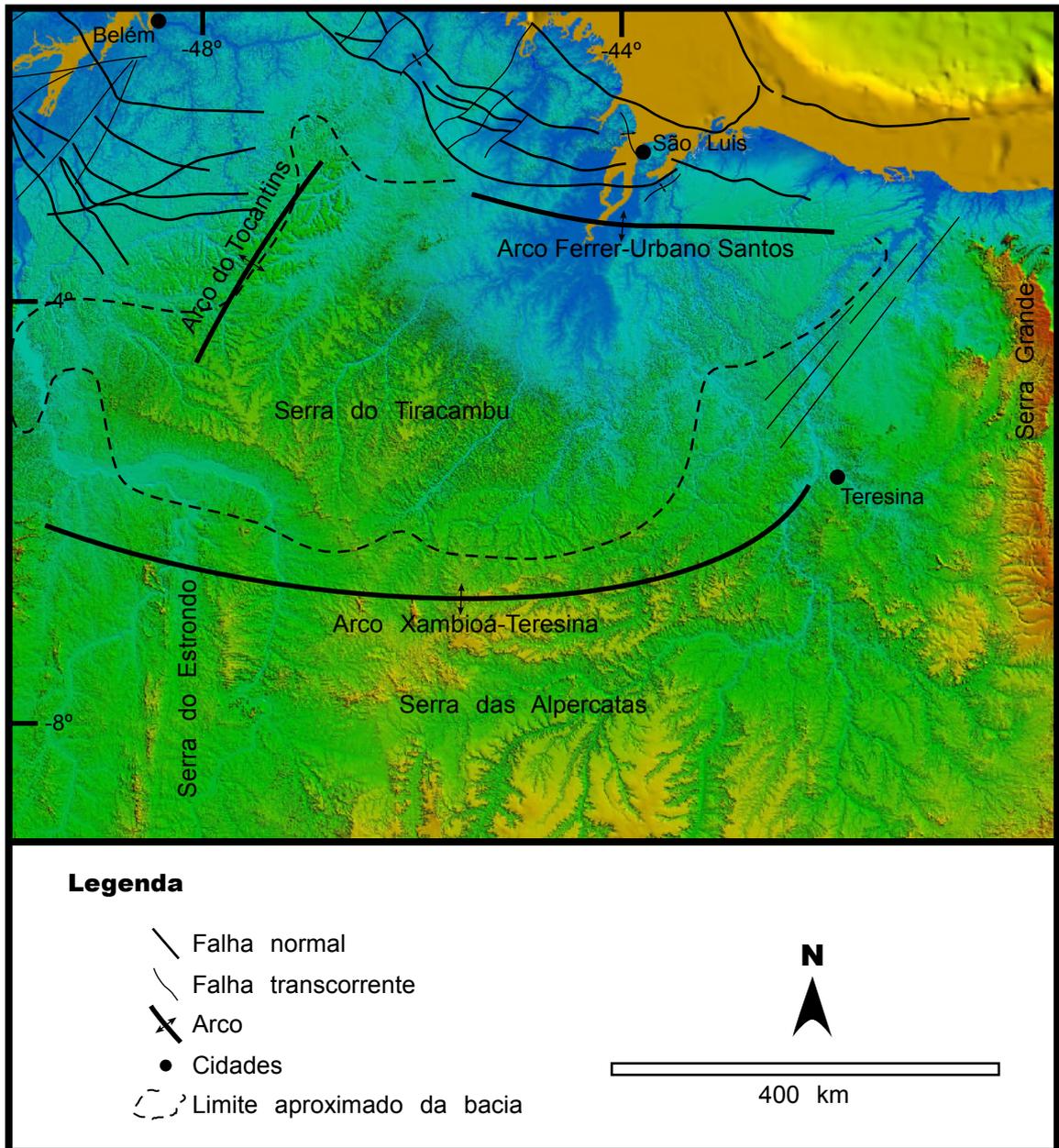


Figura 3.15: Mapa de localização da Bacia de Grajaú (Modificado de GOES e COIMBRA, 1996).

Miller e Avenius (1986) mencionaram a existência de um gráben mesozóico de direção N-S na região da Bacia do Parnaíba e nomearam de Gráben Grajaú.

Azevedo (1991) chamou a área de ocorrência da Seqüência Codó-Grajaú de Bacia de Codó, e incluía esta unidade nas bacias de Bagança-Viseu, São Luís, Ilha Nova e ainda na Bacia Epicontinental do Maranhão de Rezende e Pamplona (1970). Este autor descreveu a evolução das bacias de São Luís, Bragança-Viseu e Codó de forma conjunta, ocorrendo dois processos simultâneos de formação de bacia durante o Aptiano: um com lenta subsidência regional, sem formação expressiva de falhas na crosta superior, com aspecto de mecanismo termalmente induzido, que formou a Bacia de Codó, do tipo *sag*; e o segundo envolvendo cisalhamento simples, caracterizado por falhas de grandes rejeitos, subsidência e estiramento heterogêneo, que gerou as bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova.

Góes (1995), Góes e Coimbra (1996) e Góes et al., (1999) chamaram a seqüência cretácea da Bacia do Parnaíba de Bacia de Grajaú, de acordo com características distintivas, relacionadas a sua gênese, estilo tectônico, preenchimento e idade, limitada a sul pelo Arco Xambioá-Teresina, a leste pelo Lineamento Rio Parnaíba, a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia e a noroeste pelo Arco de Tocantins.

Borges et al. (1997) reconheceram a Bacia de Grajaú de Góes e Coimbra (1996) e a chamaram de Bacia do Capim, que corresponde a um hemigráben com a forma de um triângulo, segmentado em vários compartimentos alongados na direção NE-SW, cujo depocentro principal situa-se no lado oeste e estende-se na direção N-S, no eixo do Rio Capim e abrigou os sedimentos da Formação Ipixuna.

O estágio inicial de desenvolvimento desta bacia, segundo Rezende e Pamplona (1970) e Azevedo (1991) ocorreu a partir de lenta subsidência regional, sem formação expressiva de falhas na crosta superior, com aspecto de mecanismo termalmente induzido, formando uma bacia do tipo *sag*. Os sedimentos depositados nesta fase foram os da Seqüência Codó-Grajaú.

Rossetti et al., (2001) sugeriram, através de estudos sedimentológicos de depósitos aptianos e albianos, que a deposição ocorreu sob a influência de forte atividade sísmica. Estes autores encontraram sedimentos contínuos deformados por estruturas rúpteis e dúcteis entre depósitos não deformados.

### **3.4.1 Estratigrafia**

A estratigrafia desta bacia é dada pela seqüência cretácea da Bacia do Parnaíba, que foi destacada como unidade geotectônica distinta como descrito acima, composta pelas formações Grajaú, Codó, Itapecuru, Ipixuna, Tiracambu, Açailândia, Sá e Seqüência Holocênica, não ultrapassando 900 m de espessura (CAVALCANTE, 1996; BORGES et al., 1997; GÓES et al., 1999) (Figura 3.16).

#### **3.4.1.1 Formação Codó**

A Formação Codó que ocorre na Bacia de Grajaú possui a mesma composição da que ocorre no Sistema de Grábens Gurupi (folhelhos negros e betuminosos com intercalações de níveis carbonáticos e anidritas, arenitos brancos a esverdeados e folhelhos cinza-esverdeados), diferenciando apenas na associação de fácies, onde ocorrem ambientes relacionados à borda de lago, com sistemas deltáicos associados e estruturas sedimentares ligadas a eventos sísmicos durante a deposição.

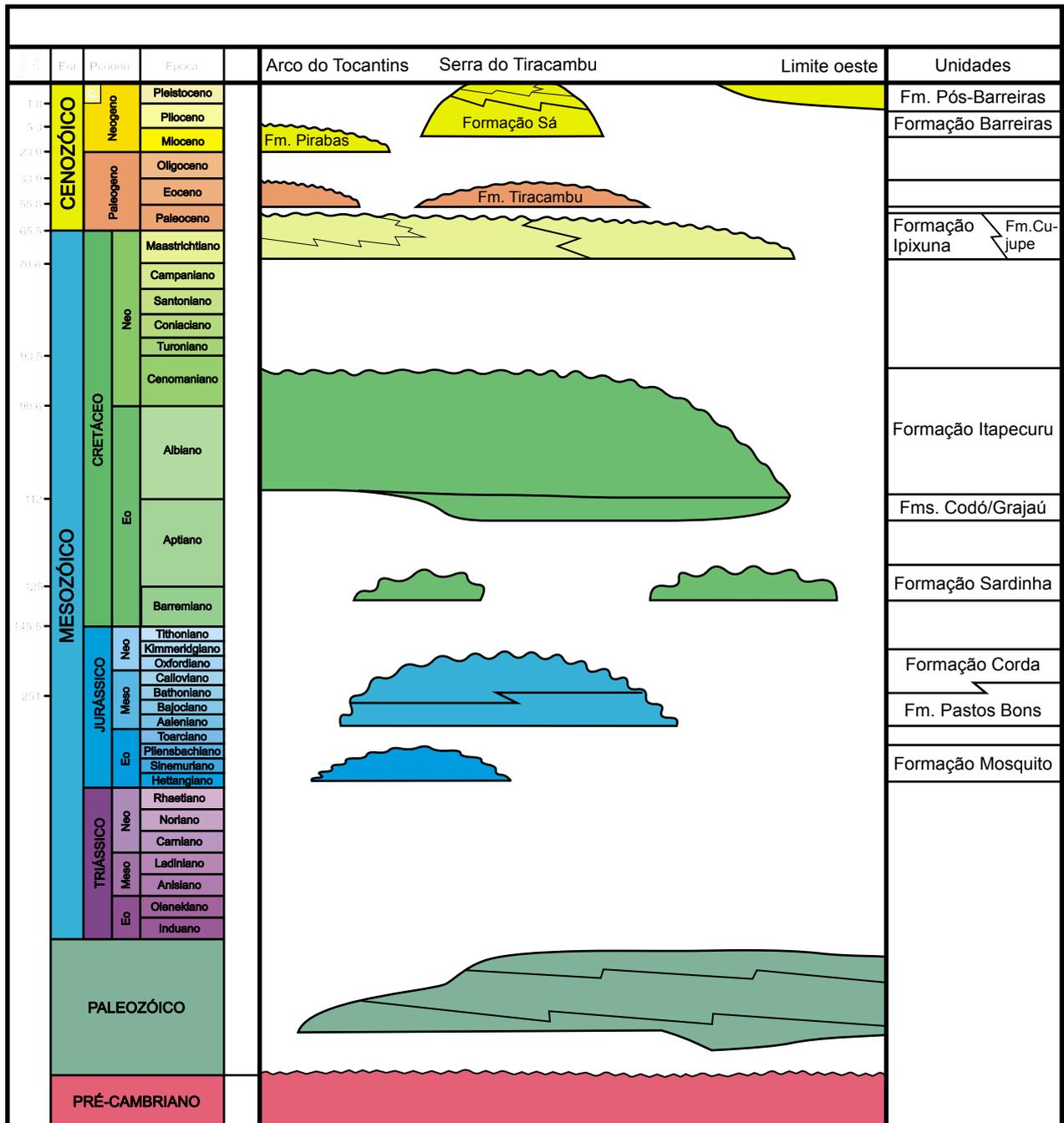


Figura 3.16: Carta estratigráfica da Bacia de Grajaú (Baseada em GÓES e FEIJÓ, 1994; CAVALCANTE, 1996).

Paz e Rossetti (1999) identificaram duas associações de fácies na Formação Codó: Lago salino central, composto por folhelhos de composição betuminosa depositados em ambiente de baixa energia e em condições redutoras, pela abundância de pirita e ostracodes indicando ambiente deposicional restrito com tendência à hipersalinidade e; Lago salino marginal, com ambiente caracterizado por fluxo com energia variável, evidenciado pela presença de lamito microbial, *grainstone* ostracoidal e *packstone-grainstone* oolítico/pisolítico.

Nesta formação, há a presença de estruturas sedimentares ligadas a eventos sísmicos, tais como estrutura de dentes molares, complexas dobras convolutas, falhas e fissuras e laminações convolutas irregulares (ROSSETTI e GÓES 1999).

A deposição da Formação Codó teve início num ambiente essencialmente oxidante e sutil influência marinha. Evoluiu para um ambiente em que aumentou a contribuição de elementos marinhos e continentais, com alternância de ciclos anóxidos-disóxidos. A passagem Aptiano-Albiano é caracterizada pela diminuição de palinórfos continentais e o máximo de anoxia durante a deposição. A deposição desta unidade é fechada, com uma fase de mar alto, e aumento da proporção de palinórfos continentais (ANTONIOLI, 2001; ANTONIOLI et al., 2002).

#### 3.4.1.2 Grupo Itapecuru

A Formação Itapecuru foi promovida a grupo por Rossetti e Truckenbrodt (1997), através de estudos de afloramento. Estes autores a dividiram em três seqüências sedimentares, que denominaram de Unidade Indiferenciada, Formação Alcântara e Formação Cujupe.

Pedrao et al. (1993) dataram a Formação Itapecuru como eo-mesoalbiana através do reconhecimento da Zona *Elateropollenites jardinei*, sugerindo uma condição climática quente e árida em função da presença de pólenes poliplicados e exemplares dos gêneros *Afropolis* e *Classopollis*.

Carvalho (1996) interpretam com base no arranjo espacial de litofácies dos afloramentos da região de Castanhede-Itapecuru Mirim, a existência de barras de desembocadura fluvial e ou depósitos de frente deltáica, construídas a partir do aporte sedimentar fluvial em um corpo aquoso, como um lago raso e relativamente calmo.

Anaisse Jr. et al. (1999) estudaram os sedimentos de idade neoalbiana e cenomaniana da região de Açailândia-MA na parte centro-oeste da Bacia de Grajaú e identificaram estruturas sedimentares geradas por corrente de maré e estruturas geradas por ondas e descreveram quatro associações de fácies, correspondentes aos ambientes deposicionais de canal fluvial, laguna, canal de maré e *shoreface/foreshore*, caracterizando um sistema estuarino lagunar. Segundo os autores, estas estruturas sugerem a influência de tempestades normais e freqüentes na pelocosta da Bacia de Grajaú. Estruturas *scour-and-fill* requerem atuação de ondas muito poderosas e os autores as associaram a atividade sísmica na Bacia de São Luís ou na Bacia de Grajaú. O quadro ambiental proposto por estes autores foi de bacia com influência marinha, com ligação com o oceano através da Bacia de São Luís, com forma de uma baía muito grande ou um mar marginal, com característica transgressiva e costa dominada por ondas.

Dias-Lima e Rossetti (1999), estudando afloramentos do Neocretáceo da porção NE da Bacia de Grajaú, na região entre o Arco Ferrer-Urbano Santos e o Lineamento Rio Parnaíba, identificaram ambiente deltáico posicionado na porção proximal de um estuário dominado por onda, com desenvolvimento de vale

incisivo de direção NE-SW. Esta definição se deu por três associações de fácies: (1) Barra de desembocadura, caracterizado por lobos de arenitos com granocrescência ascendente, estratificação cruzada e sigmoidais, superfícies de reativação com recobrimento argiloso, laminação cruzada gerada por onda e corrente unidirecional. Há ocorrência de arenitos maciços convolucionados associados a falhas de crescimento. A assembléia icnológica indica ambiente de alta energia com provável influência marinha. (2) Prodelta/Barra distal, formada por pelitos laminados e pelito/arenito com laminação heterolítica com lentes de arenitos maciço, intensamente bioturbados por *Macaronichus*, *Planolites*, *Teichichnus*, *Taenidium* e *Chondrites*, sugerindo baixa taxa de sedimentação e influxo ocasional de areias. (3) Canal distributário, composto por arenitos com base marcada por superfície erosiva, influenciados por corrente de maré.

Vicalvi e Carvalho (2002), estudando afloramentos da Formação Itapecuru da porção norte da Bacia do Grajaú, na região do Arco Ferrer-Urbano Santos, encontraram fósseis de carófitas, ostracodes, conchostráceos e fragmentos ósseos, e definiram ambiente flúvio deltáico proximal evoluindo para distal, associado a ambiente lacustre de águas rasas, limpas, calmas ou pouco movimentadas, doce ou salobra, durante o Albiano.

Rossetti e Góes (2003), estudando afloramentos de depósitos albianos da área sul da Bacia de Grajaú, próximos à cidade de Grajaú-MA, definiram seis ambientes deposicionais: barra de frente deltaica (desembocadura), barra distal/prodelta, *shoreface* superior/*foreshore*, baía interdistributária/ *crevasse*, canal fluvial e canal distributário, compondo um sistema deltaico influenciado por tempestades. Através de dados de paleocorrente demonstram mergulho deposicional principal para nordeste para este sistema deltaico, o qual progradou em uma bacia com influência marinha, como sugerido pela assembléia icnológica representada por *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Planolites*,

*Teichichnus* e *Taenidium*. Este trabalho propõe a incursão de um amplo mar epicontinental sobre a Bacia de Grajaú durante o Albiano.

Segundo Rossetti e Góes (2003), o padrão de paleocorrente sugere paleocosta com orientação geral NNW-SSE. Embora fósseis não tenham sido encontrados, a assembléia icnológica incluindo os traços *Thalassinoides*, *Diplocraterion*, *Asterossoma*, *Teichichnus*, *Planolites Ophiomorpha* e *Skolithos*, sustenta bacia receptora com influência marinha, registrando uma ampla fase de ingressão albiana que chegou a atingir regiões muito próximas do limite sul da bacia. Com base nestas informações as autoras propuseram que, durante o Albiano, a Bacia de Grajaú representasse uma ampla bacia oceânica, cujas margens eram dominadas por sistemas deltáicos. Além disto, sugeriram que a paleocosta mostrava morfologia lobada, mas que lateralmente pode ter flutuado para suavemente cuspidada ou mais retilínea, em função da baixa influência fluvial e do intenso retrabalhamento por onda de tempestade. É importante mencionar que fácies marinho-profundas, se ocorrem, não foram registradas nem na área de estudo, nem em outras áreas a nordeste. Na verdade, outros depósitos albianos registrados até o momento nas bacias de São Luís e Grajaú são sistematicamente representativos de ambientes marinho transicionais (ANAISSE et al., 2001, ROSSETTI, 1997; ROSSETTI et al., 2001). Isto leva a propor que as áreas marinhas constituíam-se em um mar raso com características epicontinentais, sendo as áreas de plataforma e mar profundo restritas às proximidades do extremo norte da bacia.

Miranda (2005) estudou a faciologia, petrografia e paleontologia do Grupo Itapecuru no extremo leste da bacia (próximo ao do dias-lima). A faciologia mostrou ambientes deposicionais atribuídos a planície deltáica, frente deltáica, frente deltáica com retrabalhamento por ondas, barra distal e prodelta/plataforma restrita/planície de lama, formando um complexo deltáico conectado a uma

plataforma restrita dominada por onda, sujeita a retrabalhamentos por ondas de tempestade, com progressivo afogamento do sistema deltáico. As paleocorrentes indicam direção de fluxo aproximadamente E-W, com sentido de WNW para ESE e SE. A petrografia de carbonatos apontou para ambiente de baixa energia (onde localmente ocorre subambientes mais rasos e de maior energia), águas rasas, salinidade normal ou pouco elevada e de circulação moderada a restrita, próximo à costa, pela presença de terrígenos. A Paleontologia tratou da malacofauna e palinologia. A malacofauna, representada por espécies de bivalves e gastrópodes marinhos cosmopolitas e com ampla tolerância ambiental, apontou para condições ambientais restritas e estressadas, com mortandade em massa e posição em vida, provocada, talvez, pela retirada de água salina e retorno de condições restritas anóxicas. A palinologia permitiu definir a idade de deposição entre o Eo/Mesoalbio ao Cenomaniano.

#### 3.4.1.3 Formação Ipixuna

Francisco et al. (1971) denominam de Formação Ipixuna os sedimentos que afloram do sul de São Miguel do Guamá - PA até o norte de Imperatriz - MA. Segundo esses autores, as melhores exposições ocorrem nos arredores de Ipixuna - PA, estando esta unidade sotoposta discordantemente aos sedimentos do Grupo Barreiras e sobreposta aos sedimentos da Formação Itapecuru.

Jupiassu (1970), Francisco et al. (1971) e Borges et al. (1997) consideraram a deposição desta formação entre o Neocretáceo e Paleogeno, com base em tronco silicificado de angiospermas da família *Humiriaceae* e nas relações estratigráficas discordantes das formações Pirabas e Barreiras.

Cavalcante (1996) identificou dois conjuntos de fácies sedimentares na Formação Ipixuna na região da Serra do Tiracambu e as denominou A e B.

A associação “A” representa depósitos gerados a partir de correntes trativas de energia moderada a alta, com fluxo unidirecional. Essa associação corresponde possivelmente a depósitos de canal fluvial com formas de leito rugoso, depósitos de dunas subaquosas e de barras, indicando pequenas progradações fluviais sobrepondo uma frente deltáica. Nesta associação há presença de traços fósseis, sugerindo influência costeira. As paleocorrentes têm sentido E e NE e subordinadamente ESE.

A Associação “B” representa depósitos gerados, em parte, por correntes trativas de baixa energia, com eventual atuação de fluxo oscilatório, alternando com períodos onde dominam processos de decantação dos finos, num ambiente transicional tipo planície de maré. A estratificação cruzada sigmoidal indica perda de energia dos corpos arenosos pela chegada numa massa d’água. Tais características sugerem um sistema de lobos deltáicos que migram num ambiente transicional em direção a zona de *foreshore*. As paleocorrentes variam de NE a SE.

Santos Jr. e Rossetti (2003) estudaram a Formação Ipixuna na região do Rio Capim, em cima do Arco de Tocantins, limite entre as bacias de Grajaú e Marajó e definiram dez fácies sedimentares agrupadas em duas associações de fácies intergradacionais, atribuídas a ambientes de complexos fluvial (Unidade I1) e estuarino (Unidade I2).

A Unidade I1 foi depositada sobre rochas albianas e foi interpretada com ambientes de canal fluvial influenciado por maré, planície de inundação, meandro abandonado, planície de maré e baía estuarina. Uma superfície de descontinuidade a separa da associação I2.

A Unidade I2 possui ambiente de baía estuarina e seu topo é marcado por uma superfície de descontinuidade que registra um evento de caráter regional que pode ser correlacionável com o topo da Formação Cujupe na bacia marcando período significativo de rebaixamento do nível do mar relativo, por tempo suficiente para permitir exposição sub-aérea e desenvolvimento de paleossolo laterítico.

O arranjo das associações de fácies da Formação Ipixuna, representado por depósitos característicos de ambiente fluvial meandrante, superpostos gradativamente por depósitos de natureza estuarina, registra deslocamento de águas marinhas em direção a áreas mais continentais devido a elevação do nível relativo do mar. O avanço da linha de costa sobre a Sub-bacia de Cameté da Bacia de Marajó durante o Cretáceo Superior proporcionou a instalação de uma ampla baía estuarina até pelo menos a porção média do rio Capim.

Nascimento e Góes (2003) estudaram os minerais pesados da Formação Ipixuna e definiram que a fonte dos sedimentos da Formação Ipixuna é preferencialmente a Faixa Araguaia-Tocantins e a parte leste do Cráton Amazônico. A assembléia mineralógica mostrou minerais como zircão (85%); turmalina (10%); rutilo (2%); estaurolita (2%); cianita ( $\approx 1\%$ ) e; topázio, andaluzita, silimanita, anfibólio e anatásio ( $<1\%$ ). As paleocorrentes apresentaram direção NE e E-W.

### **3.4.2 Geologia Estrutural**

A geometria desta bacia é constituída por dois conjuntos de falhas normais planares, orientadas nas direções NE-SW e N-S. As falhas de direção NE-SW fazem parte do conjunto abatido do Arco de Tocantins. As falhas de direção N-S foram formadas a partir do abatimento parcial da Serra do Estrondo, possuem forte mergulho para leste e são articuladas através de falhas transcorrentes

dextrais e sinistrais de direção NE-SW, que funcionaram como falhas de transferência, conformando uma bacia composta por vários segmentos extensionais alongados na direção NE-SW (BORGES et al., 1997) (Figuras 3.17 e 3.18).

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

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

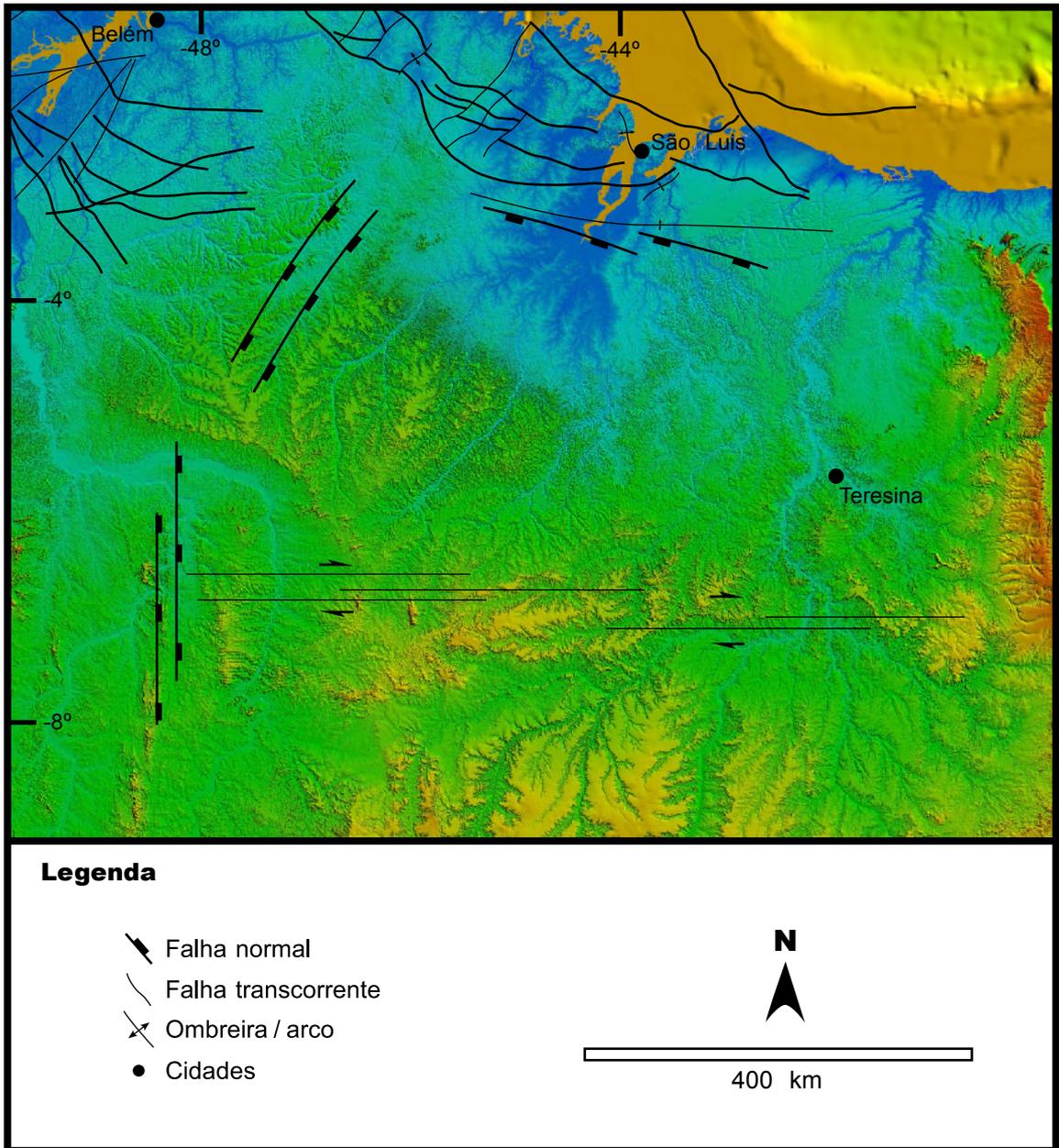


Figura 3.17: Mapa estrutural da Bacia de Grajaú.

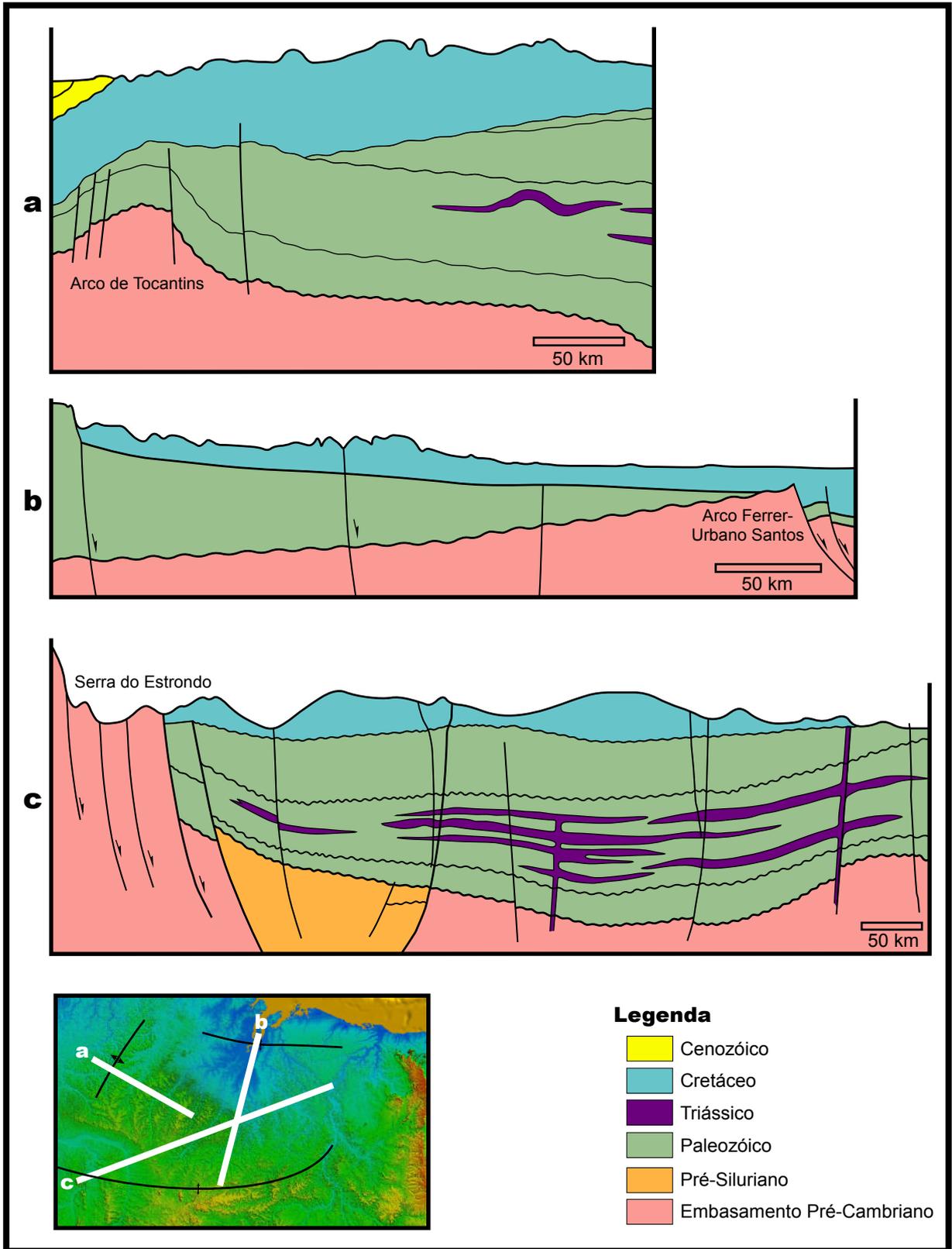


Figura 3.18: Perfis geológicos esquemáticos na Bacia de Grajaú.

### 3.5 BACIA DO PARÁ-MARANHÃO

A Bacia do Pará-Maranhão, posicionada na faixa oceânica defronte aos estados homônimos e com área de aproximadamente 50.000 km<sup>2</sup> (Figura 3.19). Esta bacia encontra-se submersa e devido à similaridade litológica e estratigráfica, Brandão e Feijó (1994b), adotaram a mesma nomenclatura da Bacia de Barreirinhas.

#### 3.5.1 Estratigrafia

O preenchimento desta bacia é formado por duas seqüências estratigráficas. A seqüência rifte é formada por clastos continentais e neríticos eoalbianos denominados de Grupo Canárias. A seqüência margem passiva é composta por carbonatos e clastos marinhos regressivos neoalbianos do Grupo Caju e pelos arenitos, carbonatos e folhelhos do Grupo Humberto de Campos (BRANDÃO e FEIJÓ, 1994; MILANI et al., 2000) (Figura 3.20).

##### 3.5.1.1 Seqüência Rifte

O Grupo Canárias consiste de um pacote formado por arenito lítico cinza, fino a grosso; siltito cinza a castanho avermelhado; e folhelho cinza a cinza esverdeado, depositado por leques aluviais em ambiente marinho. Este grupo foi datado como Eo-Mesoalbiano baseado em foraminíferos plantônicos e palinomorfos.

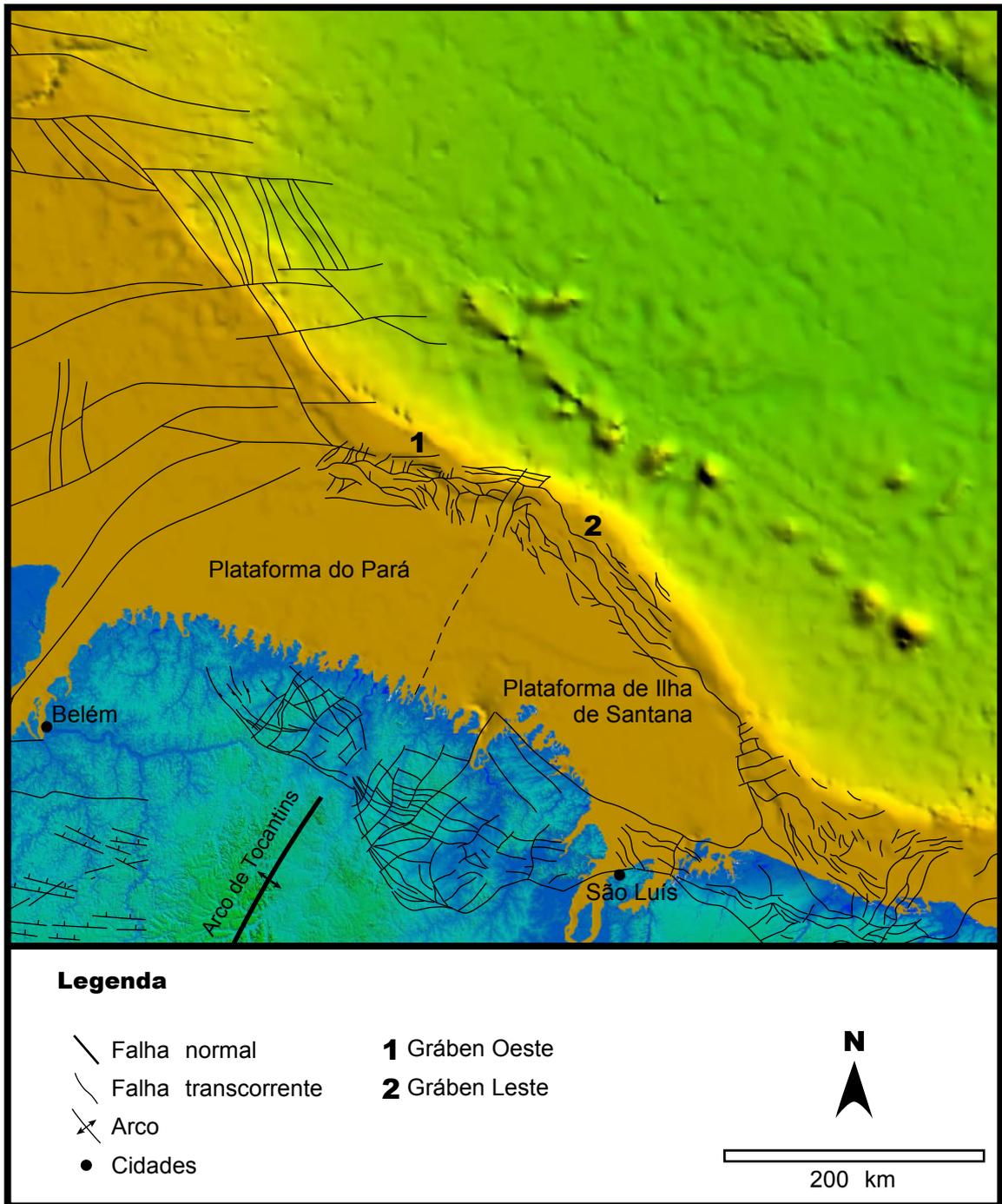


Figura 3.19: Mapa de localização da Bacia do Pará-Maranhão.

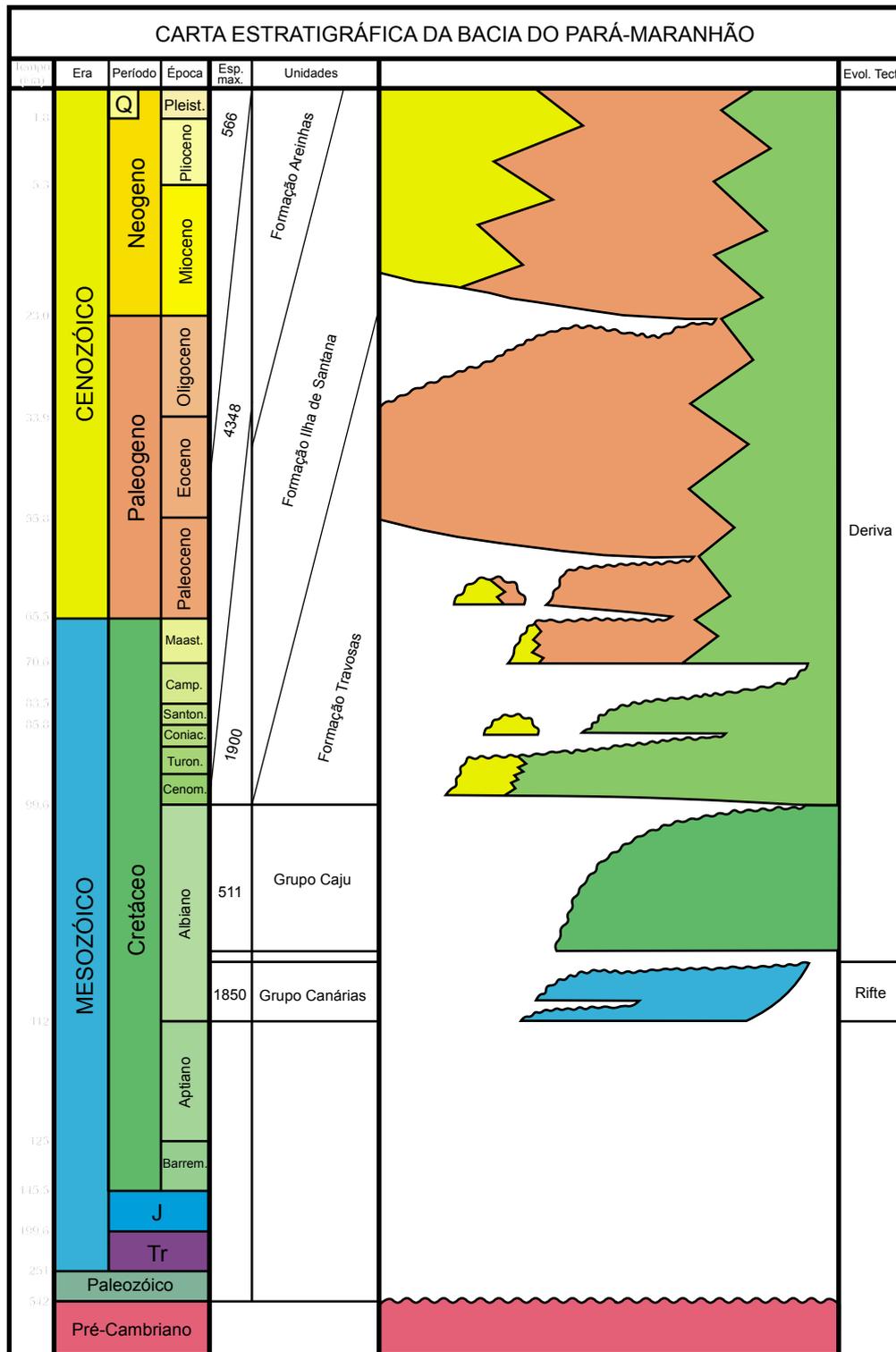


Figura 3.20: Carta estratigráfica da Bacia do Pará-Maranhão (Modificado de BRANDÃO e FEIJÓ, 1994).

### 3.5.1.2 Seqüência Margem Passiva

O Grupo Caju é composto por arenito quartzoso médio a grosso, folhelho escuro e calcarenito, depositado em ambiente marinho nerítico de alta e baixa energia. Foi datado como Neoalbiano baseado em foraminíferos plantônicos e palinomorfos.

O Grupo Humberto de Campos é formado por um pacote sedimentar interdigitado lateralmente por sedimentos depositados do Cenomaniano ao Recente, com ambiente variando de costeiro a marinho nerítico, batial e abissal dividido nas formações Areinhas, Ilha de Santana e Travosas.

A Formação Areinhas é composta por arenito quartzoso branco, grosso, depositado em ambiente costeiro.

A Formação Ilha de Santana é formada por um espesso e extenso pacote carbonático composto por vários tipos de calcários, como biocalcarenitos e biocalcirrutitos de plataforma rasa, calacarenitos e calcilutitos de plataforma externa. No talude ocorrem margas, folhelhos, lamitos seixosos e turbiditos.

A formação Travosas é formada por folhelhos cinza e siltitos, com eventuais intercalações de arenitos quartzoso fino.

### 3.5.2 Geologia Estrutural

A Bacia do Pará-Maranhão é formada por dois depocentros separados por um horst. O depocentro leste, francamente extensional é alongado na direção NW-SE e possui dois sistemas de falhas normais, um de direção NW-SE e outro de direção NNW-SSE. Este depocentro é separado da parte oeste por um alto denominado de Alto Estrutural do Gurupi por Igreja (1992). Este alto é limitado por

falhas normais de direção NNE-SSW. O depocentro oeste é denominado de Gráben de Ilha de Santana e também possui dois sistemas de falhas normais com direções E-W e NNW-SSE. Falhas normais NE-SW se articulam, por vezes com as falhas E-W (Figuras 3.21, 3.22 e 3.23).

A arquitetura da bacia é complicada por eventos mais recentes, da fase de deriva continental, onde ocorre tectônica gravitacional, causada por fluxos de massa nas regiões mais distais da margem continental e define um estilo de deformação característico, denominado por Zalán (2001) de cinturão gravitacional de dobras e empurrões (*gravitational fold-and-thrust belts*). O fenômeno foi estudado em detalhe por este autor na região do Pará-Maranhão, e corresponde a um domínio com grande incidência de falhas de empurrão e dobras associadas, similares em geometria e dimensões aos clássicos cinturões orogênicos das áreas compressivas do planeta.

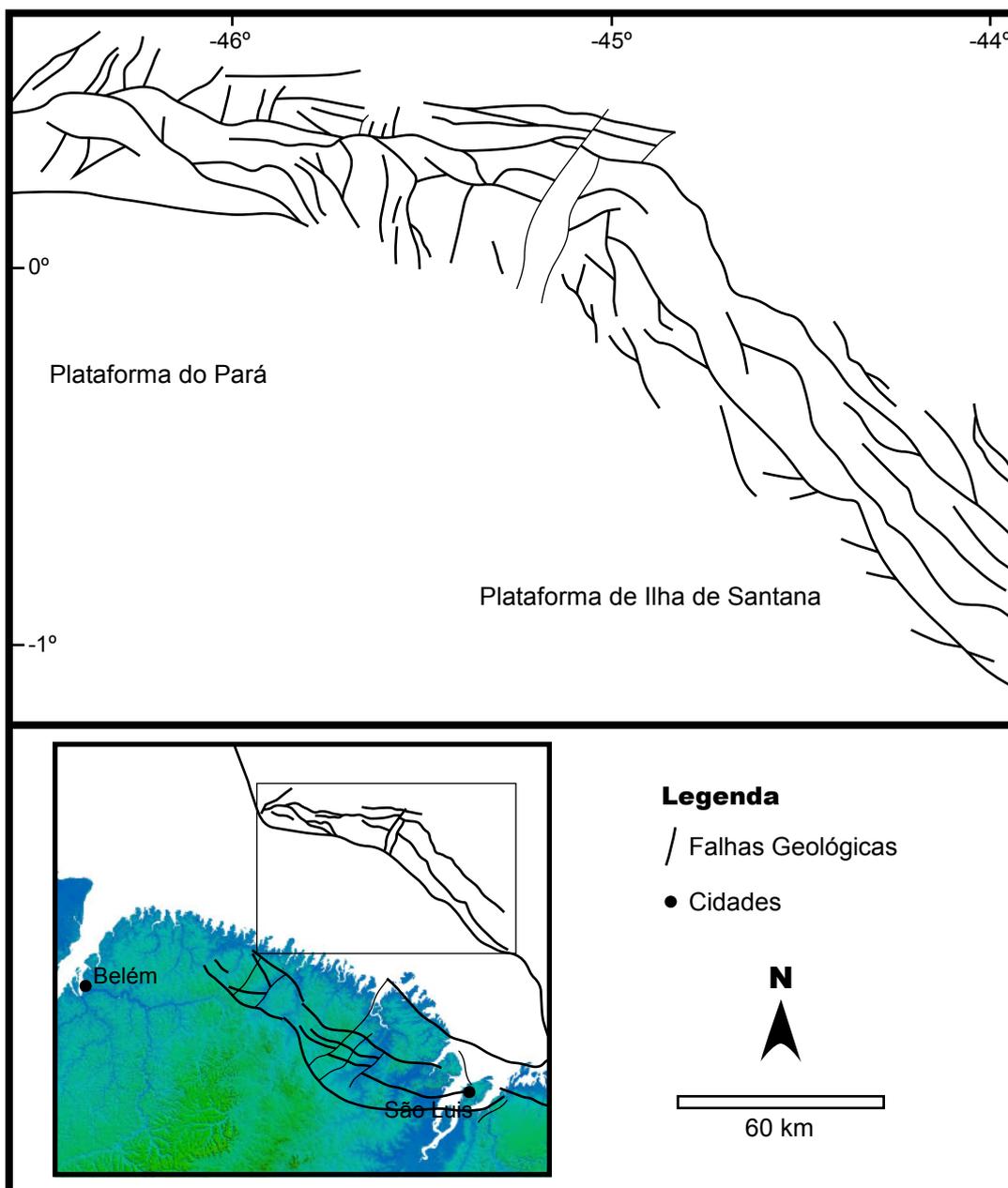
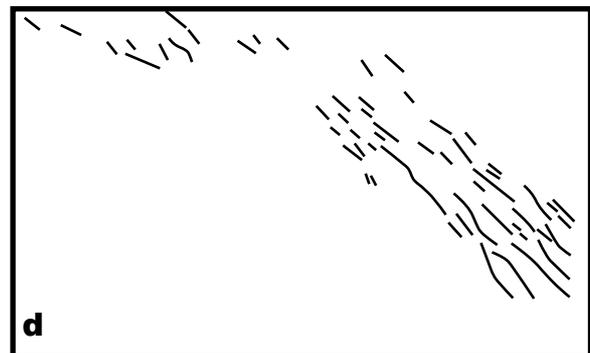
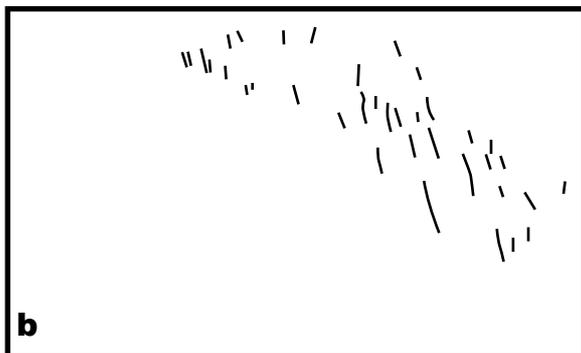
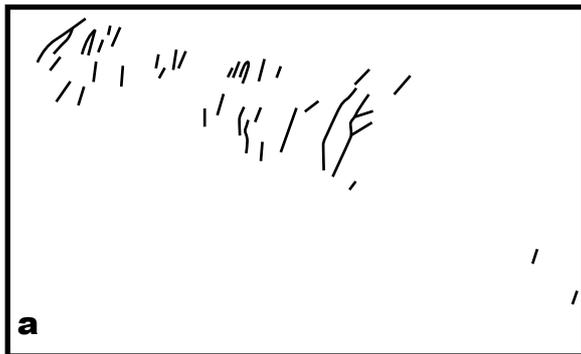
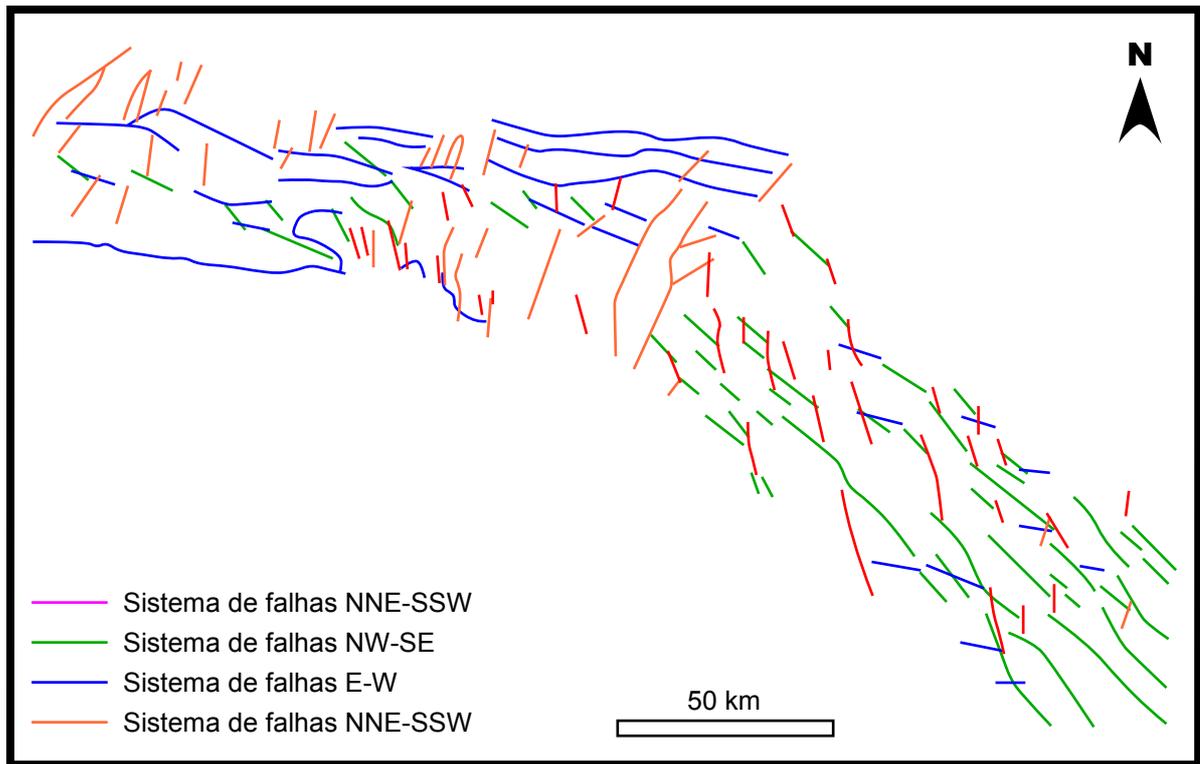


Figura 3.21: Arcabouço estrutural da Bacia do Pará Maranhão (Modificado de COUTINHO, 1988).



50 km

Figura 3.22: Conjuntos de falhas normais da Bacia do Para-Maranhao (Modificado de Coutinho, 1988).

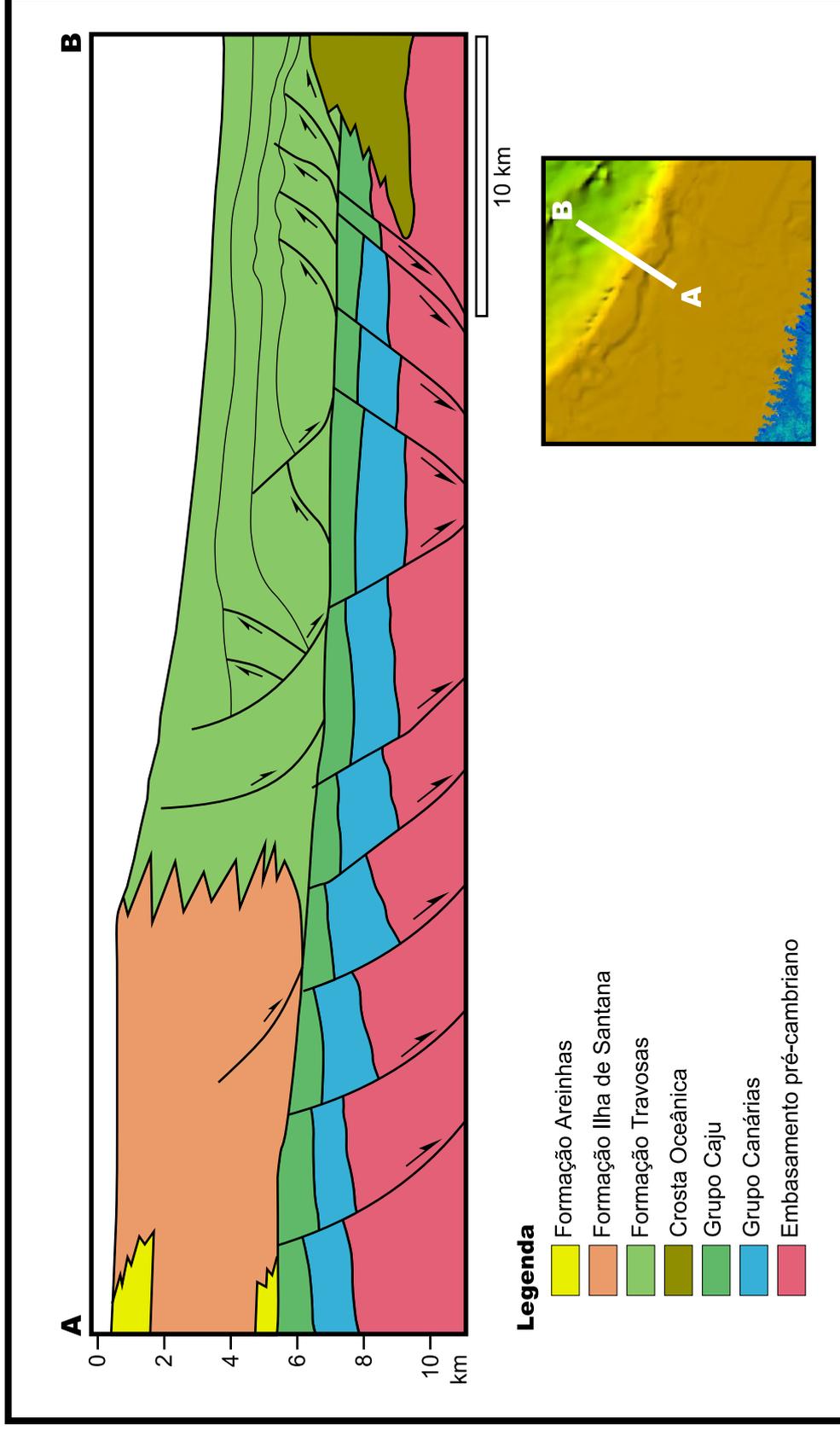


Figura 3.23: Seção geológica esquemática na Bacia do Pará-Maranhão (CPRM, 2002).

### 3.6 BACIA DE BARREIRINHAS

A Bacia de Barreirinhas, ocupa a porção costeira e de plataforma continental do Estado do Maranhão, tem área de 20.000 km<sup>2</sup>, predominantemente *offshore* (Figura 3.24).

#### 3.6.1 Estratigrafia

A bacia de Barreirinhas tem como substrato a Bacia do Parnaíba, com toda a coluna estratigráfica desta bacia presente como embasamento. O preenchimento é composto por duas seqüências estratigráficas: rifte, do Eoalbiano, formada pelos clastos retrogradantes de ambiente flúvio-deltáico do Grupo Canárias; e margem passiva, formada pelos clastos e carbonatos albo-cenomanianos de alta e baixa energia do Grupo Caju, seção progradante nerítica e batial do Turoniano ao Oligoceno do Grupo Humberto de Campos, pelos carbonatos miocênicos de alta energia da Formação Pirabas, e pelos clastos mio-plio-pleistocênicos da Formação Barreiras (FEIJÓ, 1994) (Figura 3.25).

##### 3.6.1.1 Seqüência Rifte

O Grupo Canárias é dividido nas formações Arpoador, Bom Gosto, Tutóia e Barro Duro, depositado por leques deltáicos em ambiente marinho. A Formação Arpoador é composta de folhelhos escuros; a Formação Bom Gosto é composta de arenitos grossos cinza; a Formação Tutóia possui folhelhos escuros; e a Formação Barro Duro agrega arenitos médios cinza. Regali et al. (1985) definiram idade Eo-Mesoalbiana para este grupo baseado na bioestratigrafia de foraminíferos plantônicos e palinórfos.

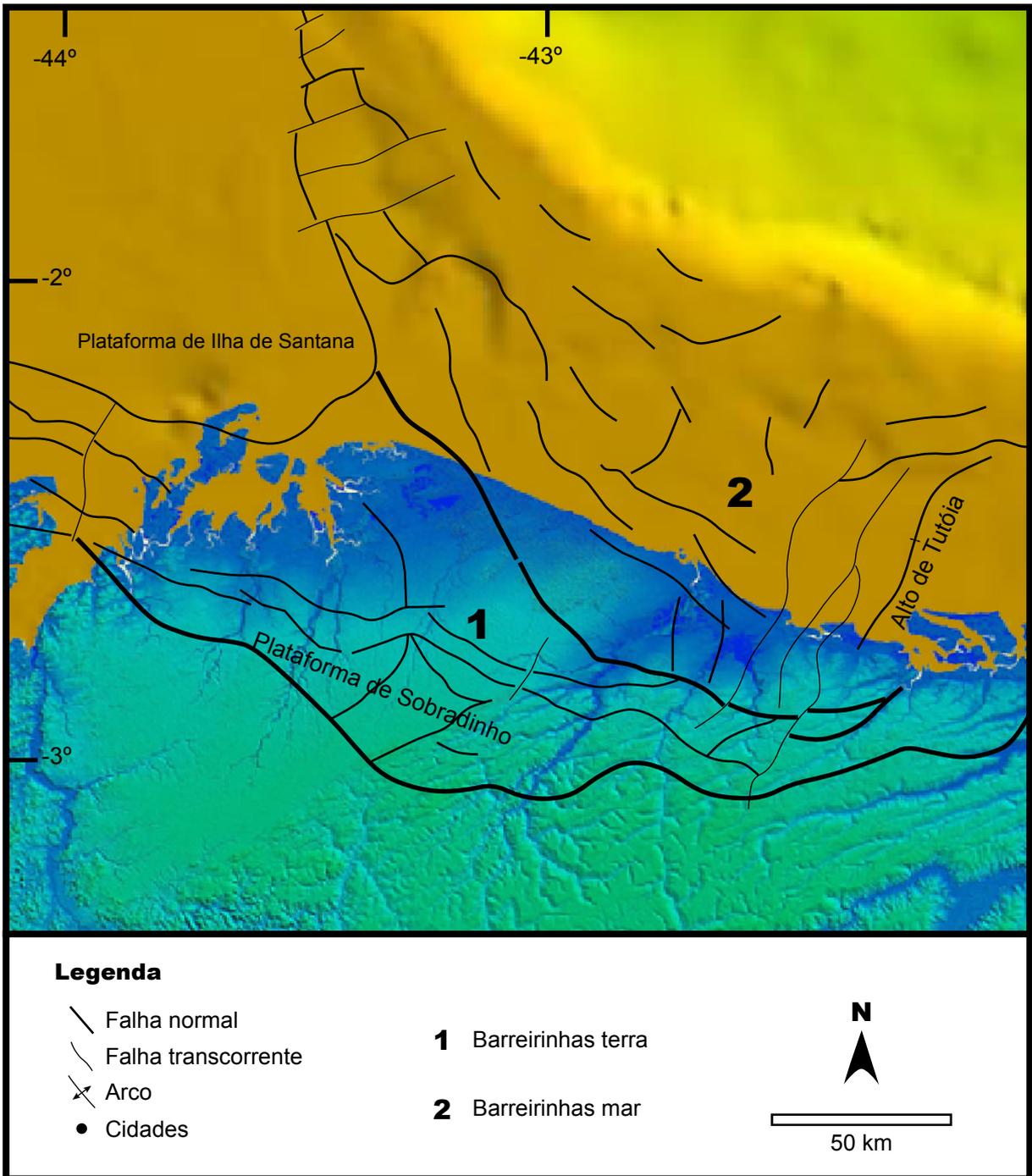


Figura 3.24: Mapa de localização da Bacia de Barreirinhas.

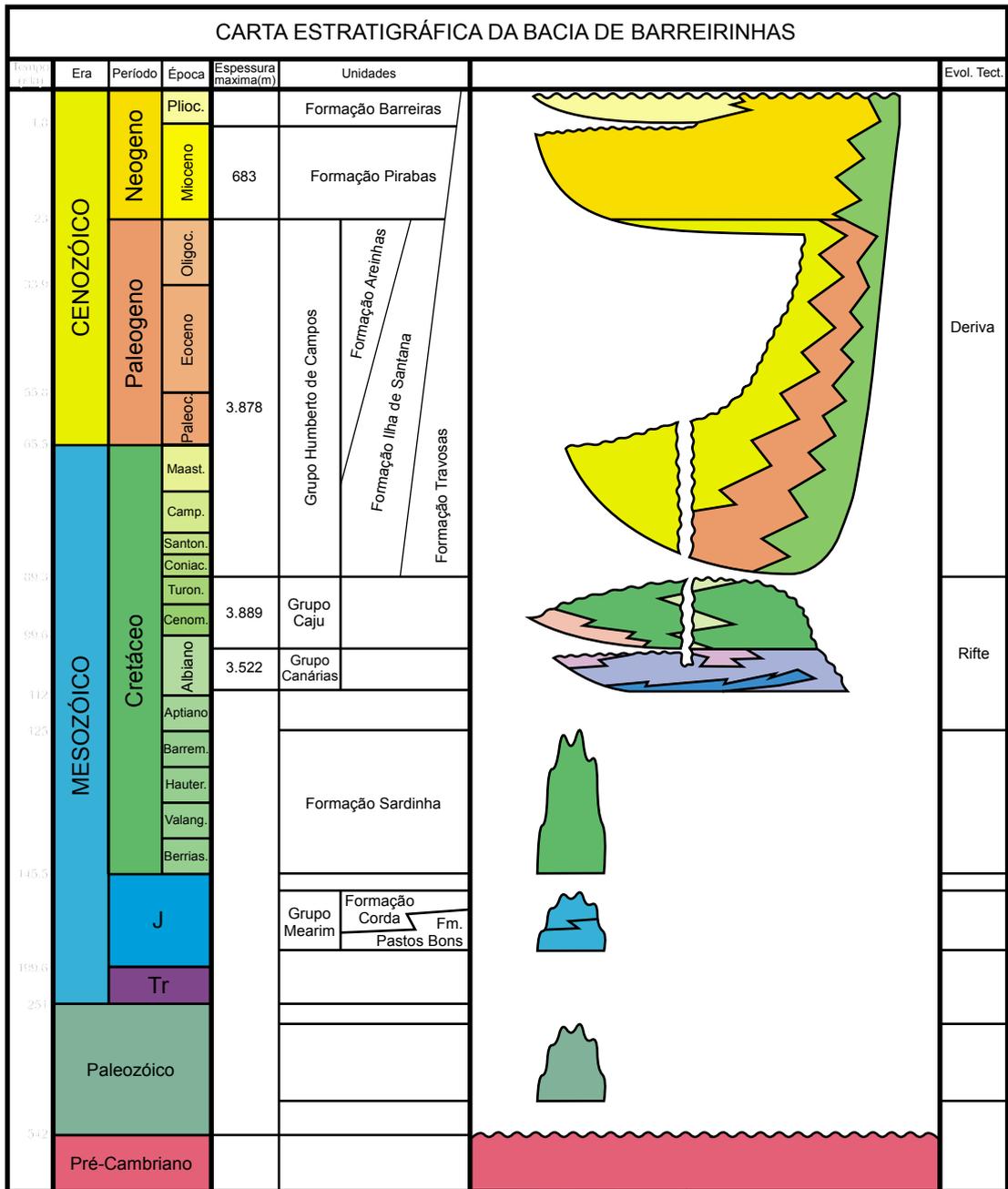


Figura 3.25: Carta estratigráfica da Bacia de Barreirinhas (BRANDÃO & FEIJÓ, 1994).

### 3.6.1.2 Seqüência Margem Passiva

O Grupo Caju é composto pelas Formações Bonfim, Preguiças e Peria. As duas primeiras definem um ambiente nerítico de alta e baixa energia e são formadas por calcarenito biocástico e oncolítico e calcilutito creme, respectivamente. A Formação Peria, definida por Pamplona (1969), é formada por clastos sotopostos e associados aos carbonatos das formações Bonfim e Preguiças. É composta de folhelho cinza com calcarenito creme subordinado depositados em ambiente marinho raso. A idade deste grupo é neoalbiana e foi definida por datações bioestratigráficas de palinimorfos e foraminíferos plantônicos (REGALI et al., 1985; FEIJÓ, 1994).

O Grupo Humberto de Campos foi definido como formação do Grupo Caju por Pamplona (1969) e destacado por Feijó (1994) e promovido a grupo. Este grupo é formado pelas formações Areinhas, Ilha de Santana e Travosas que se interdigitam lateralmente e formam um pacote depositado por um único sistema em ambientes marinho nerítico, batial e abissal. A Formação Areinhas designa clastos grossos depositado em ambiente marinho raso; a Formação Ilha de Santana é composta por carbonatos de alta energia depositados em ambiente marinho nerítico; e a Formação Travosas composta por folhelhos escuros e arenitos finos depositados em ambiente marinho profundo de batial a abissal. A idade foi definida por Regali et al. (1985) através de datações bioestratigráficas de palinimorfos como do Turoniano ao Oligoceno.

### 3.6.2 Geologia Estrutural

A Bacia de Barreirinhas é dividida em duas partes: terra e mar. A primeira é a continuação da Bacia de Ilha Nova para oeste e é formada por falhas normais lístricas de direções WNW-ESE e NW-SE, definindo um sistema extensional cortado por falhas transcorrentes mais novas de direção NE-SW. O seu limite oeste é a Plataforma de Parnaíba, ombreira da Bacia do Ceará.

A parte marítima é ligada com a Bacia do Pará-Maranhão e é formada por falhas normais NW-SE. O seu limite oriental é dado pelo Alto de Tutóia e a separa da Bacia do Ceará e o limite ocidental não é marcado por nenhuma feição geológica, as falhas normais continuam e se confundem com as da Bacia Pará-Maranhão (Figuras 3.26 e 3.27).

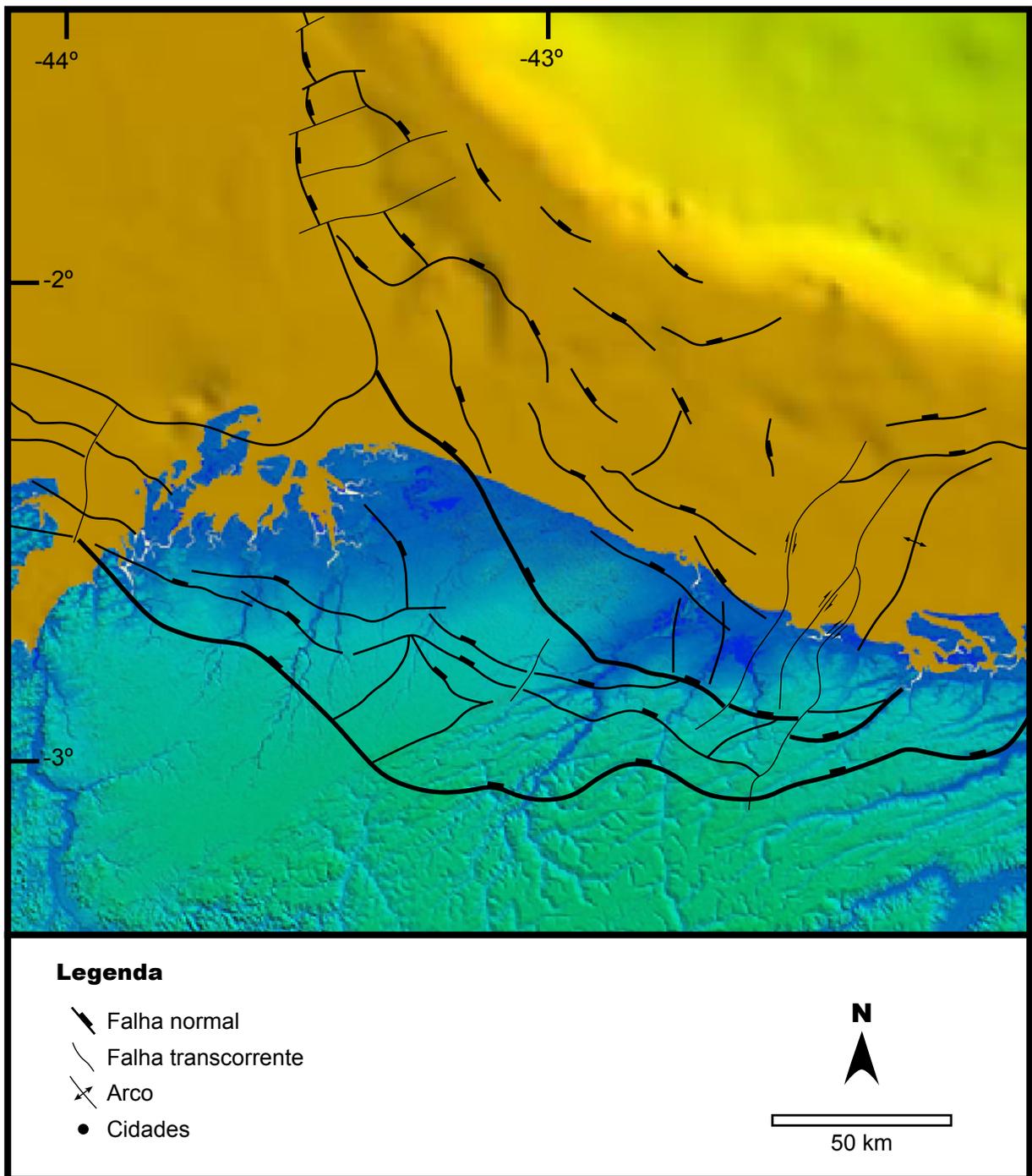


Figura 3.26: Arcabouço estrutural da Bacia de Barreirinhas (Modificado de PROEMB, 2004).

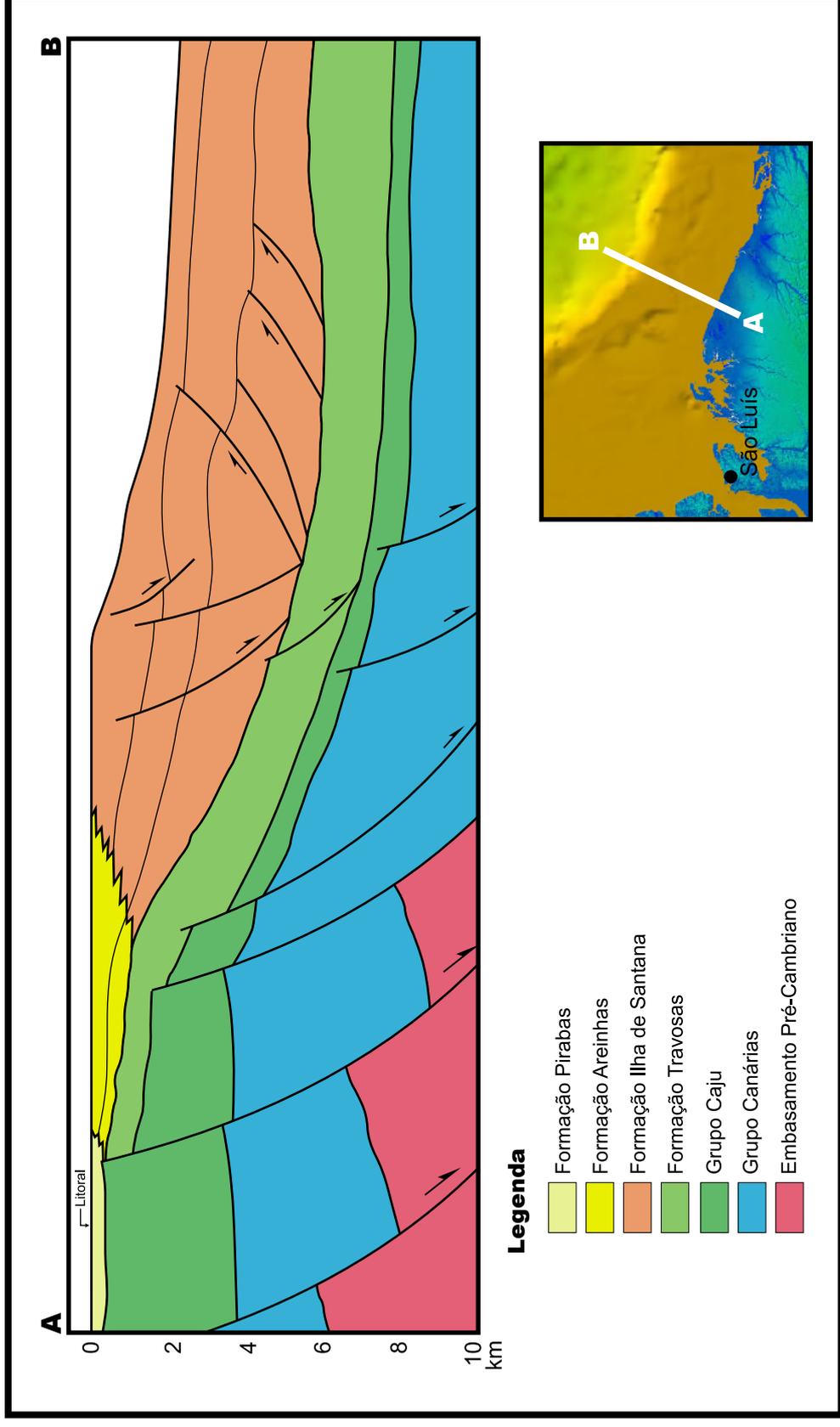


Figura 3.27: Seção geológica esquemática na Bacia de Barreirinhas (CPRM, 2002).

## 4 MAGMATISMO MESOZÓICO

O magmatismo relacionado à fragmentação do Pangea e Gondwana na região Meio-Norte do Brasil ocorreu em duas etapas distintas. A primeira, com dois pulsos principais, no Neotriássico e no Mesojurássico, e a segunda no Eocretáceo, incidindo em regiões diferentes em cada evento. A Figura 4.1 mostra a distribuição temporal dos eventos magmáticos que ocorreram na região Meio-Norte do Brasil durante o Mesozóico.

A vasta literatura sobre estes eventos (SUTTER, 1988; DUNNING e HODYCH, 1990; MARZOLI et al., 1999; REIS e ARAÚJO, 1999; HAMES et al., 2000; McHONE, 2006, dentre outros) tem abordado o magmatismo de forma conjunta, como eventos de mesma origem e significado geológico. Por exemplo, na Bacia do Tacutu e no Escudo das Guianas em Roraima é descrito o evento Apoteri (REIS e ARAÚJO, 1999), porém os diques no Escudo possuem idades em torno de 200 Ma e na Bacia do Tacutu os derrames estão situados entre 175 a 165 Ma.

Neste capítulo, procurou-se separar os eventos em toda a região Meio-Norte do Brasil e na Bacia do Tacutu, sempre buscando o significado geotectônico e suas relações com os pulsos extensionais na região, e identificação espacial com as áreas de ocorrência em relação ao tempo.

### 4.1 PRIMEIRO EVENTO (NEOTRIÁSSICO AO MESOJURÁSSICO)

O primeiro evento magmático que incidiu na região é dividido em dois pulsos, ambos relacionados ao processo de fragmentação do Pangea e formação do Oceano Atlântico Central. O primeiro pulso, de caráter regional, ocorreu há 200 Ma, e o segundo pulso, registrado em locais isolados, foi datado em torno de 170 Ma.

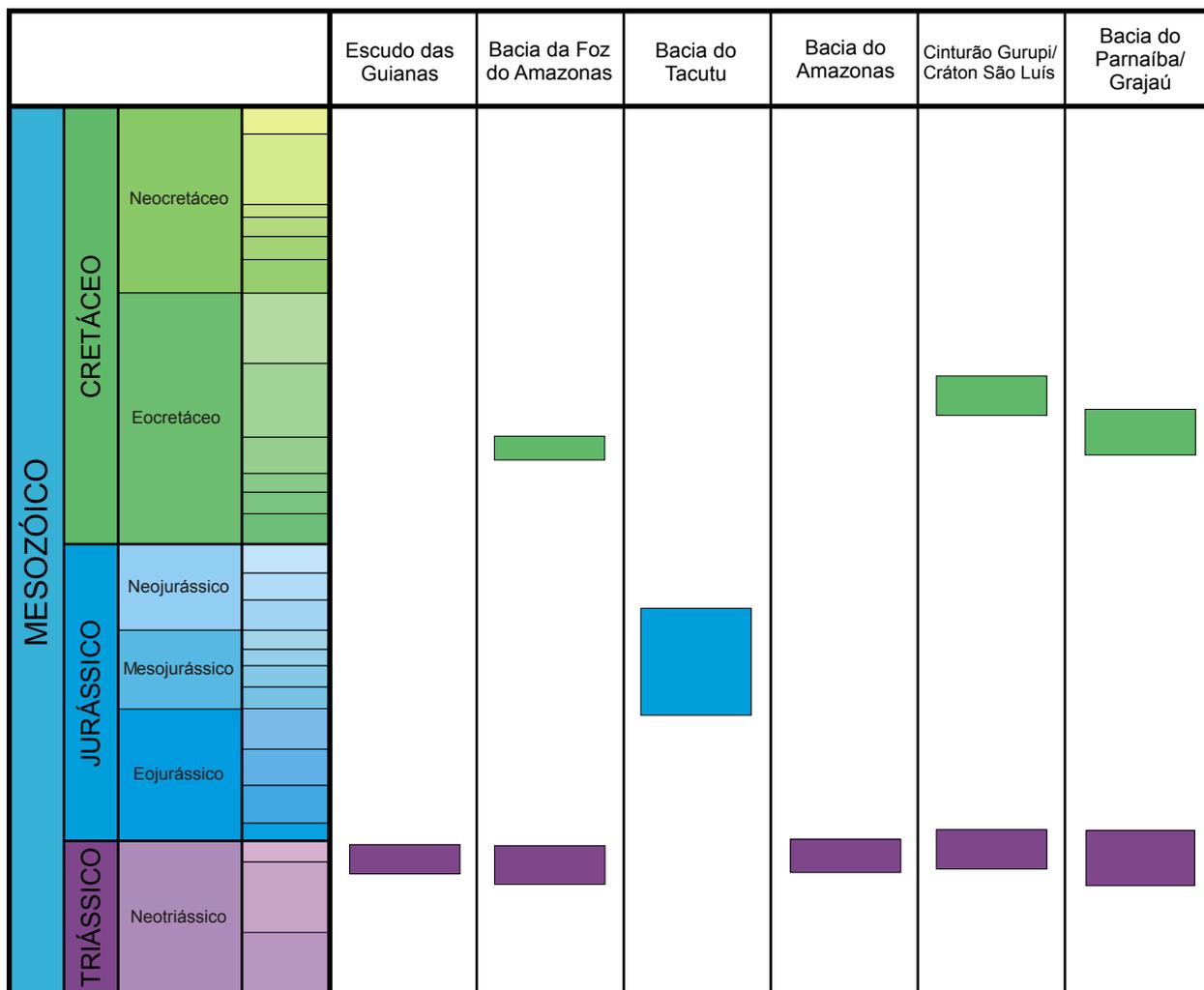


Figura 4.1: Distribuição temporal dos registros magmáticos nas bacias sedimentares da Região Norte do Brasil. O tamanho dos retângulos das eras e períodos geológicos estão proporcionalmente dimensionados em relação à sua duração em Ma.

Na região central do Pangea, no início do Mesotriássico, um rifte de aproximadamente 5.000 km de extensão começou a se individualizar, progredindo lentamente durante 30 Ma, até o início do Neojurássico, quando um vasto evento vulcânico incidiu na parte central e no entorno da zona de rifteamento. Em seguida, iniciou o espalhamento do assoalho oceânico, dividindo o Pangea em dois supercontinentes. Esse rifte, no Jurássico, evoluiu na porção oeste do Pangea para o Oceano Atlântico Central, que se estendia desde o Golfo do México até o leste dos E.U.A., separando a Laurásia do Gondwana, há pelo menos 60 Ma antes da abertura do Oceano Atlântico Sul (McHONE, 2006). O primeiro evento vulcânico ocorreu em dois pulsos, a saber: o primeiro, no Neotriássico; e o segundo, no Mesojurássico. O primeiro foi o mais extenso e de maior magnitude, e incidiu nas bacias sedimentares, nos altos que as separavam e no continente adjacente, há 200 Ma, onde atualmente estão as margens continentais do leste da América do Norte, sudoeste da Europa, oeste da África e norte da América do Sul. Na região Meio-Norte do Brasil, há registro deste vulcanismo nas bacias do Amazonas, Parnaíba e Foz do Amazonas, no Escudo das Guianas e na região do Gurupi.

O segundo pulso do primeiro evento ocorreu no Mesojurássico. No Brasil, a Bacia do Parnaíba guarda registros desse evento, sob a forma de intrusões e derrames. Na Bacia do Tacutu, o magmatismo do Jurássico está relacionado a *hotspots*. Na região do Gurupi, na ombreira do Sistema de Grábens Gurupi, há o registro de diques deste período.

#### 4.1.1 Primeiro Pulso (Neotriássico)

Os produtos do primeiro pulso magmático que incidiu na região, durante o Mesozóico, estão reunidos na Província Magmática Atlântico Central (PMAC) ou *Central Atlantic Magmatic Province* (CAMP), conforme descrito por vários autores (MARZOLI et al., 1999; HAMES et al., 2000; McHONE, 2000, dentre outros), e deixou uma herança de diques basálticos, soleiras e derrames em uma vasta área em torno do Atlântico Norte, entre a América do Norte, desde o sudeste dos EUA até o Canadá e, na Europa, da Península Ibérica ao sudoeste da França; do Atlântico Central, nas áreas da Flórida (E.U.A.), África e Escudo das Guianas; e do Atlântico Equatorial, entre o Escudo das Guianas, Bacia do Parnaíba e África (Figura 4.2).

Há registros de extrusões basálticas com extensões da ordem de 320.000 km<sup>2</sup> nas bacias e de mais de 10 milhões de km<sup>2</sup> na superfície de quatro continentes (McHONE, 2000). Os derrames basálticos estão melhor preservados dentro das bacias mesozóicas da região leste da América do Norte, noroeste da África (McHONE, 2002) e América do Sul, no Gráben de Cassiporé da Bacia da Foz do Amazonas, na Bacia do Amazonas e na Bacia do Parnaíba.

Derrames são encontrados fora dos limites das bacias sedimentares na América do Sul e África (OLSEN, 1997; MARZOLLI et al., 1999), demonstrando que o magmatismo alcançou a superfície além da zona de rifteamento em muitas áreas do CAMP.

As soleiras são comumente registradas na América do Sul, principalmente nas bacias paleozóicas do Amazonas e Parnaíba, e na África.

Extensos enxames de diques estão presentes desde o sudoeste da Europa e leste da América do Norte até a Região Meio Norte do Brasil e oeste da África (McHONE, 2002), em torno e além da zona de rifteamento do Atlântico Central.

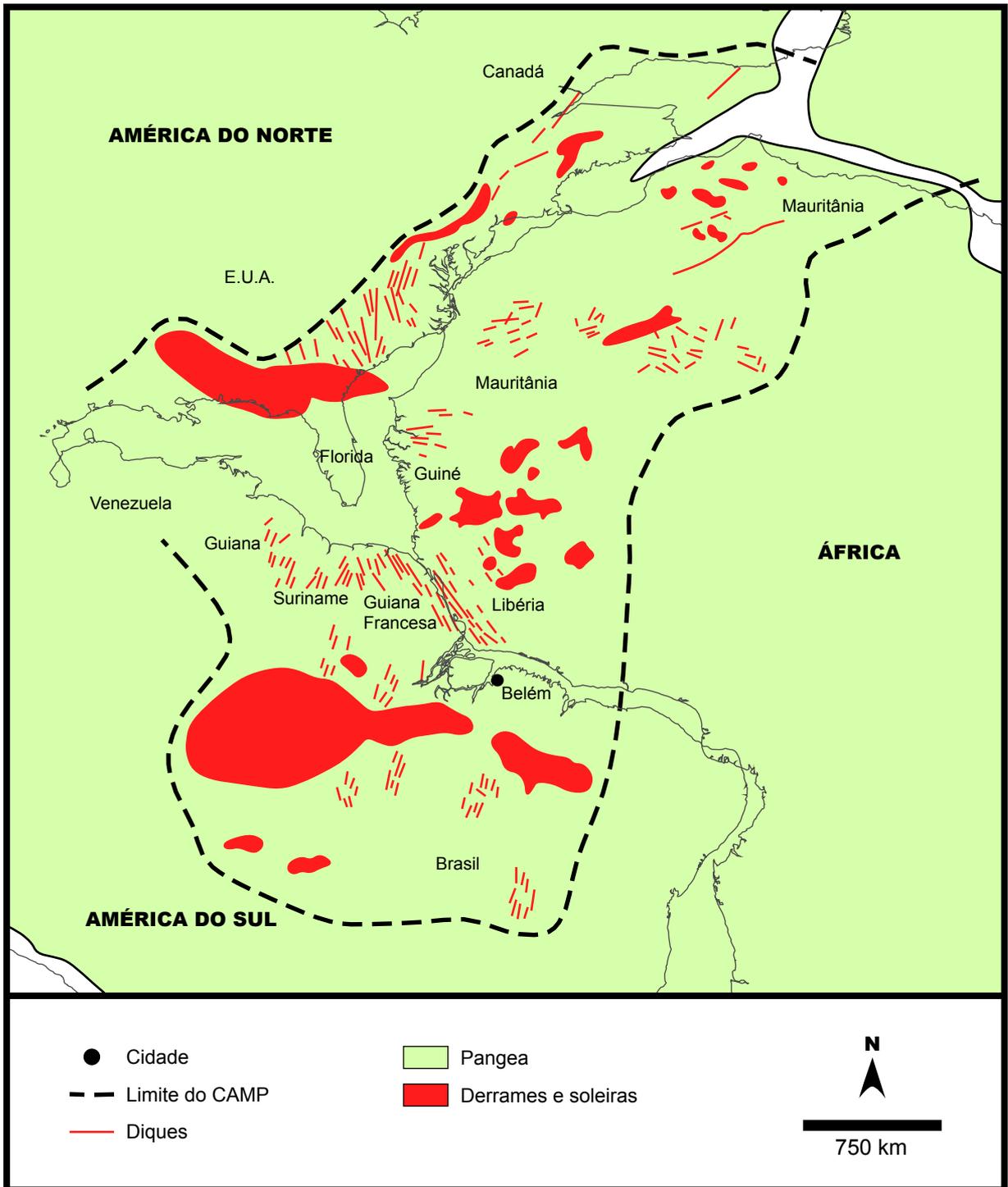


Figura 4.2: Mapa ilustrando a Província Magmática Atlântico Central (CAMP) no Eojurássico (Modificado de McHone, 2000).

A idade do pulso principal do magmatismo em toda a província foi objeto de estudo por vários autores, com destaque para Sutter (1988), Dunning e Hodych (1990), Sebai et al. (1991), Hodych e Dunning (1992), Fiechner et al. (1992), Deckart et al. (1997), Marzoli et al (1999, 2001) e Hames et al. (2000).

A maior parte dos trabalhos recentes aponta idades entre 192 e 202 Ma para toda a extensão do CAMP na América do Norte, Europa, África e Escudo das Guianas.

Olsen (1997), através de evidências estratigráficas em bacias da região nordeste do CAMP, identificou duração de 580.000 anos para o evento magmático, e McHone (2002) advoga que a atividade magmática aconteceu em um intervalo de tempo menor que um milhão de anos.

Segundo McHone (2002), a atividade magmática registrada no norte da província, entre a América do Norte e Europa, ocorreu entre 200 e 201 Ma. Algumas datações em torno de 196 Ma foram alcançadas na América do Norte (SUTTER, 1988; HAMES et al., 2000) e oeste da África (DECKART et al., 1997), e podem ser o resultado de um evento menor, independente do primeiro. Marzoli et al. (1999) identificaram diques de 192 Ma de idade entre a América do Sul e a África, e são as menores idades definidas para as rochas do CAMP.

A origem do vulcanismo associado à formação do Oceano Atlântico Central ainda é objeto de discussão. Diferentemente do Atlântico Sul e do Atlântico Norte, onde os derrames basálticos decorrentes de vulcanismo podem ser claramente ligados à ação de plumas mantélicas ainda ativas, em Tristão da Cunha e Islândia, respectivamente (PEATE, 1998; SAUNDERS et al., 1998), não há evidência direta de relação do magmatismo do CAMP no Atlântico Central com a presença de alguma pluma mantélica moderna (JANNEY e CASTILLO, 2001). As principais teses defendem as seguintes causas para o magmatismo: tectônica

passiva; forças de ação de plumas do manto; e outro evento mantélico profundo ou raso.

Segundo Wilson (1997), o evento magmático ao longo das margens passivas da América do Norte e África pode ser explicado pelo soerguimento de uma grande pluma mantélica (superpluma) abaixo do Cráton Oeste Africano, gerando fluxo sub-litosférico para nordeste. Segundo este autor, o modelo explica a ausência de anomalia térmica na geração da crosta oceânica do Oceano Atlântico Central.

Hames et al. (2000) defendem que a distribuição e duração deste magmatismo, a ausência de soerguimento regional e a não identificação de uma trilha de *hotspot* indicam forte controle litosférico na origem do CAMP, compatível com o modelo *plume incubation* ou modelo de convecção *edge driven* de Burov e Guillou-Frottier (2005).

O modelo de convecção *edge driven*, segundo King e Anderson (1998) e King e Ritsema (2000), é uma instabilidade que ocorre no limite entre uma litosfera estável e espessa (por exemplo, um cráton pré-cambriano) e uma litosfera fina.

McHone (2006) interpreta que o magmatismo que gerou o CAMP ocorreu essencialmente na litosfera, devido à ausência de soerguimento dômico, à inexistência de um *hotspot* e a difícil definição de um ponto tríplice nos riftes do Neotriássico, que são requisitos para o modelo de pluma mantélica (*head plume*). Portanto, para este autor, a atividade geodinâmica do CAMP foi formada por células de convecções regionais e grandes zonas termais rasas abaixo do Pangea, com influência de estruturas litosféricas antigas, com fusão concentrada na astenosfera.

Argumentos a favor da tectônica passiva são: (1) a ampla distribuição geográfica do magmatismo (GUILLOU et al., 1994); e (2) evidência de processos

de soerguimento e rifteamento, que ocorreram em um intervalo de aproximadamente 35 Ma, que mostram pouca correlação com o rápido pulso de atividade magmática no limite Triássico-Jurássico (MÜLLER et al., 1997; MCNUTT e FISCHER, 2001).

O aparente centro do magmatismo, indicado pela orientação radial dos diques do CAMP, é muito próxima ao *hotspot* de Cabo Verde (OLIVEIRA et al., 1990), porém este *hotspot* ou qualquer outro do Atlântico Central não produziu magmas e/ou intrusões mais antigas do que o Cretáceo (McNUTT e FISCHER, 1987; GERLACH et al., 1988).

Proponentes de origem do CAMP, a partir de atividade profunda do manto, interpretam a alta quantidade de magma em um curto intervalo de tempo e a orientação radial de muitos diques como evidências de plumas do manto ou atividade superficial do manto (ações do topo das plumas na litosfera) (CLOUARD e BONNEVILLE, 2001; GUILLE e GOUTIÈRE, 1993; WEBER et al., 1970).

Segundo Morgan (1981), os *hotspots* tiveram papel decisivo na formação do Atlântico Central e do Atlântico Equatorial. No Eojurássico, existiam quatro *hotspots* adjacentes à região Meio-Norte do Brasil: no sudeste dos E.U.A, a oeste da Flórida; sob o Escudo das Guianas, entre o Estado de Roraima e a Guiana; na costa oeste da África; e no leste da América do Sul, na atual região litorânea do Estado do Ceará (Figura 4.3).

Morgan e Baker (1983, citado por SANTOS, 1986) referiram-se à migração de placas litosféricas acima de *hotspots* do manto superior (enfraquecimento da litosfera ao longo do percurso, favorecendo o fraturamento da crosta), mencionando um ponto quente existente na Guiana no início do Jurássico, atualmente sobre a ilha Trindade, Atlântico Sul.

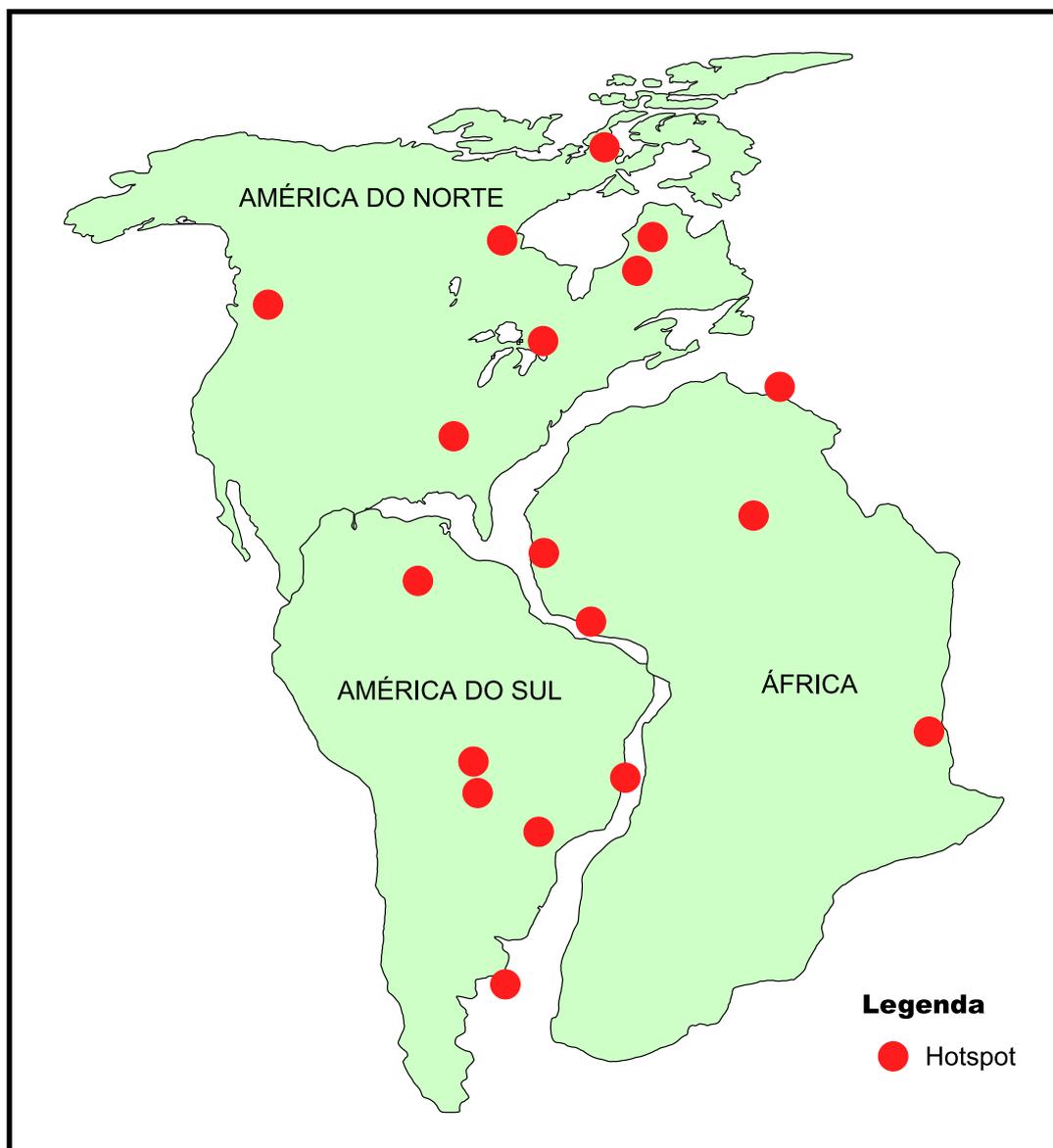


Figura 4.3: Distribuição dos *hotspots* que influenciaram a formação do Oceano Atlântico no Mesozóico.

Em território brasileiro, os produtos desse pulso são relativamente bem conhecidos quanto à sua petrografia, geoquímica, idade e condições geológicas, e são encontrados registros no Escudo das Guianas e nas bacias sedimentares do Amazonas, Parnaíba e Foz do Amazonas.

No Escudo das Guianas, as manifestações do magmatismo máfico ocorrem sob a forma de derrames e diques. Os diques máficos integram a Suíte Básica Apoteri no Estado de Roraima e Guiana (REIS e ARAÚJO, 1999) e Apatoe no Suriname e Cassiporé no Estado do Amapá e Guiana Francesa. Os diques que extrapolam os limites das bacias do Amazonas e do Solimões compõem o Diabásio Penatecaua (ISSLER et al., 1974). Em meio às seqüências paleozóicas das bacias do Solimões e Amazonas há registros de volumes expressivos de corpos de diabásio, sob a forma de soleiras e com espessuras de até 915m (WANDERLEY FILHO, 1991) (Figura 4.4).

Os diques e derrames do CAMP no Escudo das Guianas têm servido de fonte a numerosos estudos geocronológicos na Venezuela, Brasil, Guiana, Suriname e Guiana Francesa, cujas determinações isotópicas K-Ar (rocha total, plagioclásio e piroxênio), ao longo das décadas de 60 e 70, revelaram-se de importância na distinção entre aqueles mesozóicos e proterozóicos (Priem et al., 1968). A maior parte dessas idades estabelecidas ao Fanerozóico posiciona-se no Mesozóico, enquanto uma minoria apresentou dispersão ao longo do Paleozóico. Idades Ar-Ar obtidas em diques máficos nos estados de Roraima e Amapá forneceram, respectivamente, idades de  $197,4 \pm 1.9$  a  $201,1 \pm 0.7$  Ma e  $191,5 \pm 0.9$  a  $202 \pm 2.0$  Ma, coincidentes com àquelas determinadas em diques ocorrentes na África e na América do Norte. Esses dados conferem ao evento magmático um curto período de atividade, cujo ápice situa-se em torno de 200 Ma.

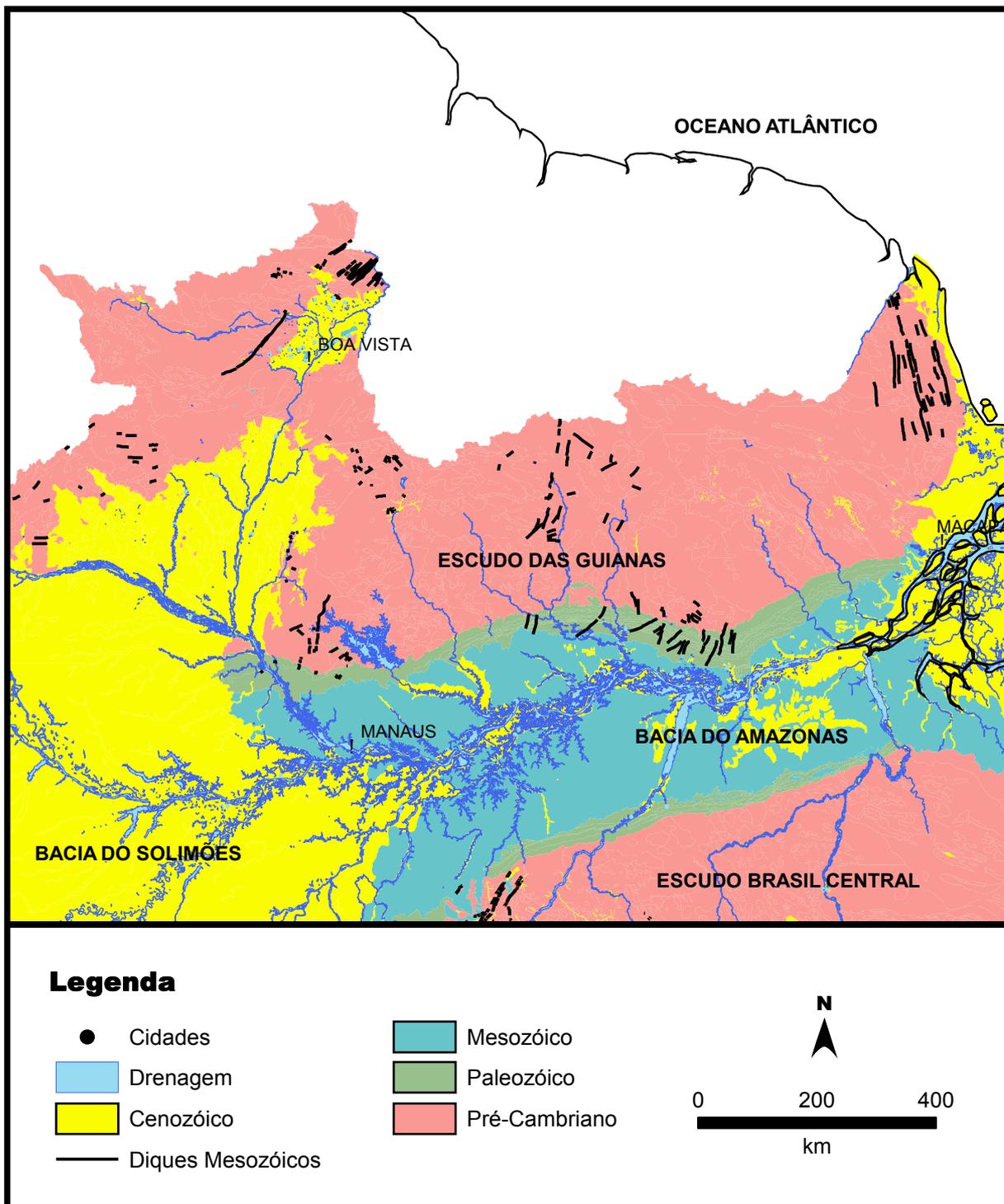


Figura 4.4: Mapa geológico simplificado da parte brasileira do Escudo das Guianas (CPRM, 2002).

No Estado de Roraima, a terminologia Formação Apoteri foi empregada por Ramgrab et al. (1972) em concordância à estratigrafia estabelecida na Guiana nos anos sessenta (BARRON, 1966; HAWKES, 1966). Montalvão et al. (1975) incluíram na Formação Apoteri (RAMGRAB et al., 1972) os diques máficos e reuniram as rochas sedimentares e vulcânicas que compõem o preenchimento da Bacia do Tacutu no Grupo Rewa (SNELLING e BERRANGÉ, 1970), além de fazerem referência à contemporaneidade do magmatismo máfico Apoteri aquele relacionado ao Episódio Cassiporé no Estado do Amapá (LIMA et al., 1974).

Melo et al. (1978) propuseram a substituição do termo Formação Apoteri por Suíte Básica Apoteri, e Reis e Araújo (1999) denominaram de Complexo Vulcânico Apoteri o conjunto de rochas intrusivas e extrusivas, espacial e temporalmente relacionadas ao desenvolvimento da Bacia de Tacutu.

Os modelos propostos e que envolvem a estruturação e evolução dos escudos das Guianas e Oeste Africano têm sugerido a existência de lineamentos permanentes e ativos sobre o manto (McCONNELL, 1969), que serviram de condutos às manifestações máficas do Mesozóico, representadas, sobretudo, por intrusões discordantes, do tipo dique, associadas à ruptura do Atlântico Central (BERRANGÉ e DEARNLEY, 1975).

Os enxames de diques máficos estendem-se por várias centenas de quilômetros na direção NE-SW no Brasil, Venezuela e Guiana, com destaque para o Dique Taiano, situado a oeste da cidade de Boa Vista, que tem extensão aproximada de 122 km (Figura 4.5).

Os diques são formados por toleítos saturados em quartzo e contêm plagioclásio andesínico, augita, hornblenda, biotita e mais raramente olivina. Apresentam variação em sílica entre 48-56%,  $TiO_2$  acima de 1%, MgO entre 2-8%,  $Al_2O_3$  entre 12-17% e álcalis entre 2-6%, além de enriquecimento em titânio, que é uma característica dos diques continentais (REIS e ARAÚJO, 1999).

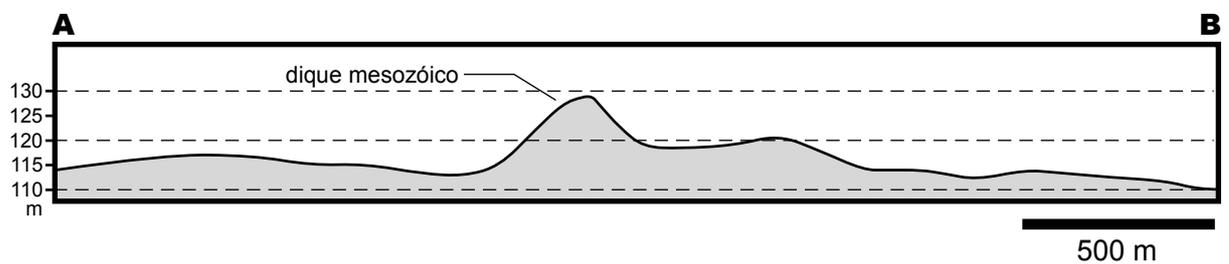
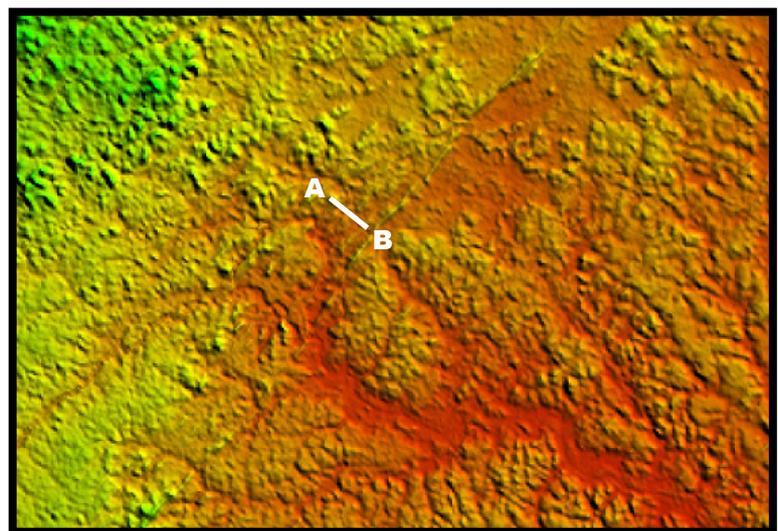
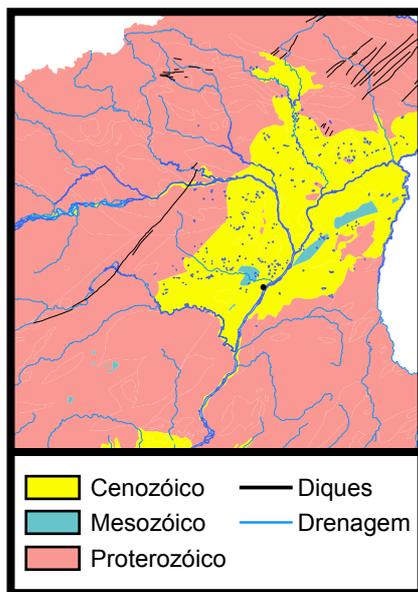
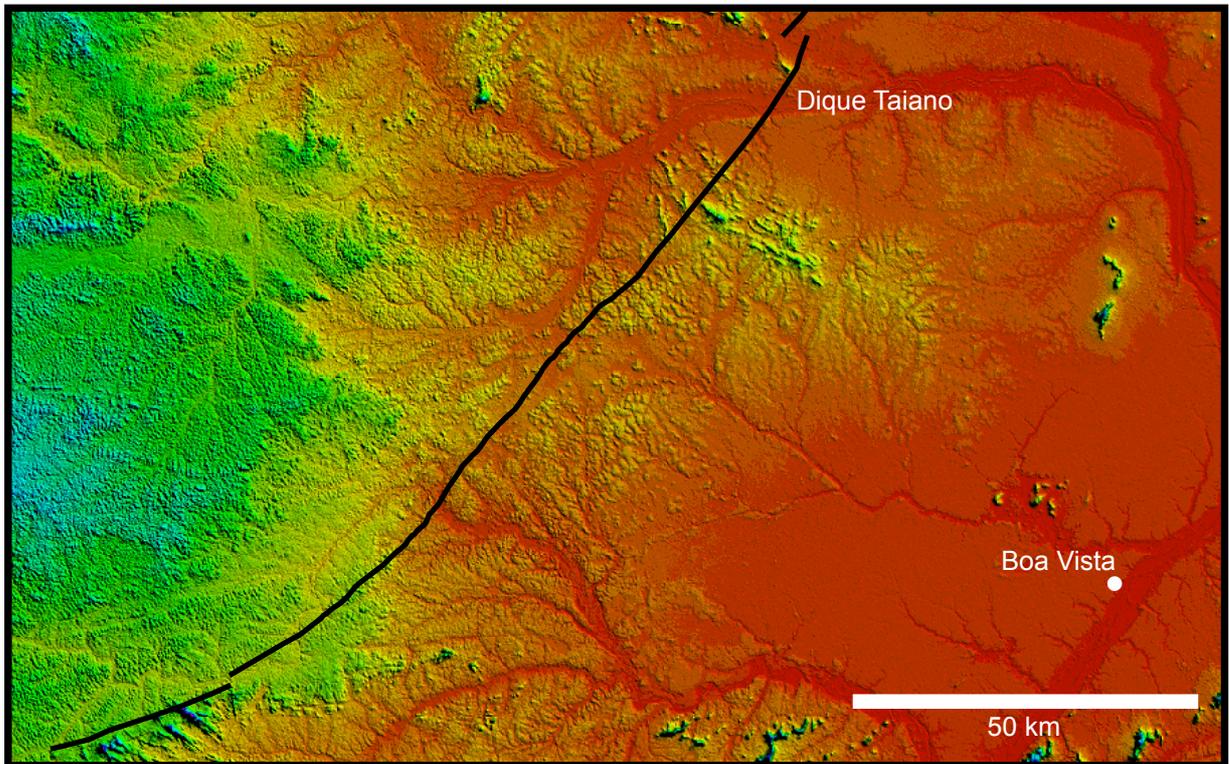


Figura 4.5: Diques mesozóicos no Estado de Roraima, com destaque para o Dique Taiano, com mais de 100 km de extensão (As imagens são do programa SRTM e a interpretação do dique foi baseada em CPRM, 2002).

Os basaltos apresentam textura microporfírica, têm vesículas preenchidas por carbonato, clorita, zeólitas e minerais opacos, e possuem baixo conteúdo em CaO e elevado conteúdo em álcalis quando comparados aos diques. São rochas com comportamento subalcalino e toleítico, cujos teores em Nb acima de 10 ppm são indicativos de derrames continentais; há ainda registros de similaridade química com basaltos toleíticos intraplaca e do tipo N-MORB (REIS e ARAÚJO, 1999).

Choudhuri (1978) observou diferenças composicionais entre as intrusões pré-cambrianas e àquelas mesozóicas, indicativas de diferentes histórias pré-eruptivas. As mais antigas mostram evidências de uma história crustal de derivação pré-intrusão, enquanto as mais jovens, uma derivação direta do manto. Choudhuri et al. (1984) definiram que existem similaridades composicionais entre os diques alojados em rochas do Escudo das Guianas e aqueles associados com *hotspots*.

O estabelecimento do Complexo Vulcânico Apoteri ocorreu no Neotriássico, cuja idade encontra-se bem estabelecida pelo método Ar-Ar em torno de 200 Ma (MARZOLI et al., 2001), valor obtido em diques de diabásio no Escudo das Guianas, fora do domínio do rifte.

De acordo com Berrangé e Dearnley (1975), o episódio de intrusão dos diques de diabásio no escudo responde a uma fase extensional inicial imposta à crosta continental por meio de movimentos do manto superior, anterior e durante o mecanismo de desenvolvimento do piso oceânico do Atlântico Central, como sugerido por May (1971). Esta fase foi acompanhada por um evento de maior amplitude e profundidade, denominado por Singh (1972) de Episódio Tacutu, resultando em subsidência por falha na Bacia do Tacutu e extrusão de basaltos e sedimentação. O fato dos diques fornecerem idades relativamente concordantes

nas vizinhanças do sistema de falhas, sugere uma conexão entre o rifte, o dique intrusivo e os derrames basálticos (BERRANGÉ e DEARNLEY, 1975).

No Estado do Amapá, os registros do CAMP estão apenas na forma de diques máficos e são denominados como Episódio Cassiporé (LIMA et al., 1974). Ocorrem sob a forma de enxames, estão orientados preferencialmente na direção NNW-SSE, com desvios para NW-SE e N-S, independentemente da direção das estruturas pré-cambrianas regionais, estendendo-se continuamente por mais de 300 km para o Suriname e Guiana Francesa, porém sem os equivalentes vulcânicos associados (Figura 4.6).

O enxame de diques de diabásio e gabro de Cassiporé (LIMA et al., 1974), orientados paralelamente à costa, em direção NNW-SSE, independentemente da direção das estruturas pré-cambrianas regionais. Alguns deles têm mais de 140 km de extensão (OLIVEIRA e MONTES, 1984) e foram datados por Teixeira (1978, citado por ASMUS, 1984), tendo sido encontrados valores de 225, 207 e 176 Ma. Na Bacia da Foz do Amazonas, no Graben do Cassiporé, a fase rifte triássica é atestada por atividade vulcânica datada de 200 Ma (ASMUS, 1984) (Figura 4.7).

Os diques Cassiporé, assim como os que ocorrem em Roraima, são de natureza toleítica e têm sido interpretados como decorrentes de magmatismo continental, com idade em torno de 200 Ma, cuja derivação é atribuída à presença de *hotspots* (MARZOLLI et al., 2001; CHOUDHURI et al., 1984).

A maior parte dos diques possui direção N15W, subparalelos à parte oriental da margem continental do Escudo das Guianas. Em algumas regiões possuem direção N25W. O enxame de diques da região leste do Estado do Amapá não está paralelo às antigas estruturas da área, cujos trendes variam entre N60W e N50W. Concentram-se ao longo, embora de forma oblíqua, das zonas deformadas do Pré-Cambriano, incluindo o cinturão Rokelide-Kasila da costa Oeste-Africana e cinturão Araguaia no Brasil.

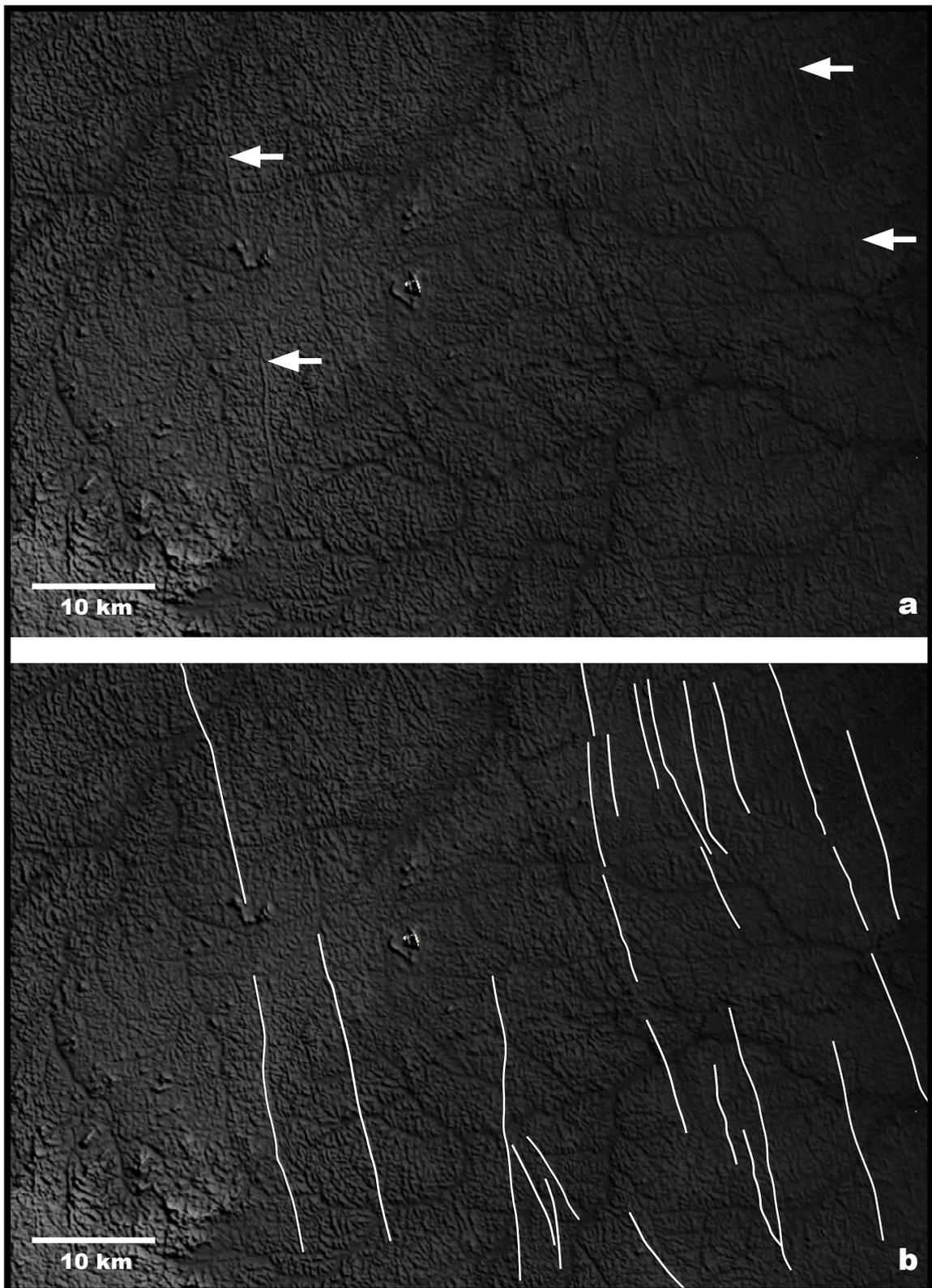


Figura 4.6: Enxame de diques mesozóicos com dezenas de quilômetros de comprimento da região leste do Estado do Amapá. Base: modelo digital de elevação a partir de imagens de satélite SRTM. (a) - Feição positiva dos diques no relevo da região. As setas indicam a localização dos diques; (b) - Interpretação dos diques mais proeminentes.

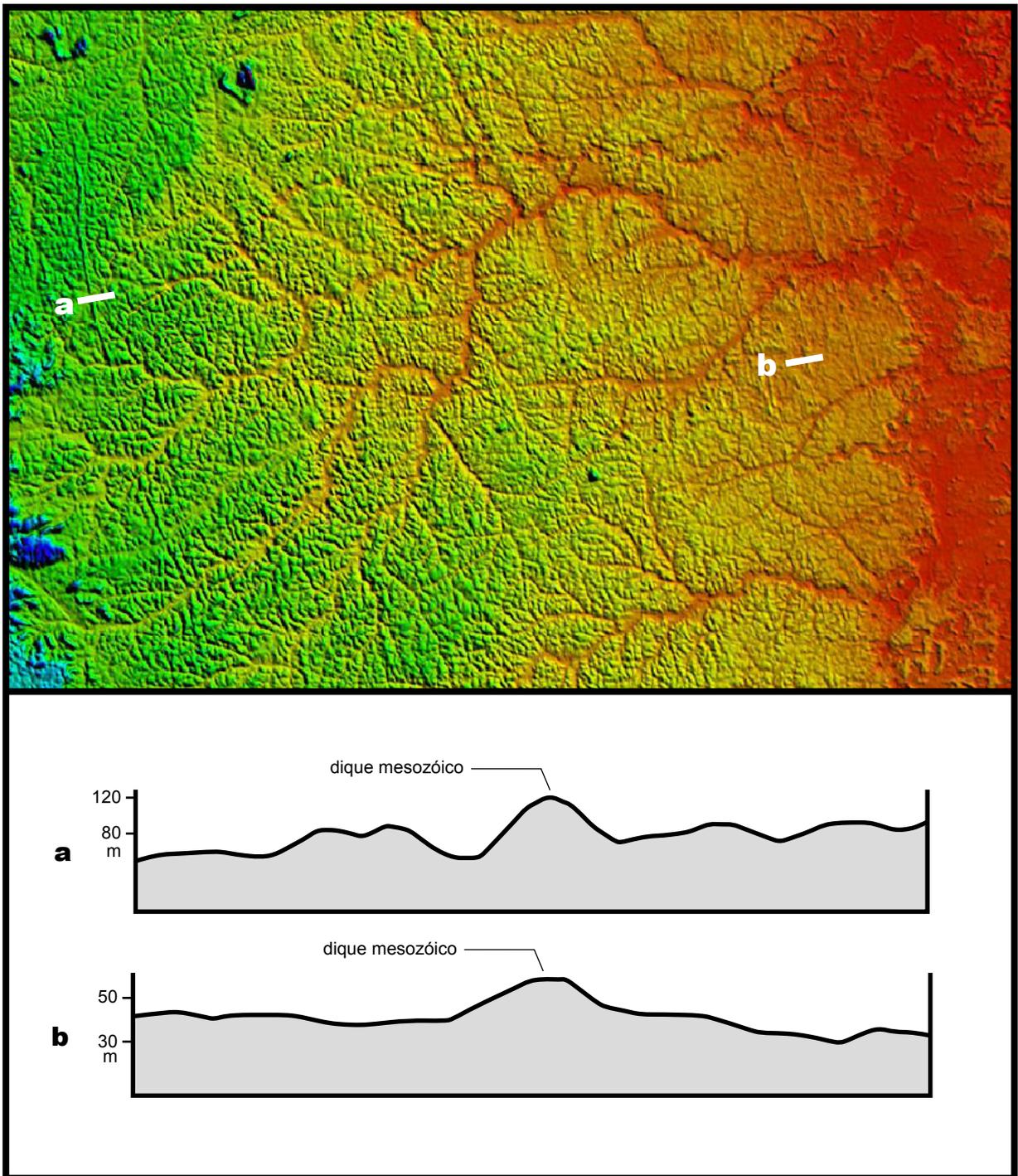


Figura 4.7: Feição morfológica dos diques mesozóicos do leste do Estado do Amapá. (a) Perfil topográfico de 3,2 km; (b) perfil topográfico de 2,15 km.

Os diques são também oblíquos às cadeias e sistemas de falhas transformantes de ambas porções central e equatorial do Atlântico, indicando que a orientação de dispersão de ambas aberturas do Jurássico no Atlântico Central e Cretáceo (Aptiano) do Atlântico Equatorial, desenvolveram-se diferentemente à orientação de extensão durante o estabelecimento dos diques no Jurássico (GIBBS, 1985).

De acordo com Gibbs (1985), os enxames mantêm simetria paralela às suítes do Oeste Africano, sendo considerados parte de um grande sistema de diques do Atlântico. Em escala continental, o enxame registra correspondência com os esforços que antecederam o desmembramento dos continentes (MAY, 1971).

O rifteamento mais antigo da costa do Estado do Amapá tem sido considerado como prolongamento sul-sudeste da abertura do Atlântico Central (SMITH e BRAIDEN 1977, citados por CONCEIÇÃO et al., 1988).

Na Bacia da Foz do Amazonas há registro de vulcanismo na Formação Calçoene, que consiste de um pacote vulcano-sedimentar, constituído por rochas ígneas básicas toleíticas, intercaladas com arenitos (BRANDÃO, 1990). A idade neotriássica-eojurássica é deduzida com base em datações K/Ar dos derrames associados, cujos resultados, analisados com indicações estratigráficas, indicam 186 a 222 Ma. Este magmatismo é correlato aos diques da área emersa adjacente.

No Estado do Pará, as rochas magmáticas toleíticas estão reunidas sob a denominação de Diabásio Penatecaua (ISSLER et al., 1974) e ocorrem, em grande parte, sob a forma de diques e soleiras em meio às seqüências paleozóicas da Bacia do Amazonas. O volume total de diabásio na bacia foi calculado em torno de 90.000 km<sup>3</sup>, sendo que a espessura máxima atingida foi 915m, na região entre os rios Tapajós e Xingu (WANDERLEY FILHO, 1991). No

extremo norte da bacia e no contexto das rochas pré-cambrianas afloram diques de diabásio com extensão de até 20 km e orientados preferencialmente nas direções NE-SW e NNE-SSW, além de diques com direções NW-SE e E-W (CAPUTO e ANDRADE, 1968 citados por CAPUTO 1984). (Figura 4.8). As rochas são constituídas essencialmente de plagioclásio, piroxênios, quartzo, opacos, biotita e hornblenda arranjados em textura sub-ofítica.

A partir da região do Baixo Rio Tapajós, tanto em direção a leste como para oeste, as espessuras dos corpos diminuem, sugerindo que os condutos principais de percolação de magmas situavam-se nessa porção da bacia, imediatamente acima da área que experimentou soerguimento regional decorrente da presença de anomalias térmicas do manto. Sobre a colocação dos corpos de diabásio, Francis (1982, citado por WANDERLEY FILHO, 1991) demonstrou que o diabásio em estado fluído migra por gravidade para o depocentro estrutural, desviando de qualquer anteparo até alcançar a calha principal.

Com base em datações radiométricas pelo método K-Ar, Thomaz Filho et al. (1974) definiram um ciclo de atividade magmática do Triássico. Estes autores associaram este magmatismo ao desenvolvimento do Atlântico Sul.

Wanderley Filho et al. (2006) não observaram variação da idade com a profundidade e, considerando-se idades baseadas no método Ar/Ar, sugeriram que o evento ígneo foi de curta duração e com vários pulsos durante o limite Triássico-Jurássico.

A Bacia do Parnaíba encontra-se na região central da fragmentação do Pangea e Gondwana, entre os oceanos Atlântico Central, Atlântico Sul e Atlântico Equatorial. A norte da bacia ocorreu o rifteamento que gerou o Atlântico Central e Atlântico Norte; a sudeste, ocorreu o rifteamento que deu origem ao Atlântico Sul, entre a América do Sul e África. A bacia foi ainda palco dos rifteamentos que

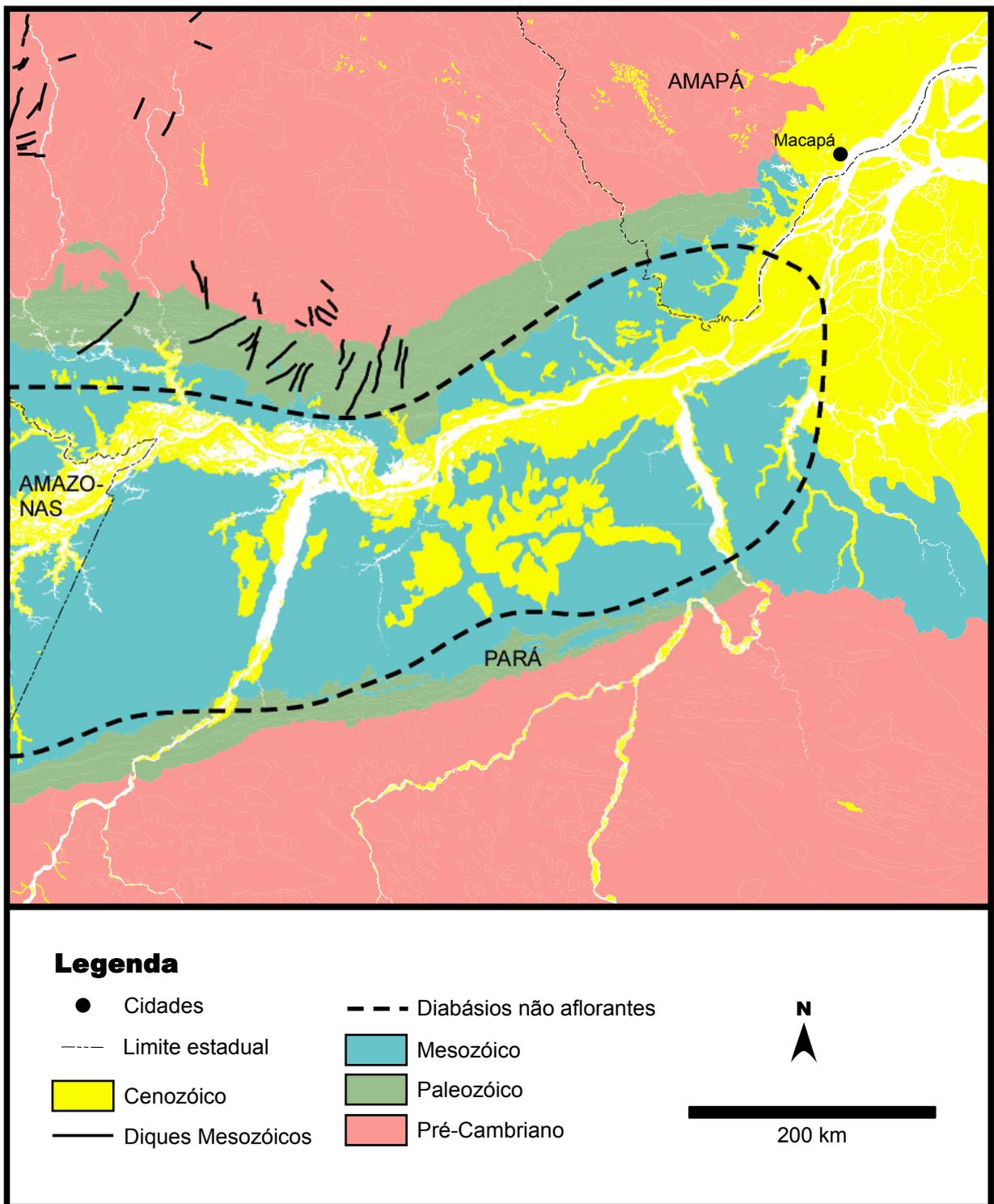


Figura 4.8: Figura ilustrando as rochas magmáticas mesozóicas no Estado do Pará (Mapa: CPRM, 2002; limite do diabásio: WANDERLEY FILHO, 1991).

originaram o Atlântico Equatorial, com a formação da Bacia de Grajaú e Bacia de Barreirinhas, cujo embasamento são suas rochas sedimentares paleozóicas.

Os trabalhos sobre o magmatismo na Bacia do Parnaíba são controversos.

De acordo com Caldasso e Hama (1978), as rochas ígneas formaram-se em três estágios principais: o primeiro corresponde a basaltos do Triássico Médio com idade em torno de 215 Ma; o segundo e mais importante compreende o período de 180 a 150 Ma; e o último estende-se de 150 a 120 Ma.

Brandão e Feijó (1994) interpretaram dois pulsos de magmatismo na Bacia do Parnaíba, ligados à formação do Atlântico Central e posteriormente ao Atlântico Equatorial: o primeiro corresponde a basaltos do Neotriássico com idade em torno de 200 Ma; o segundo e mais importante compreende o período de 180 a 150 Ma (BRANDÃO e FEIJÓ, 1994).

Segundo Milani e Zalán (1999), dois pulsos magmáticos ocorreram na Bacia do Parnaíba durante o Mesozóico, ambos registrando derrames e intrusões. O primeiro ciclo, do Triássico-Jurássico, está correlacionado ao magmatismo Penatecaua das bacias do Amazonas e Solimões e está ligado à abertura do Oceano Atlântico Central. Este evento está materializado pelas rochas da Formação Mosquito. O segundo evento, representado pela Formação Sardinha, é do Eocretáceo e está ligado à formação do Oceano Atlântico Sul (Figura 4.9).

O primeiro evento magmático na Bacia do Parnaíba é caracterizado principalmente por derrames, e algumas ocorrências de diques, e estão reunidos na Formação Mosquito (AGUIAR, 1971). Os basaltos são maciços, afaníticos, amigdaloidais e compostos de labradorita ou andesina, augita e minerais opacos, e são marrons avermelhados quando alterados. A Formação Mosquito ocorreu em três pulsos de derrames, ocorrendo sedimentação continental intercaladas aos basaltos.

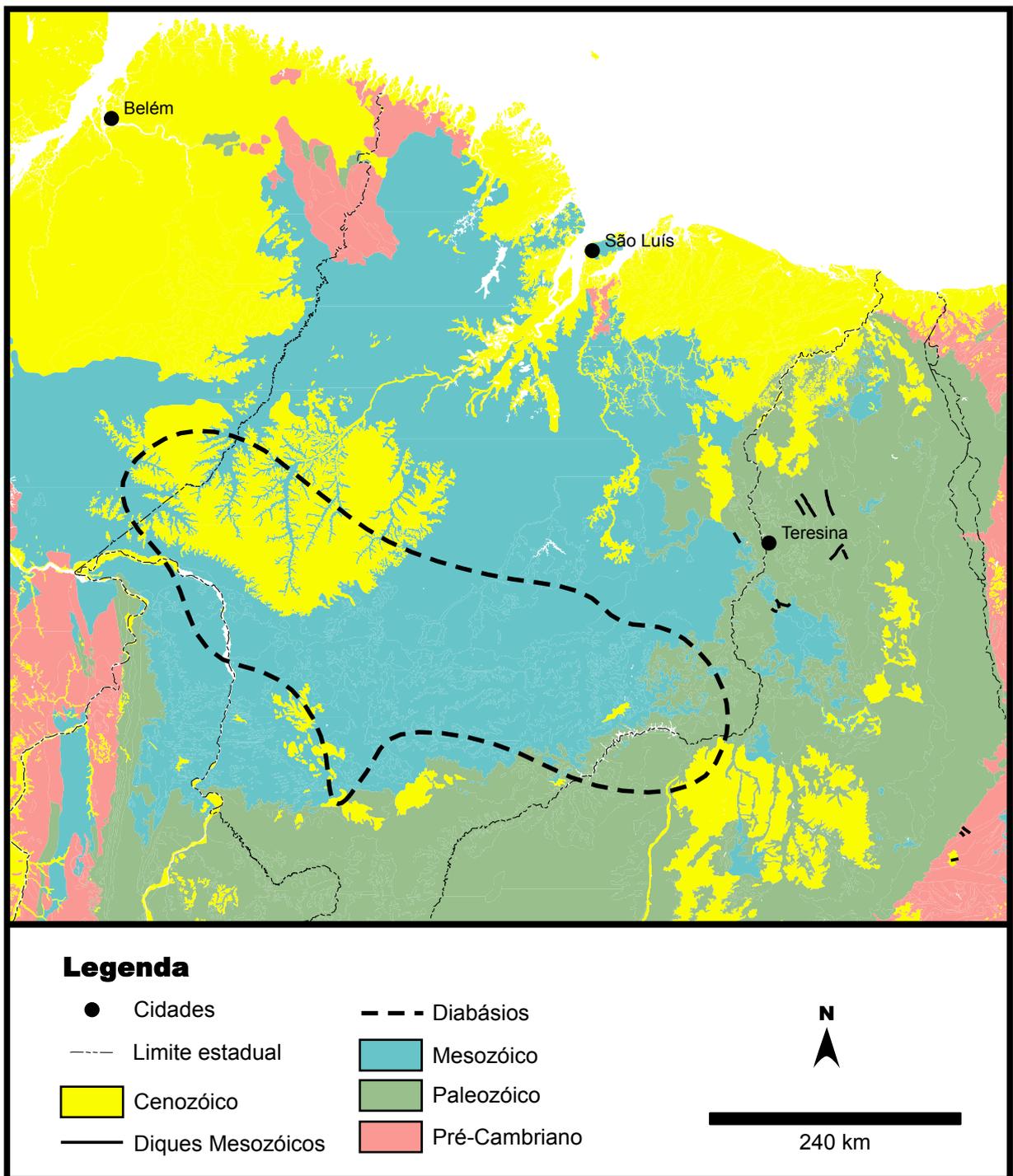


Figura 4.9: Figura ilustrando as rochas magmáticas mesozóicas na região da Bacia do Parnaíba (Mapa: CPRM, 2002; limite do diabásio: MCHONE, 2000).

Os diques triássicos da Bacia do Parnaíba possuem direção geral N-S (ARORA et al., 1999) e provavelmente estão relacionados à reativação extensional que formou a Serra do Estrondo.

#### **4.1.2 Segundo Pulso (Mesojurássico)**

O segundo pulso magmático é aqui interpretado como continuação do evento maior, que acompanhou o desenvolvimento do Atlântico Central. Este pulso está registrado na Bacia do Tacutu, e seus principais produtos magmáticos estão reunidos na Formação Apoteri.

Na Bacia de Tacutu foi identificado, a partir de interpretações de seções sísmicas, um pacote contínuo de basaltos, com espessura em torno de 1.500 m ao longo do eixo maior da bacia, formando a base do preenchimento vulcano-sedimentar (SANTOS 1986).

Os basaltos da Bacia do Tacutu são cinza-escuro a esverdeados, variam de muito fino a afanítico, amigdaloidal e apresentam fratura conchoidal. De acordo com a descrição petrográfica, são classificados como basalto toleítico a olivina-toleítico (BERRANGÉ e DEARLEY, 1975, citado por EIRAS e KINOSHITA, 1990).

Os basaltos foram alojados em derrames sucessivos, onde localmente podem existir até dezoito pulsos magmáticos.

Eiras e Kinoshita (1990) analisaram as datações radiométricas realizadas em diversos trabalhos nos basaltos da Bacia do Tacutu e definiram que o evento ocorreu entre 180 Ma e 150 Ma (Meso a Neojurássico), coincidente com a abertura do Atlântico Central na região do Caribe, entre a América do Sul e a América do Norte. Os basaltos são cobertos por sedimentos da Formação Manari, que foram datadas através de pólenes como do Neojurássico (Kimmeridgiano). Idades mais novas, entre 130 Ma foram encontradas na região, porém têm sido interpretadas

como rochas fraturadas ou intemperizadas que sofreram perda de Argônio.

No topo do pacote de basaltos foram identificadas, através de testemunhos de poços, intercalações de rochas sedimentares (CRAWFORD et al., 1984) (Figura 4.10) que compreendem quatro principais unidades, cujos 100 m superiores encontram-se com registro palinológico do Neojurássico ao Eocretáceo (VAN DER HAMMEN e BURGER, 1966).

Na região da Bacia do Tacutu, durante a extrusão magmática, não houve estiramento mecânico, pois a espessura do pacote vulcânico é relativamente constante. O magmatismo ocorreu na fase pré-rifte da bacia (EIRAS e KINOSHITA, 1990).

#### 4.2 SEGUNDO EVENTO (EOCRETÁCEO)

O segundo evento magmático que incidiu na Região Meio-Norte do Brasil ocorreu no Eocretáceo, deixando registros nas bacias da Foz do Amazonas e Parnaíba, e na região do Gurupi. Este magmatismo está vinculado à segunda tentativa de formação do Atlântico Equatorial e precedeu a formação das bacias do Grajaú e Marajó, do Sistema de Grábens Gurupi e a segunda fase rifte na Bacia da Foz do Amazonas.

O segundo evento magmático na Bacia do Parnaíba é caracterizado por numerosas soleiras e diques de diabásio concentrados principalmente na seqüência devoniana e, de modo mais restrito, na seqüência siluriana, e estão reunidos na Formação Sardinha.

Os diques da Formação Sardinha possuem orientação principal N-S, com pequenas variações para NE-SW e NW-SE (BEZERRA, 1996; ARORA et al., 1999).

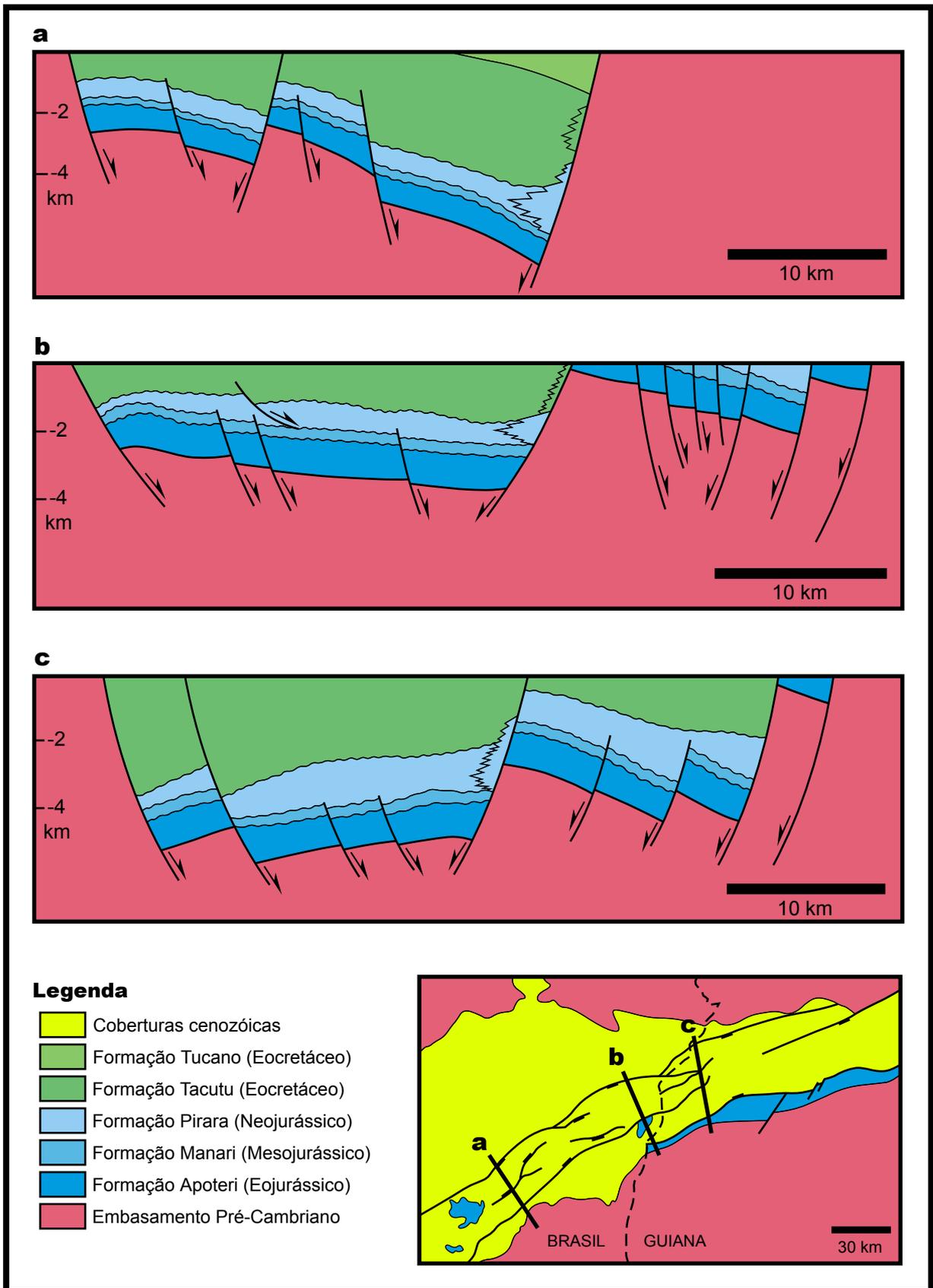


Figura 4.10: Perfis geológicos baseados em interpretações de seções sísmicas na Bacia do Tacutu, mostrando a arquitetura dos depocentros, com destaque para os sistemas de falhas normais e as principais unidades litoestratigráficas que compõem o preenchimento vulcano-sedimentar (EIRAS e KINOSHITA, 1988).

Na região do Gurupi, este magmatismo está representado por diques, incluídos na Suíte Laranjal e vinculados à formação do sistema de Grábens de Gurupi.

Na Bacia da Foz do Amazonas há registro de um segundo evento magmático, datado do Eocretáceo, que precedeu a formação do gráben onde se instalaram os sedimentos da Formação Cassiporé. Não há registro de ocorrências de rochas deste magmatismo fora da bacia.

## 5 EVOLUÇÃO DO RIFTEAMENTO

O processo de colagem de vários segmentos litosféricos e geração de um supercontinente no final do Paleozóico, o Pangea, está bem caracterizado através de um grande volume de dados paleogeográficos, paleomagnéticos e tectônicos, sendo foco de muitos artigos científicos, simpósios, livros etc. (BRITO-NEVES, 1999).

A fragmentação do Pangea resultou em dois supercontinentes, a Laurásia, composta pela América do Norte e Eurásia, e o Gondwana, formado pela América do Sul, África, Antártica, Índia e Austrália.

Este capítulo aborda os processos de fragmentação que incidiram entre a América do Sul e a África e formaram o Oceano Atlântico Equatorial, e descreve sucintamente a participação do processo de abertura do Atlântico Central neste evento.

O acervo de dados disponíveis analisados sugere que a região Meio-Norte do Brasil experimentou três episódios extensionais, no curso de formação do Oceano Atlântico Equatorial. Estes episódios ocorreram em períodos e áreas distintas e foram fundamentais para a composição do esboço geológico e da paisagem da região.

O primeiro episódio de fragmentação está ligado à formação do Oceano Atlântico Central no Triássico; o segundo vincula-se a processos extensionais que geraram o Oceano Atlântico Equatorial na região, com sentido de NW para SE; e o terceiro está relacionado à evolução do processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial a partir do extremo leste da placa da América do Sul, com sentido de movimentação de SE para NW.

## 5.1 PRIMEIRO EVENTO EXTENSIONAL

A primeira manifestação de fragmentação no continente sul-americano foi o rifteamento de baixa intensidade, acompanhado de magmatismo na Bacia da Foz do Amazonas, decorrentes da formação do Oceano Atlântico Central, no Neotriássico.

O rifteamento iniciou com a separação da América do Sul da África, na região do sudeste dos E.U.A e noroeste da África, precedido e em parte acompanhado por forte e rápido evento magmático que se estendeu desde o Canadá e Península Ibérica, até o interior da América do Sul, na região do Estado de Goiás. As causas deste evento ainda são tema de discussão, mas gerou movimentos distensivos entre estes dois continentes, migrando para sul em direção à América do Sul e formando o Gráben de Calçoene na Bacia da Foz do Amazonas, o qual recebeu sedimentos vulcanos-sedimentares no Neotriássico.

O Gráben de Calçoene é formado por falhas normais de direção NNW-SSE, com mergulho para ENE e corresponde a uma estrutura extensional extensa e estreita que alcançou o norte do Estado do Amapá. O material magmático que preencheu este gráben foi proveniente do evento CAMP, descrito no Capítulo 4. A origem deste magmatismo está relacionado, provavelmente, ao *hotspot* localizado, na época, entre a região da Flórida (E.U.A.) e a África.

A falha de descolamento deste gráben alcançou o limite Crosta Inferior-Astenosfera, servindo como conduto de magma para a superfície e na forma de diques no Escudo das Guianas.

Como consequência da formação do Gráben de Calçoene, a ombreira, a oeste, foi soerguida e o teto se desenvolveu como uma estrutura roll-over de grande amplitude.

As datações de rochas vulcânicas do Gráben Calçoene revelaram idades da base do Neotriássico, porém a idade máxima para estas rochas, considerando o evento magmático CAMP, é de 201 Ma, no limite entre o Triássico e o Jurássico (BRANDÃO e FEIJÓ 1004; CPRM 2002).

Este evento foi breve e restrito ao Gráben de Calçoene, e ocorreu no limite Neotriássico-Eojurássico (Figura 5.1: Mapa e Perfil A-A').

O rifte Calçoene é um braço de um ponto tríplice que não evoluiu entre a América do Sul e África e migrou para oeste, na direção do Caribe e propiciando a separação da América do Norte da América do Sul.

No Mesojurássico, a América do Sul e a América do Norte estavam experimentando separação na região do Golfo do México e do Caribe, e do norte da Venezuela. Davison et al. (2003) sugeriram, através de correlação salina nas bacias mesozóicas do Atlântico Central, que havia conexão entre as bacias da costa leste dos E.U.A e a margem do Suriname até no interior da América do Sul, através da Bacia do Tacutu, no Eojurássico.

## 5.2 SEGUNDO EVENTO EXTENSIONAL

Após a formação do Gráben de Calçoene, a região experimentou estabilidade durante aproximadamente 60 Ma, até que novos esforços extensionais voltaram a incidir na região no início do Eocretáceo, antes do Barremiano.

Os eventos extensionais do segundo pulso iniciaram no Eocretáceo e foram acompanhados por fraco vulcanismo, registrado na base da Formação Cassiporé na Bacia da Foz do Amazonas.

Na região do Gurupi, este magmatismo está representado por diques, incluídos na Suíte Laranjal e vinculados à formação do sistema de Grábens de Gurupi.

Na Bacia da Foz do Amazonas há registro de um segundo evento magmático, datado do Eocretáceo, que precedeu a formação do gráben onde se instalaram os sedimentos da Formação Cassiporé. Não há registro de ocorrências de rochas deste magmatismo fora da bacia.

## 5 EVOLUÇÃO DO RIFTEAMENTO

O processo de colagem de vários segmentos litosféricos e geração de um supercontinente no final do Paleozóico, o Pangea, está bem caracterizado através de um grande volume de dados paleogeográficos, paleomagnéticos e tectônicos, sendo foco de muitos artigos científicos, simpósios, livros etc. (BRITO-NEVES, 1999).

A fragmentação do Pangea resultou em dois supercontinentes, a Laurásia, composta pela América do Norte e Eurásia, e o Gondwana, formado pela América do Sul, África, Antártica, Índia e Austrália.

Este capítulo aborda os processos de fragmentação que incidiram entre a América do Sul e a África e formaram o Oceano Atlântico Equatorial, e descreve sucintamente a participação do processo de abertura do Atlântico Central neste evento.

O acervo de dados disponíveis analisados sugere que a região Meio-Norte do Brasil experimentou três episódios extensionais, no curso de formação do Oceano Atlântico Equatorial. Estes episódios ocorreram em períodos e áreas distintas e foram fundamentais para a composição do esboço geológico e da paisagem da região.

O primeiro episódio de fragmentação está ligado à formação do Oceano Atlântico Central no Triássico; o segundo vincula-se a processos extensionais que geraram o Oceano Atlântico Equatorial na região, com sentido de NW para SE; e o terceiro está relacionado à evolução do processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial a partir do extremo leste da placa da América do Sul, com sentido de movimentação de SE para NW.

## 5.1 PRIMEIRO EVENTO EXTENSIONAL

A primeira manifestação de fragmentação no continente sul-americano foi o rifteamento de baixa intensidade, acompanhado de magmatismo na Bacia da Foz do Amazonas, decorrentes da formação do Oceano Atlântico Central, no Neotriássico.

O rifteamento iniciou com a separação da América do Sul da África, na região do sudeste dos E.U.A e noroeste da África, precedido e em parte acompanhado por forte e rápido evento magmático que se estendeu desde o Canadá e Península Ibérica, até o interior da América do Sul, na região do Estado de Goiás. As causas deste evento ainda são tema de discussão, mas gerou movimentos distensivos entre estes dois continentes, migrando para sul em direção à América do Sul e formando o Gráben de Calçoene na Bacia da Foz do Amazonas, o qual recebeu sedimentos vulcanos-sedimentares no Neotriássico.

O Gráben de Calçoene é formado por falhas normais de direção NNW-SSE, com mergulho para ENE e corresponde a uma estrutura extensional extensa e estreita que alcançou o norte do Estado do Amapá. O material magmático que preencheu este gráben foi proveniente do evento CAMP, descrito no Capítulo 4. A origem deste magmatismo está relacionado, provavelmente, ao *hotspot* localizado, na época, entre a região da Flórida (E.U.A.) e a África.

A falha de descolamento deste gráben alcançou o limite Crosta Inferior-Astenosfera, servindo como conduto de magma para a superfície e na forma de diques no Escudo das Guianas.

Como consequência da formação do Gráben de Calçoene, a ombreira, a oeste, foi soerguida e o teto se desenvolveu como uma estrutura roll-over de grande amplitude.

As datações de rochas vulcânicas do Gráben Calçoene revelaram idades da base do Neotriássico, porém a idade máxima para estas rochas, considerando o evento magmático CAMP, é de 201 Ma, no limite entre o Triássico e o Jurássico (BRANDÃO e FEIJÓ 1004; CPRM 2002).

Este evento foi breve e restrito ao Gráben de Calçoene, e ocorreu no limite Neotriássico-Eojurássico (Figura 5.1: Mapa e Perfil A-A').

O rifte Calçoene é um braço de um ponto tríplice que não evoluiu entre a América do Sul e África e migrou para oeste, na direção do Caribe e propiciando a separação da América do Norte da América do Sul.

No Mesojurássico, a América do Sul e a América do Norte estavam experimentando separação na região do Golfo do México e do Caribe, e do norte da Venezuela. Davison et al. (2003) sugeriram, através de correlação salina nas bacias mesozóicas do Atlântico Central, que havia conexão entre as bacias da costa leste dos E.U.A e a margem do Suriname até no interior da América do Sul, através da Bacia do Tacutu, no Eojurássico.

## 5.2 SEGUNDO EVENTO EXTENSIONAL

Após a formação do Gráben de Calçoene, a região experimentou estabilidade durante aproximadamente 60 Ma, até que novos esforços extensionais voltaram a incidir na região no início do Eocretáceo, antes do Barremiano.

Os eventos extensionais do segundo pulso iniciaram no Eocretáceo e foram acompanhados por fraco vulcanismo, registrado na base da Formação Cassiporé na Bacia da Foz do Amazonas.

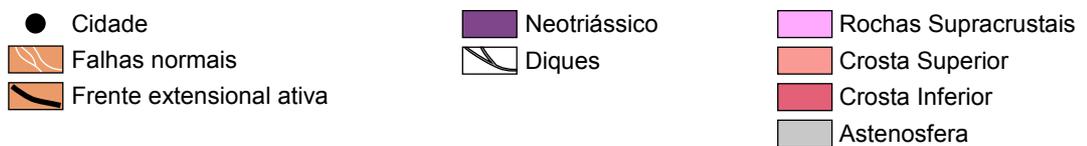
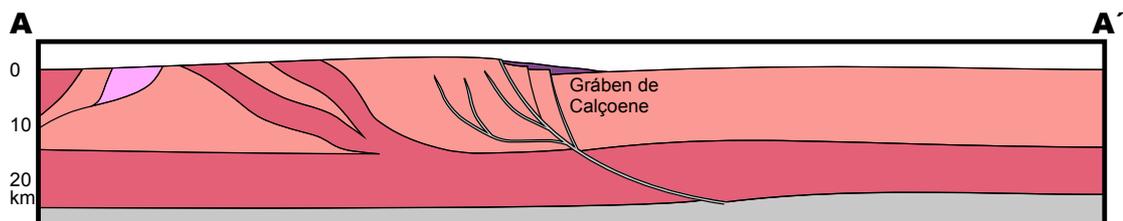


Figura 5.1: Mapa ilustrando o desenvolvimento do rifteamento na região Meio-Norte do Brasil no Neotriássico-Eojurássico. O perfil A-A' mostra a instalação do Gráben de Calçoene da Bacia da Foz do Amazonas.

A partir deste evento, a estruturação do Gráben de Calçoene foi reativada, formando novas falhas normais na região, com direção N-S, migrando com o tempo para o sul. As falhas normais se articularam através da falha de descolamento, com formação de novas falhas no teto do rifte, projetando-se para a direção nordeste (Figura 5.2: Mapa e Perfil A-A').

A sul, outro rifte estava se individualizando, na região entre as bacias do Amazonas e do Parnaíba. Este rifte evoluiu para a Bacia de Marajó e era composto por um conjunto de falhas normais de direção principal NW-SE a sul, virando para NE-SW na direção das falhas da Bacia da Foz do Amazonas.

O conjunto de falhas da Bacia de Marajó se articulou através de uma falha principal profunda, com mergulho para NE, permitindo a elevação das isotermas abaixo da bacia, em decorrência do afinamento da Crosta Inferior.

A ombreira da Bacia de Marajó, o Arco de Gurupá, formado por rochas da Bacia do Amazonas, foi soerguida após a formação do rifte e experimentou intensos processos de erosão (Figura 5.2: Mapa e Perfil B-B').

A partir do Barremiano, houve a conexão das falhas normais das bacias da Foz do Amazonas e de Marajó, a partir da região da Sub-bacia de Mexiana.

A Bacia de Marajó expandiu a partir da formação de novas falhas sintéticas no piso e se estendeu para o interior do continente. A partir do conjunto inicial de falhas, novas falhas normais se formaram, com direções N-S e NW-SE, evoluindo nos sentidos S e SE, respectivamente. Estes conjuntos de falhas formaram a estruturação das sub-bacias de Mocajuba e Limoeiro (Figura 5.3: Mapa e Perfil B-B').

A leste da Bacia de Marajó, a região norte da Bacia do Parnaíba estava sofrendo soerguimento, resultando na exposição toda a seqüência paleozóica e parte de antigos grábens proterozóicos que compõem o embasamento da bacia (Figura 5.3: Mapa e Perfil C-C').

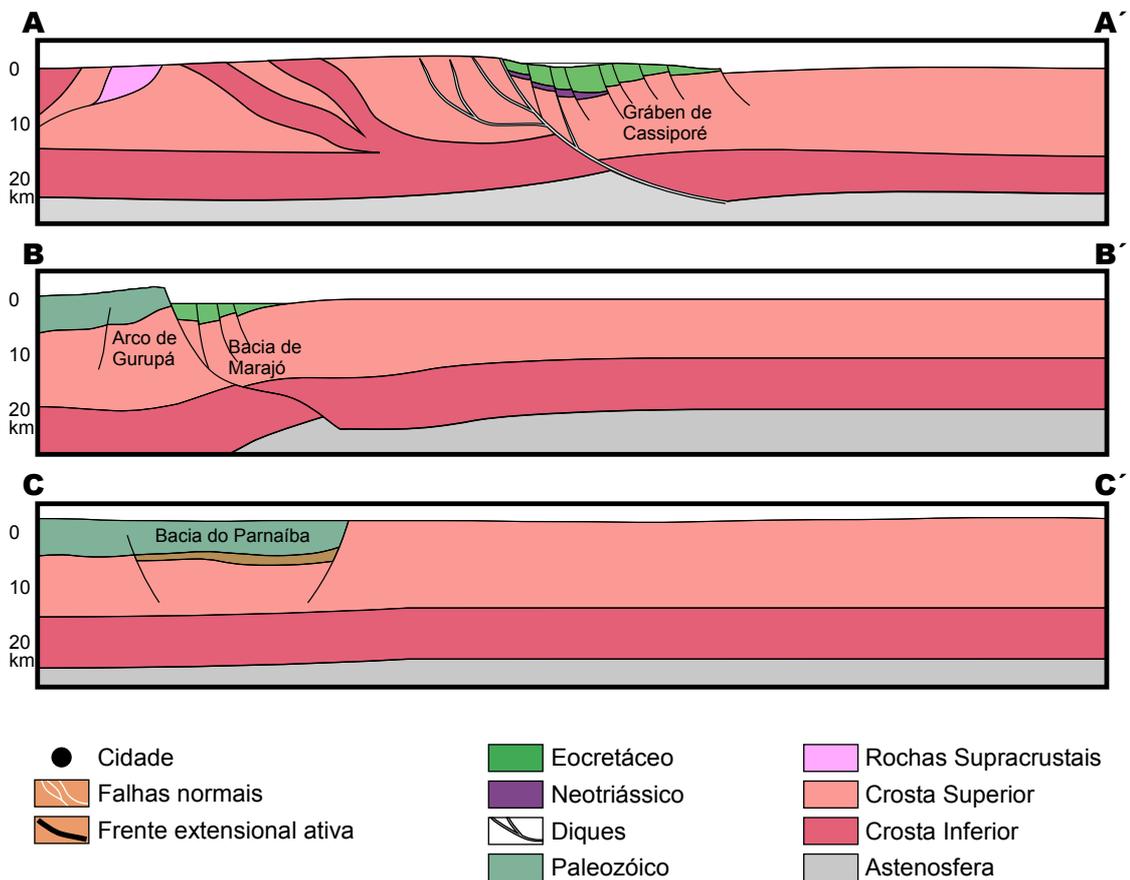
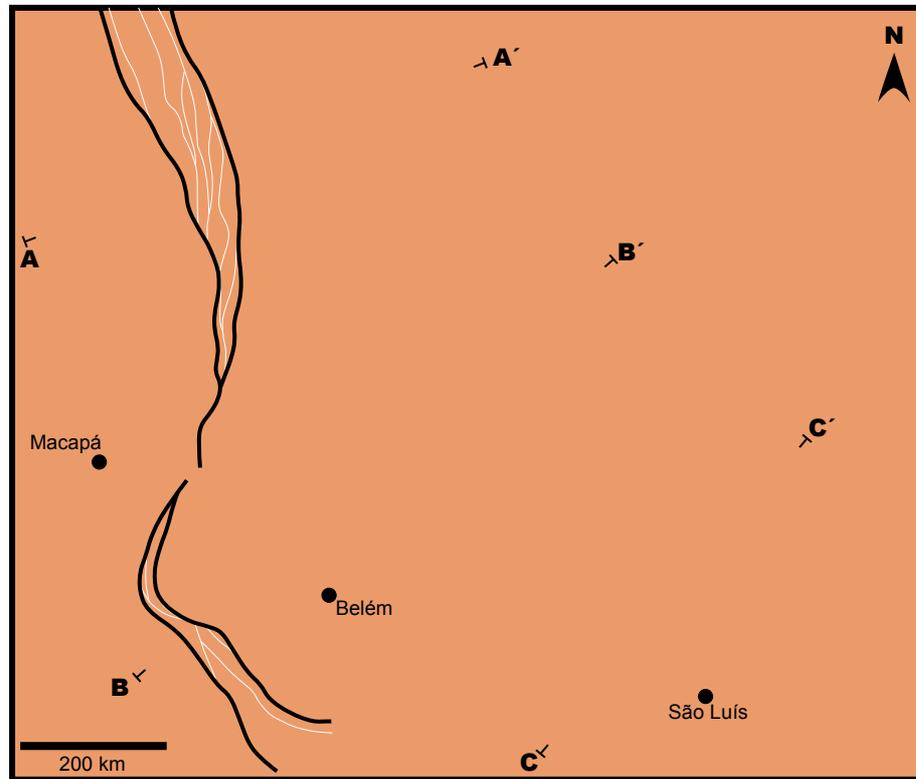


Figura 5.2: Mapa ilustrando o desenvolvimento do rifteamento na região Meio-Norte do Brasil no Eocretáceo (pré-Barremiano). O perfil A-A' apresenta a instalação do Gráben de Cassiporé na Bacia da Foz do Amazonas; o perfil B-B' apresenta o início da formação da Bacia de Marajó; e o perfil C-C' mostra a fase pré-rifte do Sistema de Grábens Gurupi.

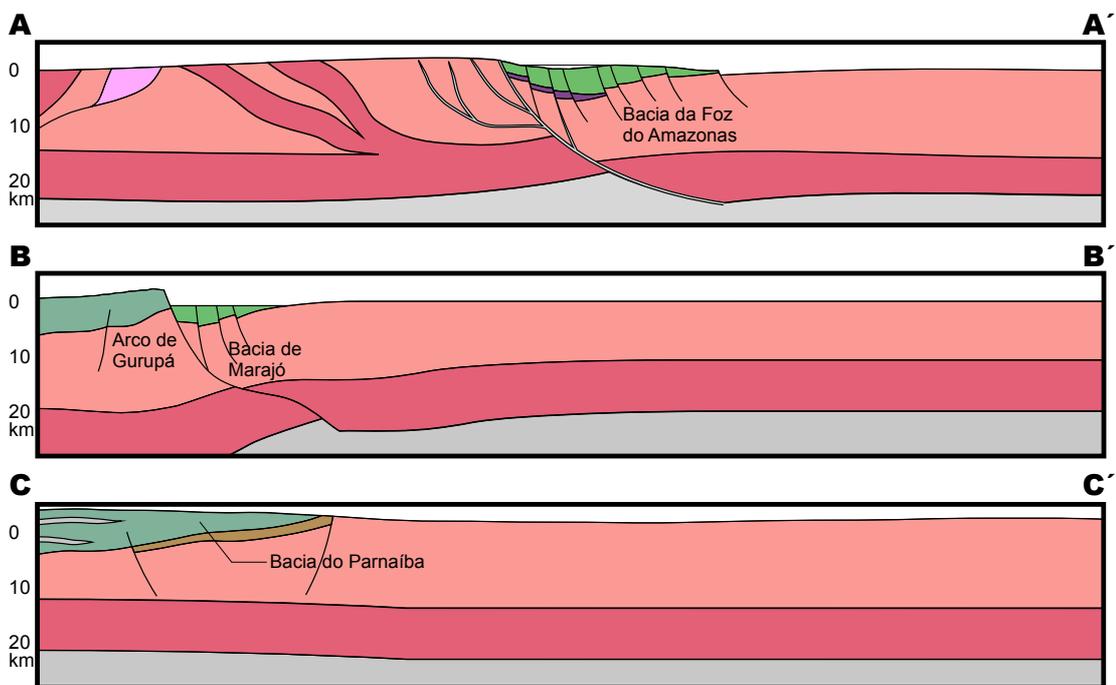
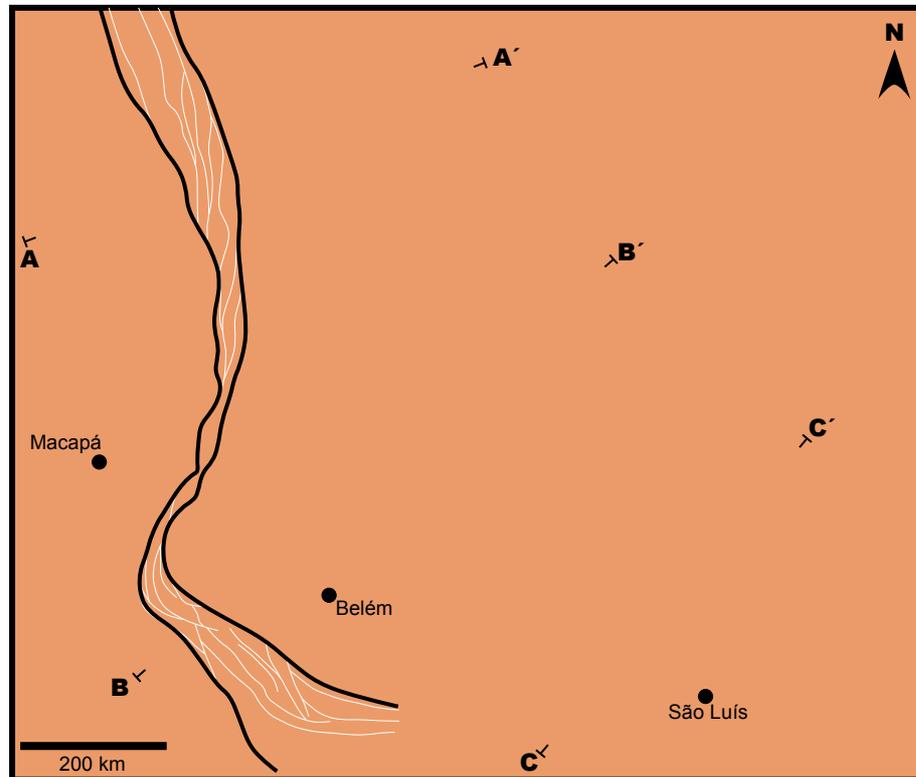


Figura 5.3: Mapa ilustrando o desenvolvimento do rifteamento na região Meio-Norte do Brasil no Eocretáceo (Barremiano). O perfil A-A' mostra a evolução da Bacia da Foz do Amazonas; no perfil B-B' vê-se o soerguimento do Arco de Gurupá, ombreira da Bacia de Marajó; o perfil C-C' mostra a intrusão ígnea na Bacia do Parnaíba e soerguimento das seqüências sedimentares paleozóicas.

A partir do Aptiano, enquanto as bacias da Foz do Amazonas e Marajó ampliavam com a formação de novas falhas normais sintéticas, fases pré-rifte instalavam-se na região.

A região norte da Bacia do Parnaíba, soerguida no Barremiano, sofreu subsidência, formando uma ampla bacia do tipo *sag*, onde se depositou um delgado pacote sedimentar sobre parte da arquitetura da bacia e sobre o embasamento pré-cambriano no início do Aptiano (Figura 5.4: Mapa e Perfil C-C').

Após o evento de subsidência termal, novo processo de rifteamento surgiu na região e sob domínio extensional, o Sistema de Grábens Gurupi se formou, com a individualização das bacias de Bragança-Viseu e Ilha Nova caracterizadas por sistemas de falhas de direções NW-SE e WNW-ESE, respectivamente. Nesse período a Bacia da Foz do Amazonas passou por lenta evolução extensional, com poucos episódios de geração de novas falhas, porém com subsidência acelerada, a exemplo da Bacia de Marajó (Figura 5.5: Mapa e Perfil A-A').

Ainda no Aptiano, falhas antitéticas se formaram na Bacia de Marajó, individualizando a região Marajó Setentrional (Figura 5.5: Mapa e Perfil B-B'). As falhas antitéticas se articularam com a falha principal, gerando mais variação vertical, com o soerguimento do Arco de Gurupá e subsidência dos depocentros, elevando as isotermas sob a Bacia de Marajó a partir de adelgaçamento litosférico.

Após o início da formação das Bacias de Bragança-Viseu e Ilha Nova, os sistemas de falhas normais ampliaram, uns em direção aos outros, resultando na formação da Bacia de São Luís e a ombreira do Sistema de Grábens Gurupi, conhecido como Arco Ferrer-Urbano Santos.

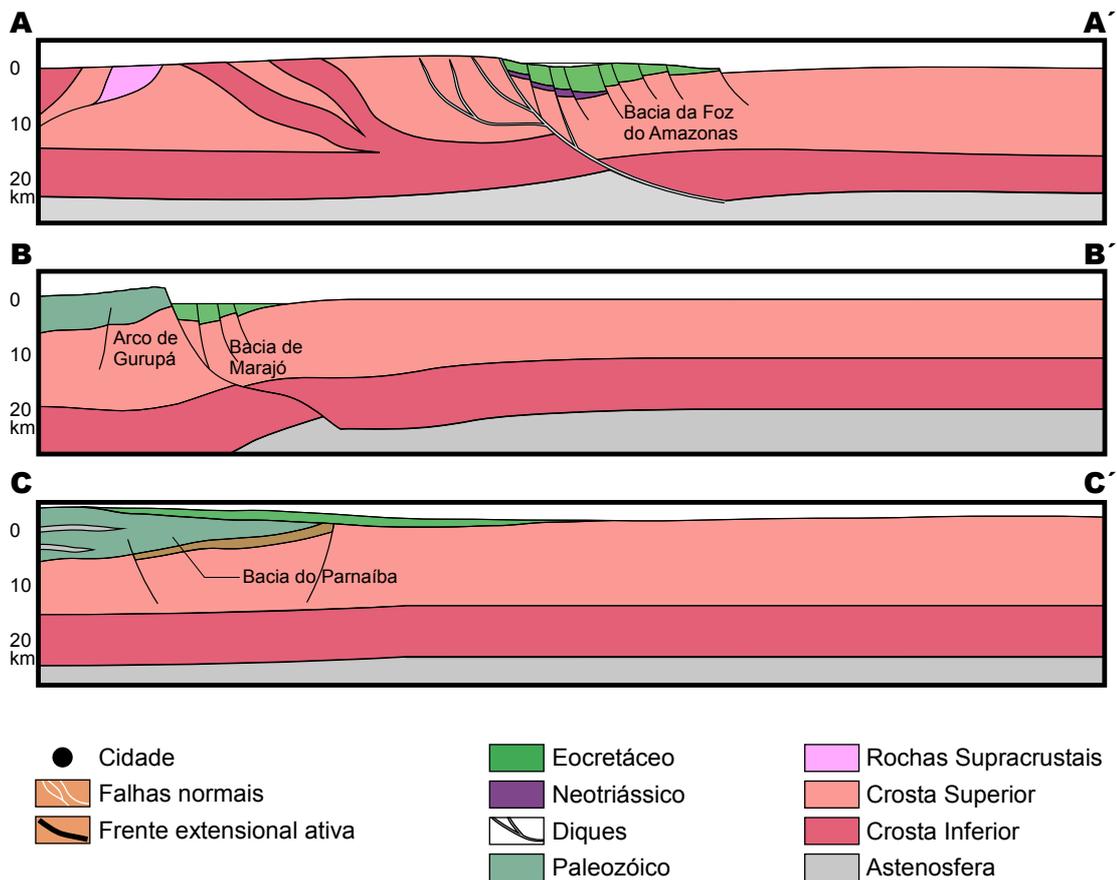
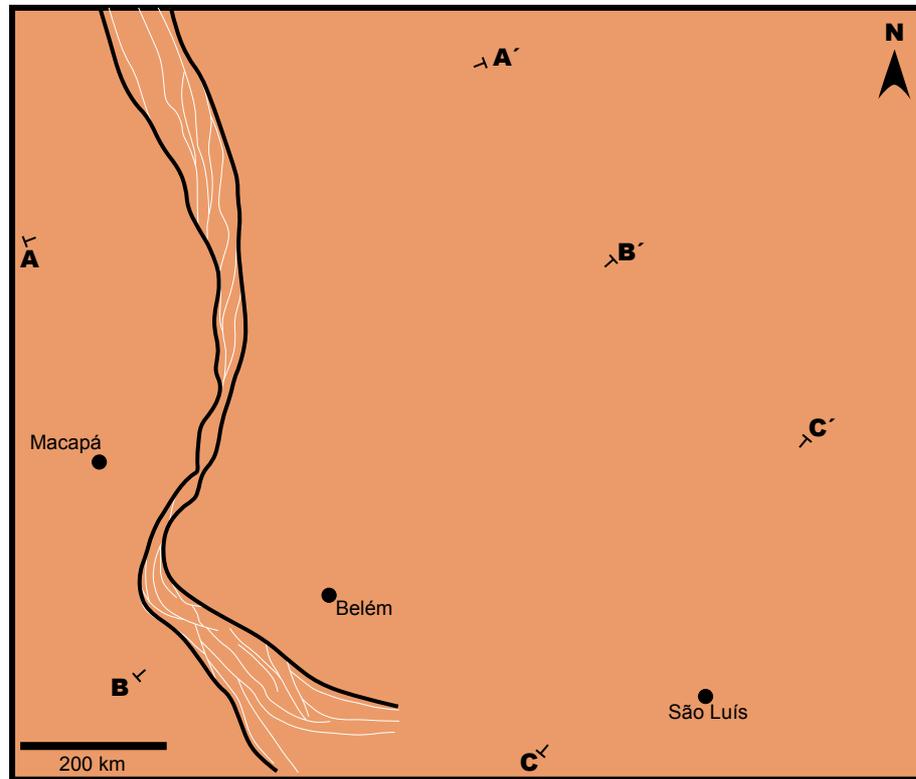


Figura 5.4: Mapa ilustrando o desenvolvimento do rifteamento na região Meio-Norte do Brasil no Eocretáceo (início do Aptiano). O perfil A-A' ilustra a evolução da Bacia da Foz do Amazonas; o perfil B-B' mostra a instalação de falhas normais sintéticas na Bacia de Marajó; o perfil C-C' apresenta a subsidência e deposição da Seqüência Codó-Grajaú na Bacia de Grajaú e Sistema de Grábens Gurupi.

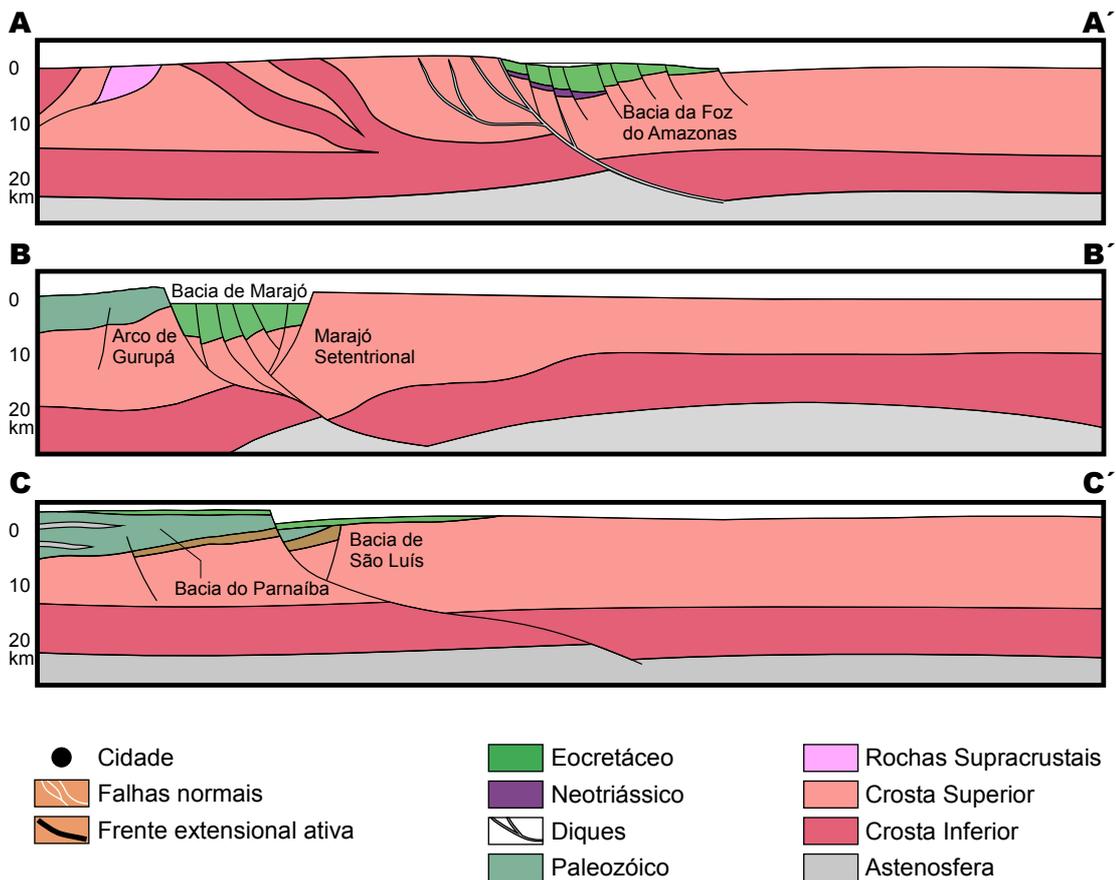
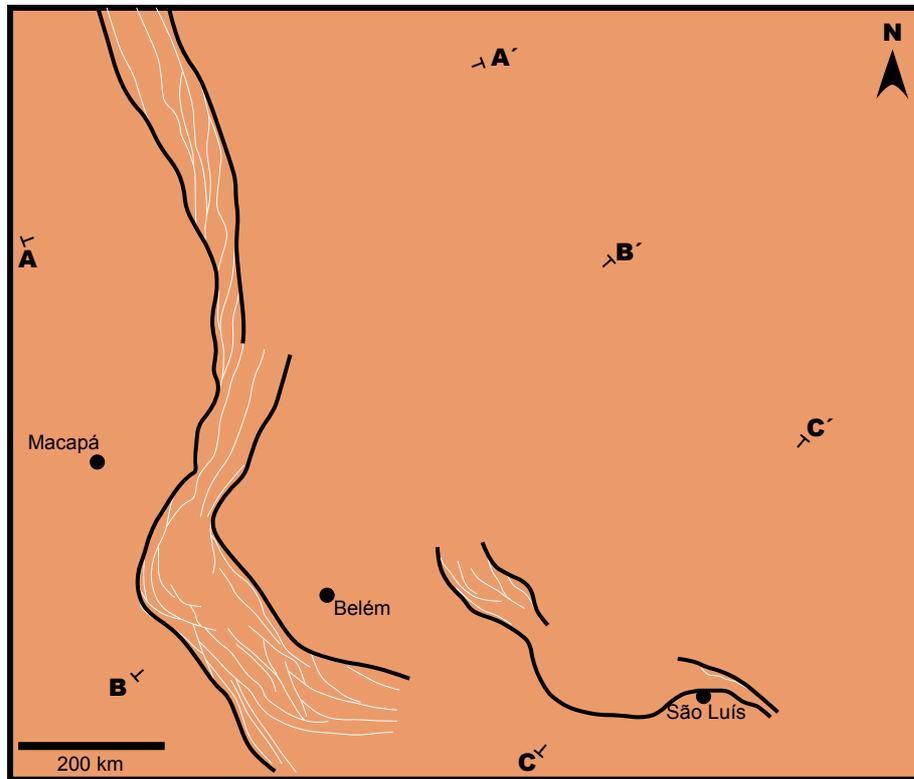


Figura 5.5: Mapa ilustrando o desenvolvimento do rifteamento na região Meio-Norte do Brasil no Eocretáceo (metade do Aptiano). O perfil A-A' ilustra a evolução da Bacia da Foz do Amazonas; o perfil B-B' mostra a formação de falhas normais antitéticas na Bacia de Marajó; e no perfil C-C' vê-se a instalação de falhas normais e formação da Bacia de São Luís.

Com a formação das bacias do Sistema de Grábens Gurupi, sob regime extensional, os sedimentos da bacia sag que se instalaram na fase pré-rifte, foram deslocados centenas de metros, ficando expostos a sul, na área do Arco Ferrer Urbano-Santos e soterrados a norte, nos depocentros dos riftes das bacias de Bragança-Viseu, Ilha Nova e São Luís. (Figura 5.5: Mapa e Perfil C-C').

No final do Aptiano, a Bacia de Marajó e o Sistema de Grábens Gurupi alcançaram a sua ampliação máxima, com o completo desenvolvimento de sistemas de falhas antitéticas.

A Bacia de Marajó, nesse período, se ligava mais fortemente com a Bacia da Foz do Amazonas, a partir do desenvolvimento das falhas N-S que se conectavam com as falhas normais da Sub-bacia de Mexiana (Figura 5.6: Mapa). Nessas bacias dominavam acúmulo de sedimentos e forte subsidência, alcançando profundidades superiores a 5.000 metros. (Figura 5.6: Perfis A-A' e B-B').

As bacias do sistema de Grábens Gurupi se conectaram com a Bacia do Ceará, através do desenvolvimento dos sistemas de falhas normais da Bacia de Ilha Nova, permitindo a ingressão do mar no interior da América do Sul, nas bacias de São Luís, Ilha Nova e Grajaú (Figura 5.6: Mapa e Perfil C-C').

### 5.3 TERCEIRO EVENTO EXTENSIONAL

No Aptiano, o Oceano Atlântico Sul já estava em avançado estágio de desenvolvimento com ampla formação de crosta oceânica. A sua propagação já alcançava o limite norte, a Bacia Sergipe-Alagoas e o Sistema de Grábens Recôncavo-Tucano-Jatobá-Araripe.

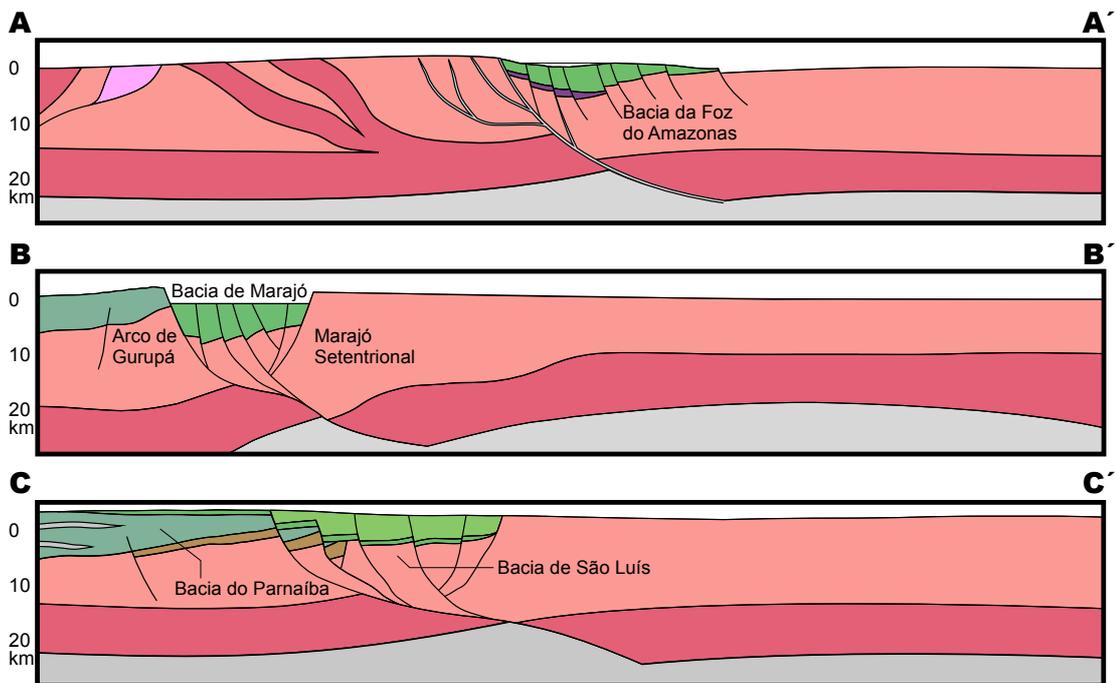
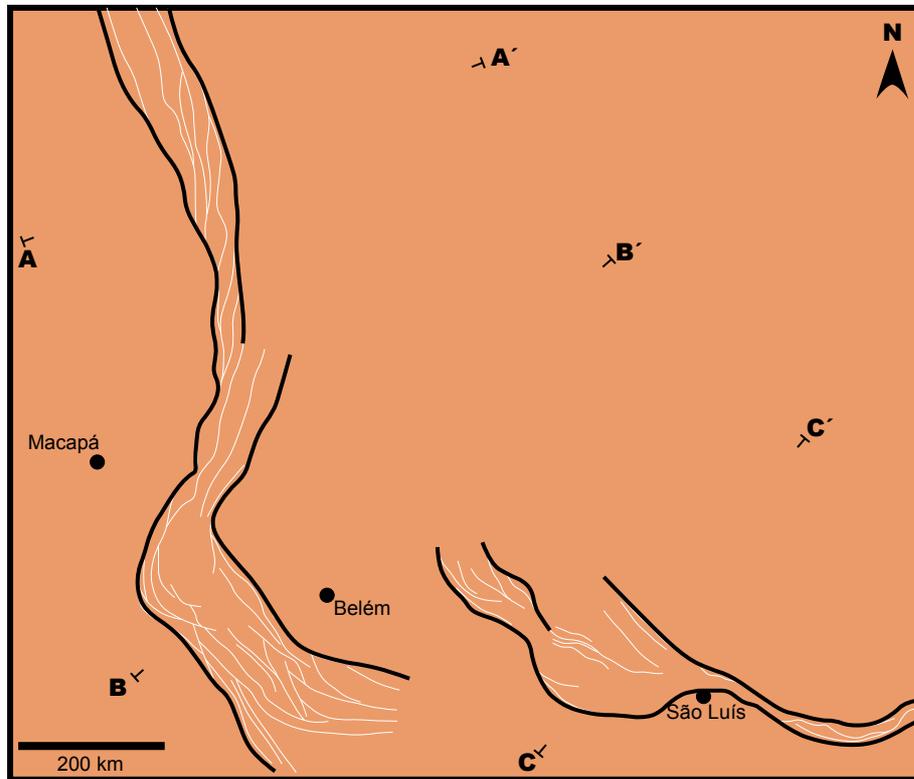


Figura 5.6: Mapa ilustrando o desenvolvimento do rifteamento na região Meio-Norte do Brasil no Eocretáceo (final do Aptiano). O perfil A-A' mostra a evolução da Bacia da Foz do Amazonas; o perfil B-B' apresenta a evolução da Bacia de Marajó; e no perfil C-C' vê-se a instalação de falhas normais sintéticas e antitéticas e a rápida ampliação da Bacia de São Luís.

No Valanginiano iniciou o desenvolvimento do Oceano Atlântico Equatorial, com a formação da Bacia Potiguar e o rifteamento avançou para oeste, resultando na Bacia do Ceará, no Aptiano. O rifteamento que gerou a Bacia do Ceará prosseguiu para oeste, conectando-se com o sistema de Grábens Gurupi e migrando para NW, formando as Bacias de Barreirinhas, Pará-Maranhão e a ampliação da Bacia da Foz do Amazonas no Albiano.

No Albiano, diminuiu a intensidade das movimentações na Bacia de Marajó e no Sistema de Grábens de Gurupi, e ambos experimentaram principalmente subsidência, a julgar pelo aporte de sedimentos, seguido de assoreamento.

A movimentação extensional foi transferida para norte a partir do Albiano.

O terceiro evento extensional formou novas bacias na região, a partir da propagação para noroeste da frente extensional, resultando na formação das bacias Potiguar e Ceará no Valanginiano e Aptiano, respectivamente.

A Bacia de Barreirinhas se formou a partir da instalação de sistemas de falhas normais de direções E-W e NW-SE, com mergulhos para N. Com a propagação para noroeste, se individualizou a Bacia do Pará Maranhão a partir de dois conjuntos de falhas; o primeiro, de direção NW-SE e mergulho para NE; e o segundo, de direção E-W e mergulho para N.

Estas bacias se desenvolveram segundo o modelo de Wernicke (WERNICKE, 1981; LISTER et al., 1986; WERNICKE, 1995), com falha de descolamento de baixo ângulo, deslocando verticalmente a crosta inferior, elevando o manto litosférico (Figura 5.7: Mapa e perfis B-B' e C-C').

Falhas sintéticas se desenvolveram no piso a partir da falha principal, com o contínuo processo extensional, formando uma bacia assimétrica que abrigou inicialmente sistemas flúvio-lacustres.

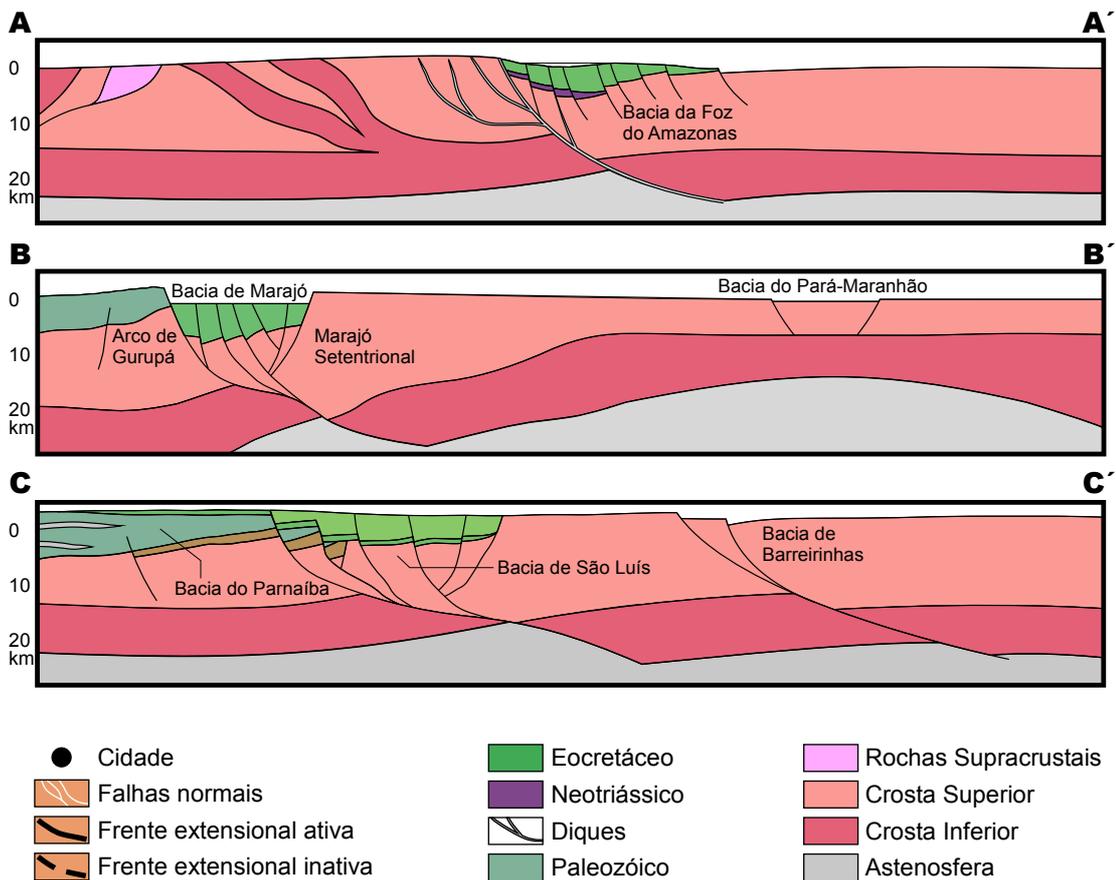
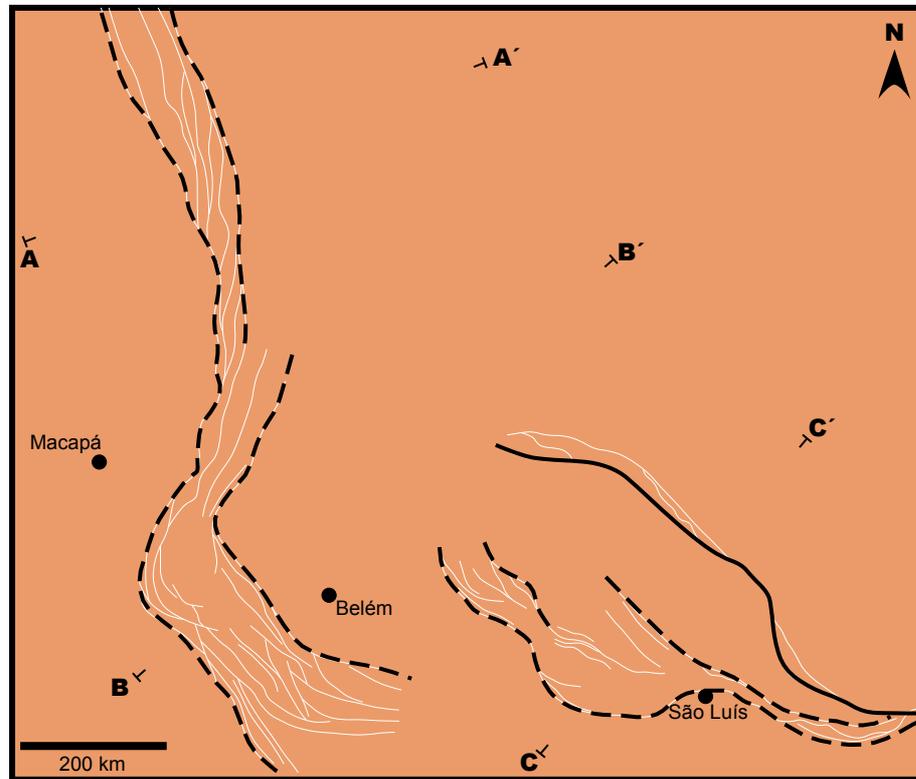


Figura 5.7: Mapa ilustrando o início da terceira fase extensional na Região Meio-Norte do Brasil no Eocretáceo (início do Albiano). O perfil A-A' ilustra a evolução da Bacia da Foz do Amazonas; o perfil B-B' mostra o início da terceira fase extensional na região e a formação da Bacia do Pará Maranhão; e o perfil C-C' também mostra o início da terceira fase extensional e a formação da Bacia de Barreirinhas.

O rifteamento prosseguiu para NW, alcançando a Bacia da Foz do Amazonas, formando um novo conjunto de falhas normais, obliquas às falhas formadas no Triássico e Eocretáceo. Este novo conjunto de falhas normais possui direção NW-SE com mergulho para NE, e se formaram a partir do conjunto de falhas E-W da Bacia do Pará-Maranhão.

As falhas albianas da Bacia da Foz do Amazonas seccionaram parte das falhas mais antigas e imprimiram um complexo conjunto de depocentros na parte norte da bacia (Figura 5.8: Mapa). Como consequência, as novas falhas aumentaram expressivamente a largura da bacia, chegando a mais de 200 km de extensão em algumas partes.

No final do Albiano, o evento extensional estava concentrado nas bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas, onde desenvolveram-se sistemas marinhos; a conexão com a parte norte da América do Sul era feito através das falhas que controlaram a formação do Oceano Atlântico Central.

Neste período, houve a formação de falhas antitéticas nas bacias e elevação das isotermas, com o contínuo deslocamento da crosta e ascensão da Astenosfera (Figura 5.9: Mapa e perfis).

As bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas, a partir do final do Albiano, sofreram expansão progressiva, com o início da deriva entre a América do Sul e África, predominando os processos sedimentares marinhos (Figura 5.10: Mapa e perfis).

Com o início da deriva continental, começou a atuação de falhas transcorrentes de direção NE-SW em todo o conjunto de riftes na região Meio-Norte do Brasil, impondo compartimentação dos depocentros (Figura 5.11: Mapa).

A figura 5.11 apresenta um perfil geológico esquemático nos sistemas extensionais da Bacia de Marajó, do Sistema de Grábens Gurupi e da Bacia Pará-Maranhão.

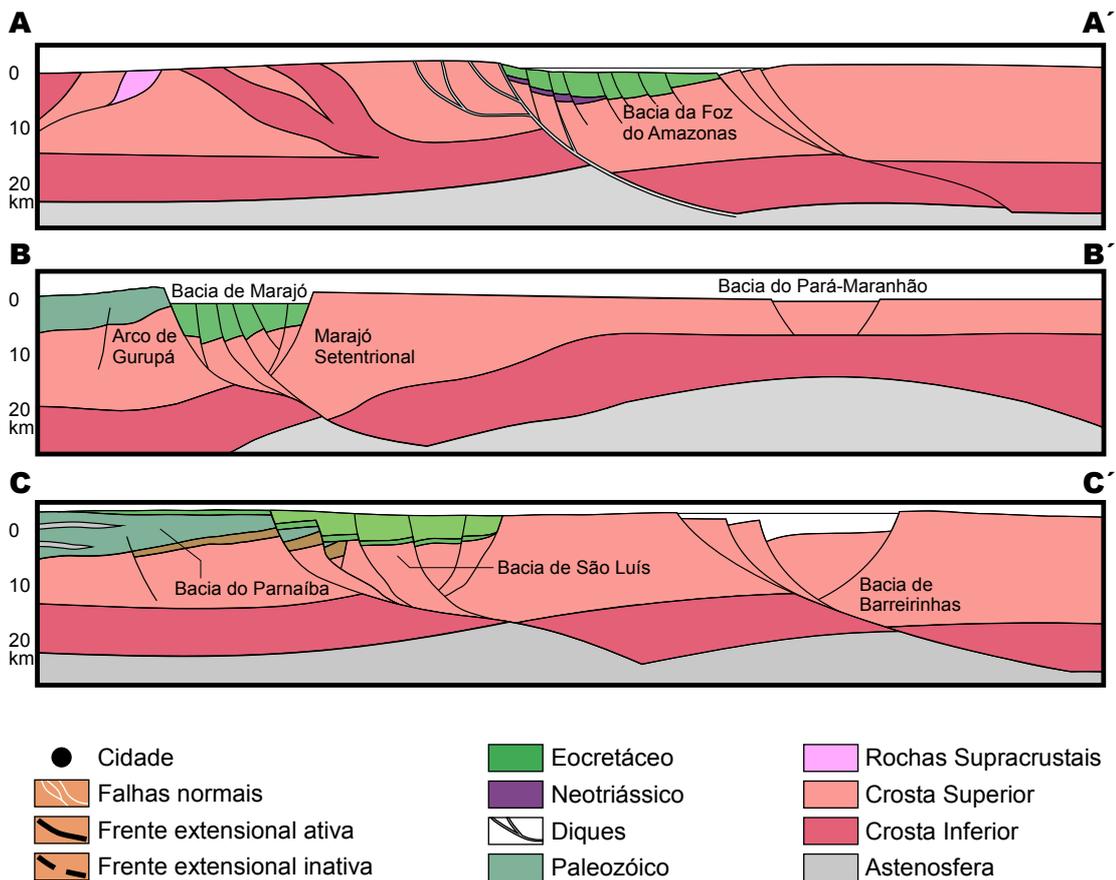
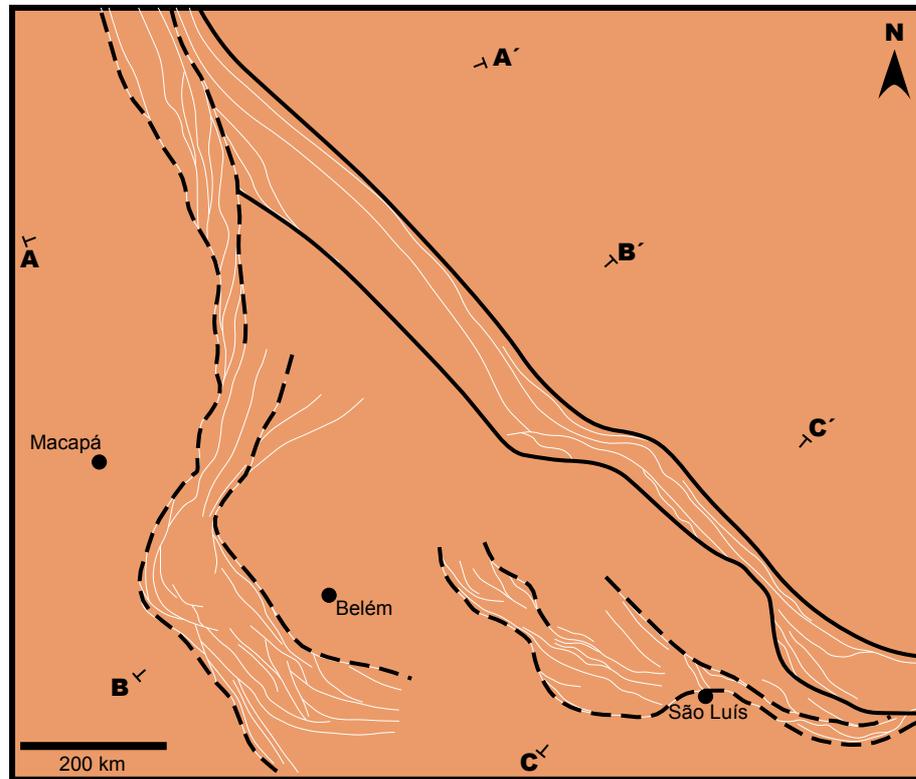


Figura 5.8: Mapa ilustrando o desenvolvimento do rifteamento na região Meio-Norte do Brasil no Eocretáceo (início do Albiano). O perfil A-A' ilustra a ampliação da Bacia da Foz do Amazonas a partir do terceiro evento extensional; o perfil B-B' mostra a evolução da Bacia do Pará Maranhão; e o perfil C-C' apresenta a evolução da Bacia de Barreirinhas.

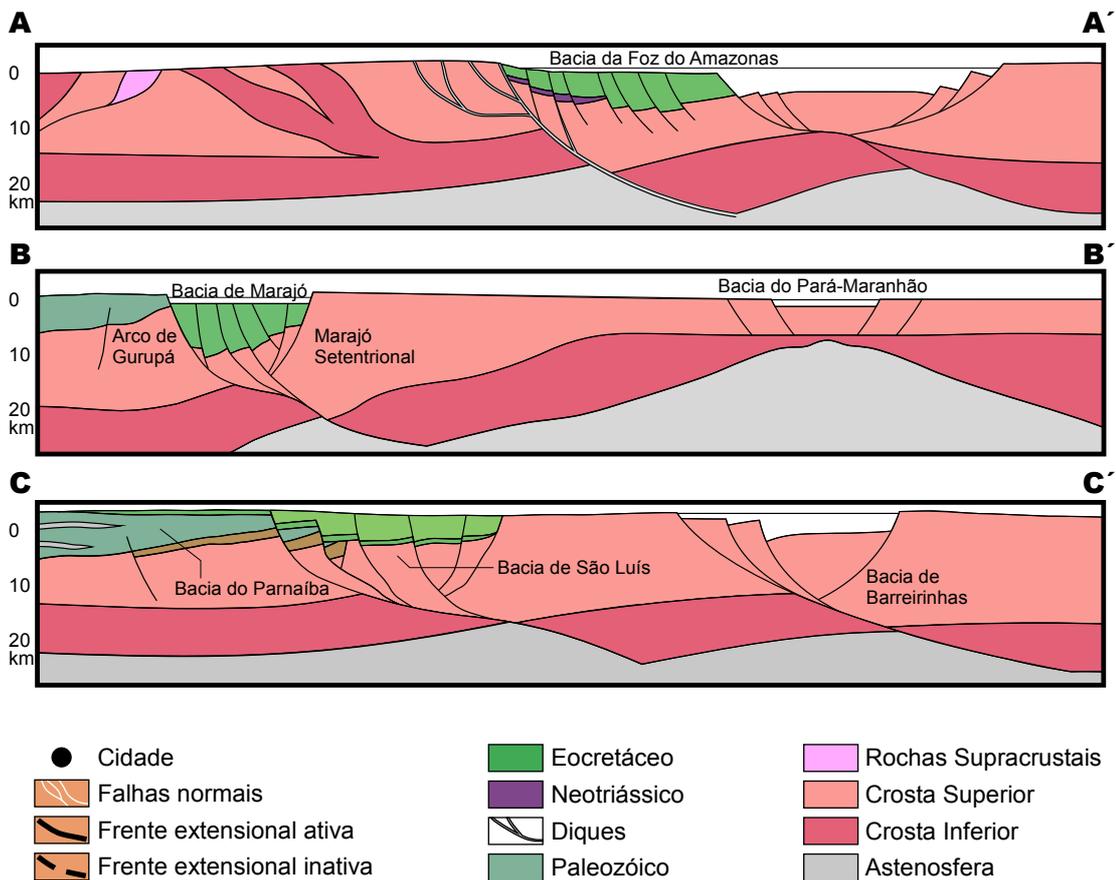
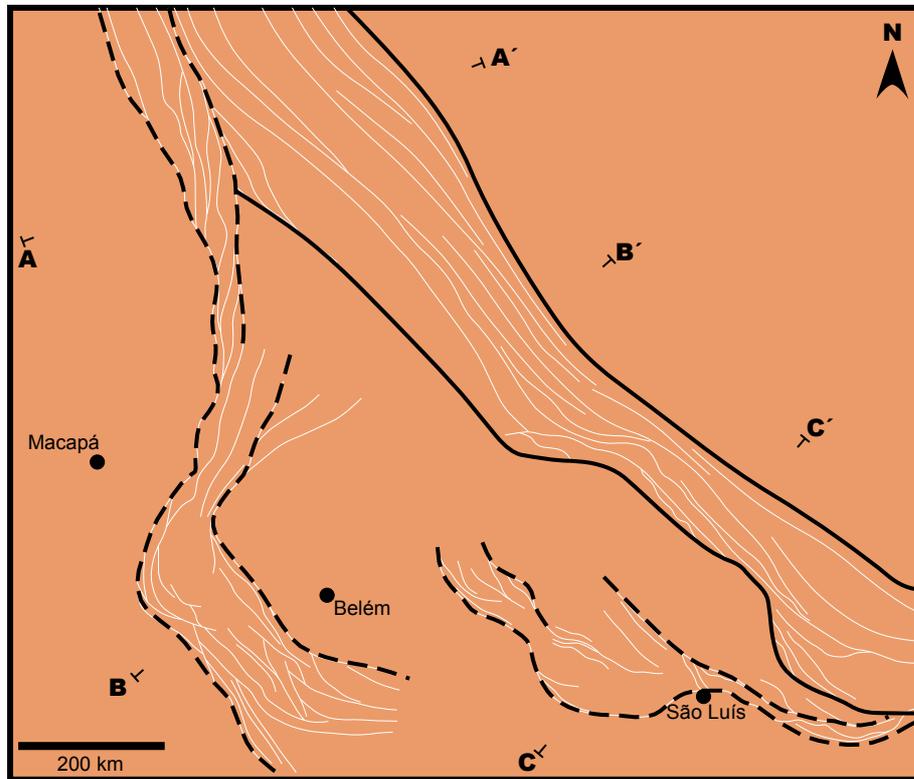


Figura 5.9: Mapa ilustrando o desenvolvimento dos sistemas extensionais na região Meio-Norte do Brasil no Eocretáceo (final do Albiano). O perfil A-A' ilustra a ampliação da Bacia da Foz do Amazonas; o perfil B-B' mostra a evolução da Bacia do Pará Maranhão; e o perfil C-C' apresenta a evolução da Bacia de Barreirinhas.

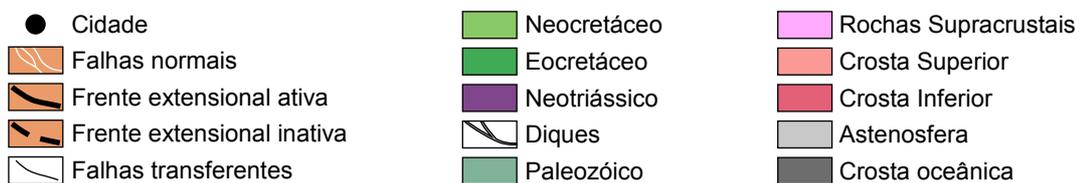
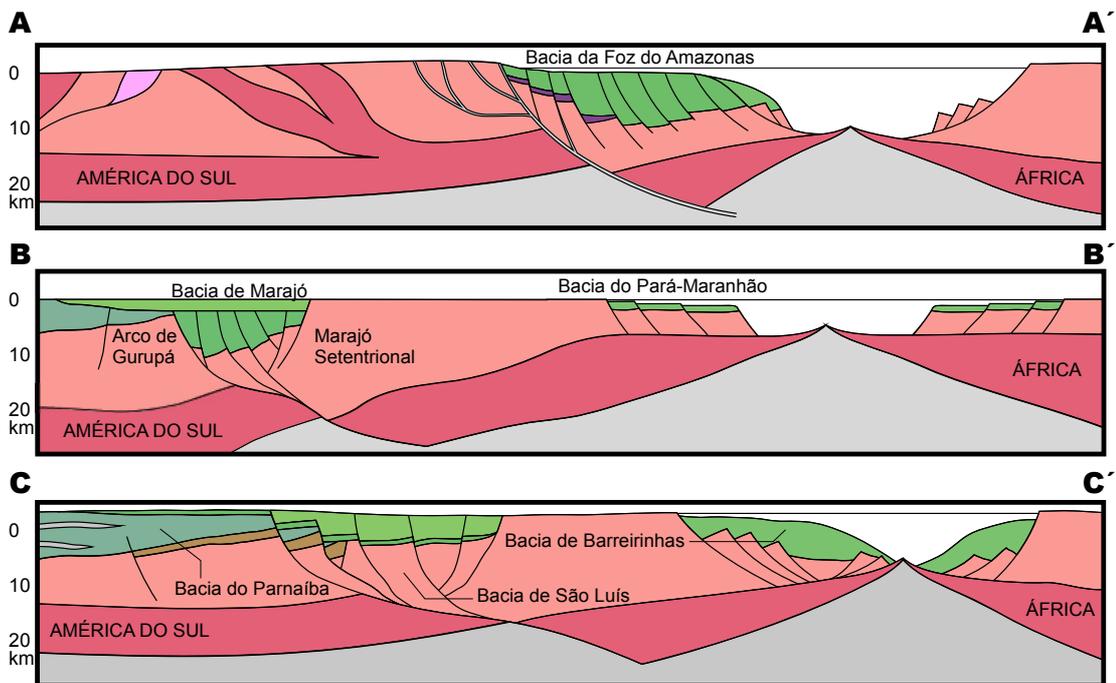
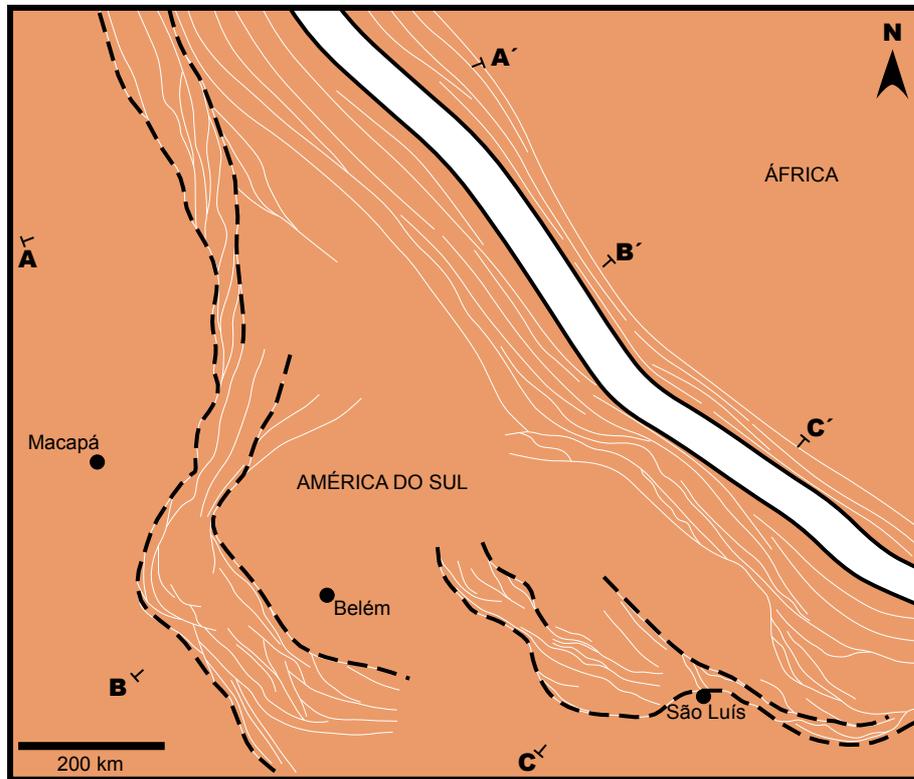


Figura 5.10: Mapa e perfis ilustrando o desenvolvimento dos sistemas extensionais na região Meio-Norte do Brasil no Neocretáceo. Os perfis ilustram a ampliação máxima das bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas, a separação da América do Sul e da África e o início de formação de crosta oceânica.

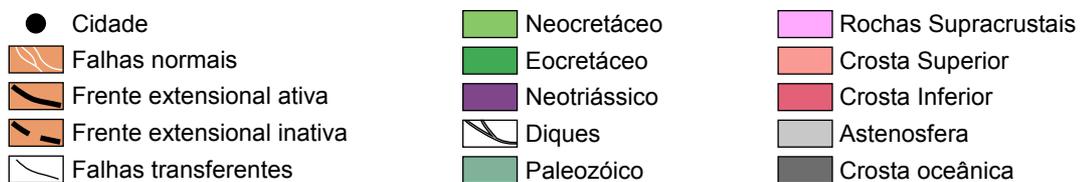
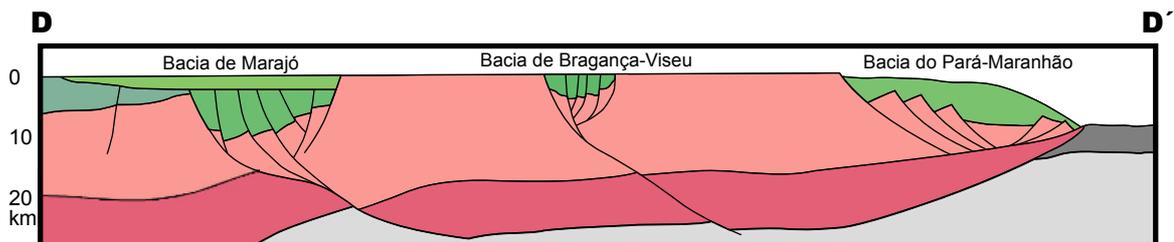
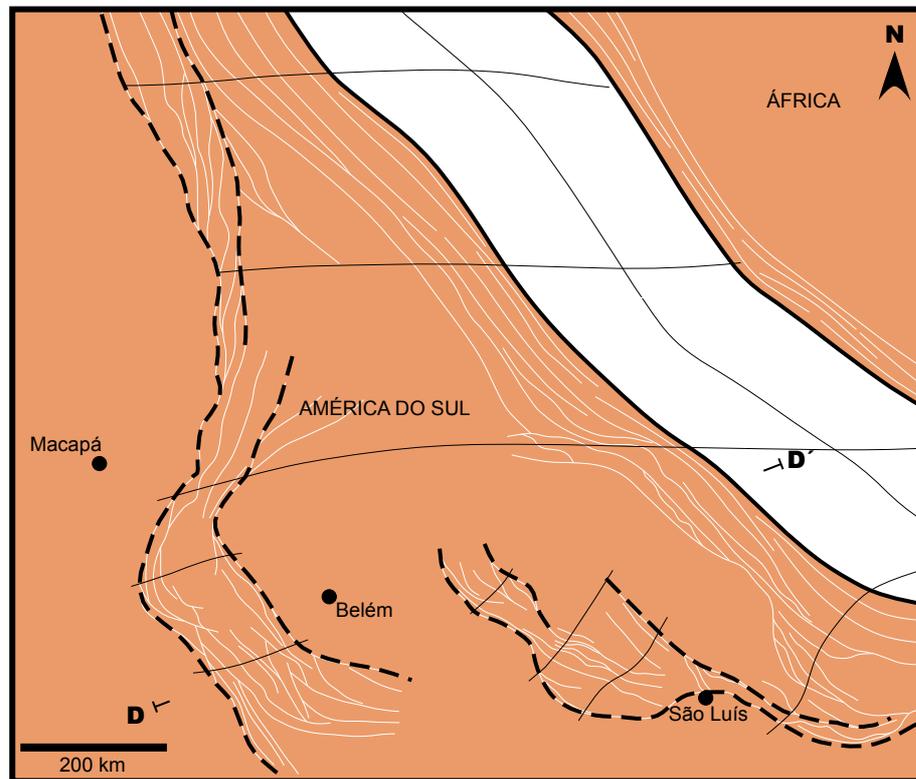


Figura 5.11: Mapa ilustrando o desenvolvimento das frentes extensionais na região Meio-Norte do Brasil no Neocretáceo. As bacias de Marajó e Bragança-Viseu se formaram durante o segundo evento extensional e a Bacia do Pará-Maranhão foi formada a partir dos esforços da terceira frente extensional.

## 6 EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

Os três estágios de rifteamento que formaram o Oceano Atlântico Equatorial, formaram uma série de bacias sedimentares ao longo da região Meio-Norte do Brasil. Estas bacias, passaram por vários estágios de evolução, incluindo os depocentros e as ombreiras, experimentando diversos ambientes sedimentares que moldaram a paisagem ao longo do tempo. As sequências sedimentares, seu período de evolução e o ambiente estão resumidos na Figura 6.1.

A evolução da paisagem apresentada neste capítulo teve como base os dados estratigráficos e estruturais dos depocentros e suas ombreiras, apresentado no Capítulo 3, assim como os eventos magmáticos e a evolução do rifteamento apresentados nos capítulos 4 e 5, respectivamente.

### 6.1 TRIÁSSICO

Importantes mudanças na paisagem e na tectônica global iniciaram no Triássico. O panorama neste período era marcado pela existência de um único e enorme continente, chamado de Pangea, que ocupava quase um hemisfério, e pelo mega-oceano Pantalassa. No interior dos continentes, inclusive na região Meio-Norte do Brasil, dominavam paisagens desérticas, com pouca ou nenhuma drenagem, que geraram raros registros sedimentares.

A estabilidade na paisagem foi interrompida, no final do Triássico, pelo evento magmático CAMP que gerou, na região Meio-Norte do Brasil, soerguimentos locais e derrames ao longo do atual litoral do Estado do Amapá.

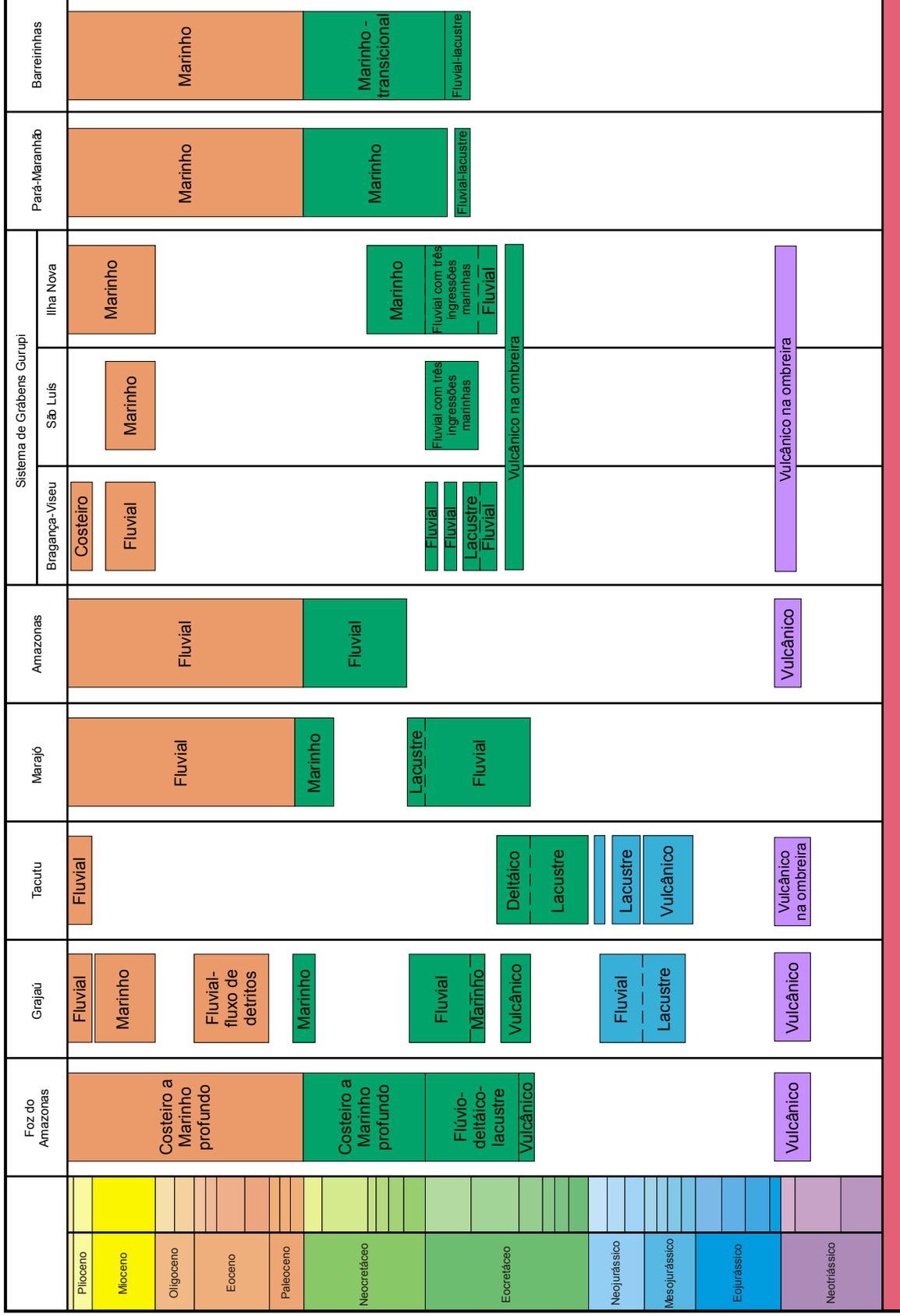


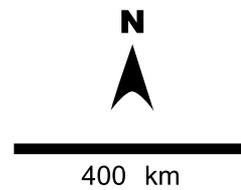
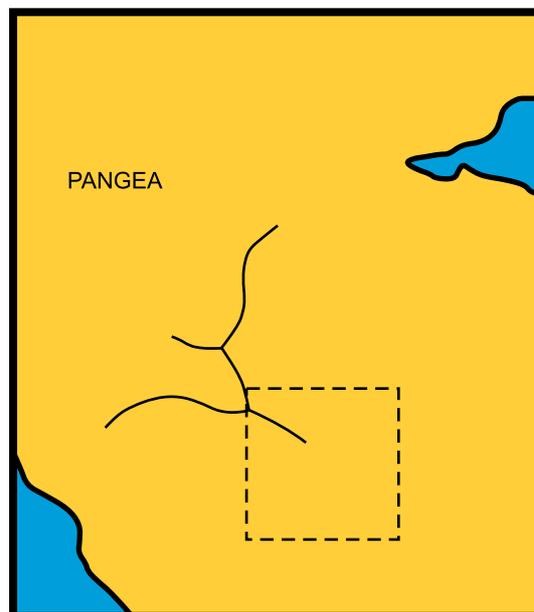
Figura 6.1: Distribuição temporal do preenchimento das bacias sedimentares da Região Norte do Brasil e seus ambientes deposicionais. O tamanho dos retângulos das eras e períodos geológicos estão proporcionalmente dimensionados em relação à sua duração em Ma.

Em torno de 200 Ma, a Região Norte do Estado de Roraima e as áreas adjacentes dos países vizinhos, a região da Foz do Amazonas e as regiões sudeste do Pará e sudoeste do Maranhão experimentaram soerguimento ligado a anomalias térmicas do manto astenosférico, seguido de magmatismo e fragmentação (Figura 6.2). Os derrames alcançaram a superfície e o Gráben de Calçoene através de condutos que hoje estão registrados como o enxame de diques do leste do Estado do Amapá.

## 6.2 JURÁSSICO

O magmatismo e o soerguimento foram sucedidos pela formação de riftes, seguindo direções impostas por pontos tríplices associados a *hotspots* (Figura 6.3) e evoluíram para o Oceano Atlântico Central.

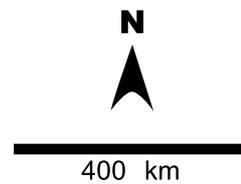
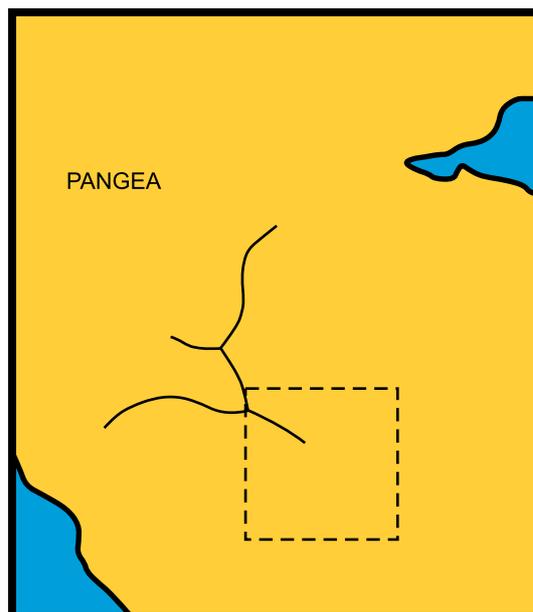
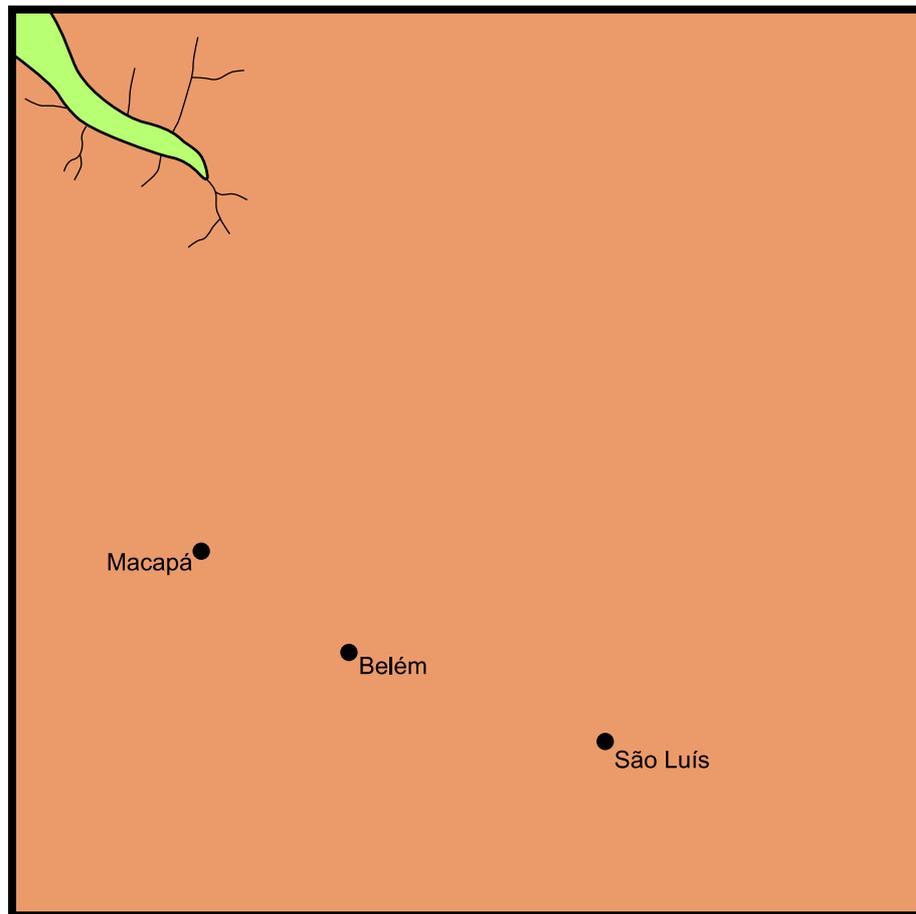
A América do Norte estava se separando da África através de um movimento rotacional no sentido horário, onde a região da Flórida se movimentava com maior velocidade que a região SE do Canadá. Esta movimentação acentuada a sul, iniciou a separação da América do Norte da América do Sul e África, formando o Gráben Calçoene da Bacia da Foz do Amazonas. A formação deste gráben foi acompanhada de intensa atividade magmática em torno de 200 Ma. O Gráben Calçoene possui natureza essencialmente extensional, com falhas normais de direção NW-SE e formato alongado, onde se encontram aproximadamente 1.000 metros de rochas vulcânicas com intercalações de arenitos de ambiente desértico. A borda sudoeste deste gráben é permeada por um enxame de diques que acompanha a mesma direção e possuem extensão de dezenas de quilômetros. A paisagem era dominada por desertos, sem drenagens desenvolvidas, dominando provavelmente sedimentação por gravidade na borda do gráben (Figura 6.3).



**LEGENDA**

- Cidades
- ▭ Área estudada
- Continente
- ☪ Borda Marinha
- ◌ Depressão Continental
- Pontos Tríplexes

Figura 6.2: Mapa paleogeográfico do Neotriássico, quando dominavam apenas paisagens desérticas na Região Meio-Norte do Brasil, com ausência de sistemas de drenagens.



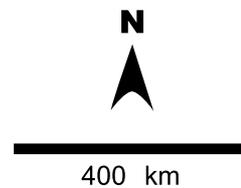
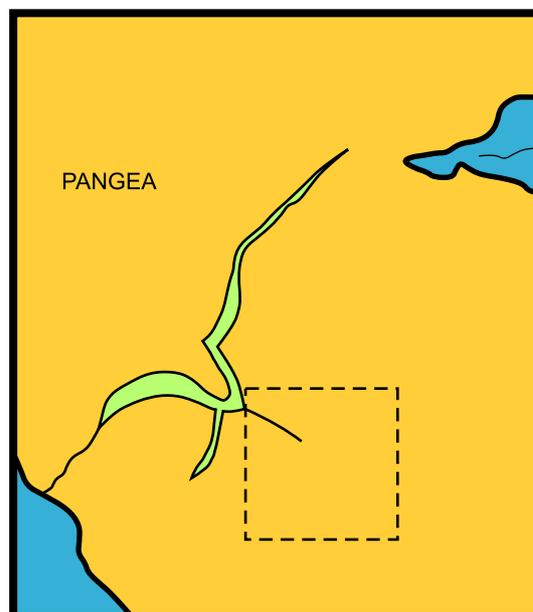
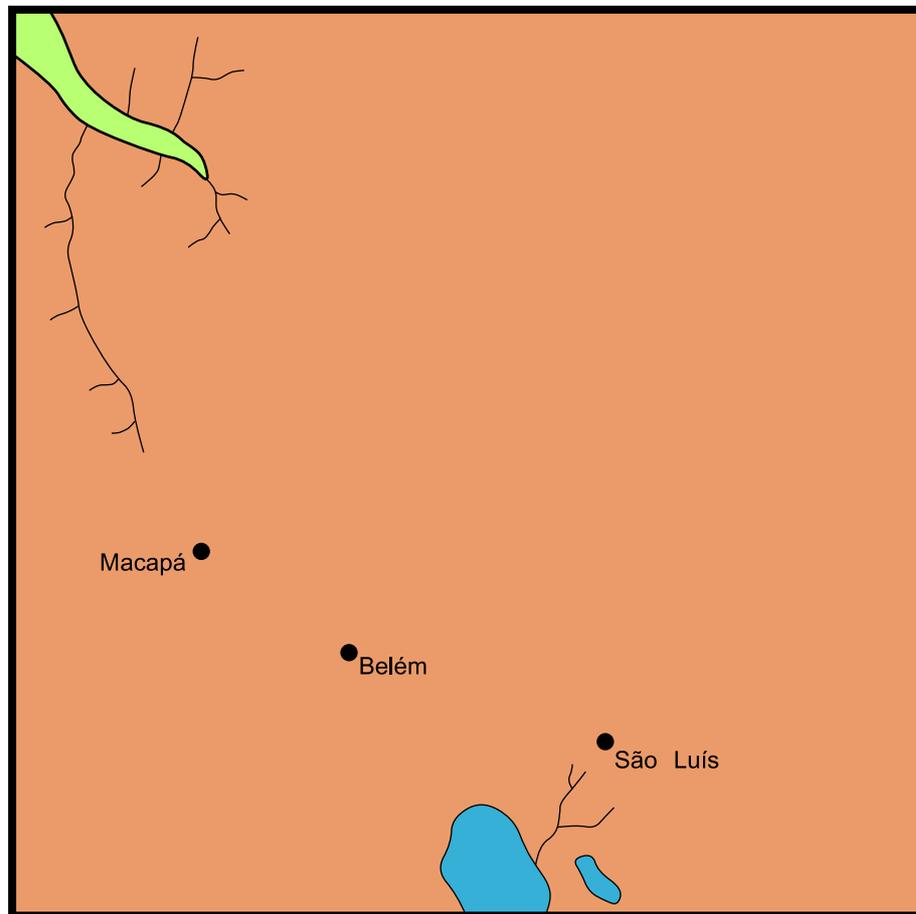
- LEGENDA**
- Cidades
  - Área estudada
  - Continte
  - Borda Marinha
  - Depressão Continental
  - Pontos Trípliques
  - Drenagens

Figura 6.3: Mapa paleogeográfico do Eojurássico, mostrando os incipientes sistemas de drenagem que fuiam na direção do Gráben Calçoene da Bacia da Foz do Amazonas

No interior da América do Sul, as primeiras manifestações de fragmentação do Gondwana ocorreram a partir de atividade vulcânica e reativação de falhas da Bacia do Parnaíba no Jurássico, materializado por derrames e intrusões magmáticas da Formação Mosquito. O magma alcançou a superfície através da reativação de antigas zonas de fraqueza que outrora funcionaram como falhas normais de vários pequenos grábens do Proterozóico que compõem parte do embasamento desta bacia.

As áreas adjacentes à Bacia do Parnaíba e Gráben Calçoene foram soerguidas e começaram a experimentar forte erosão, evidenciado pela ausência das seqüências mais novas que os grupos Serra Grande e Trombetas como embasamento da Bacia de Marajó e do Sistema de Grábens Gurupi. A erosão foi causada pelo soerguimento gerado pelo entumescimento causado pelo magmatismo e possuiu forte controle tectônico, pois algumas áreas tiveram a seqüência paleozóica totalmente erodida e outras, como no embasamento da Bacia de Barreirinhas (que se formou 60 Ma de anos depois), totalmente preservado.

Aproveitando as áreas não soerguidas, houve a deposição de seqüências flúvio-lacustres das formações Corda e Pastos Bons, representando o primeiro evento de formação da Bacia de Grajaú em baixos estruturais de forma geométrica pouco conhecida durante o Meso e Neojurássico. A direção deste controle estrutural não é entendida. Presume-se que tenham acompanhado as direções principais da Bacia do Parnaíba (Figuras 6.4 e 6.5).



**LEGENDA**

- Cidades
- Área estudada
- Continte
- Borda Marinha
- Lagos
- Depressão Continental
- Drenagens

Figura 6.4: Mapa paleogeográfico do Mesojurássico, ilustrando os sistemas de drenagem que desaguavam em lagos no interior da Bacia do Parnaíba, formando os sistemas deposicionais das formações Corda e Pastos Bons.

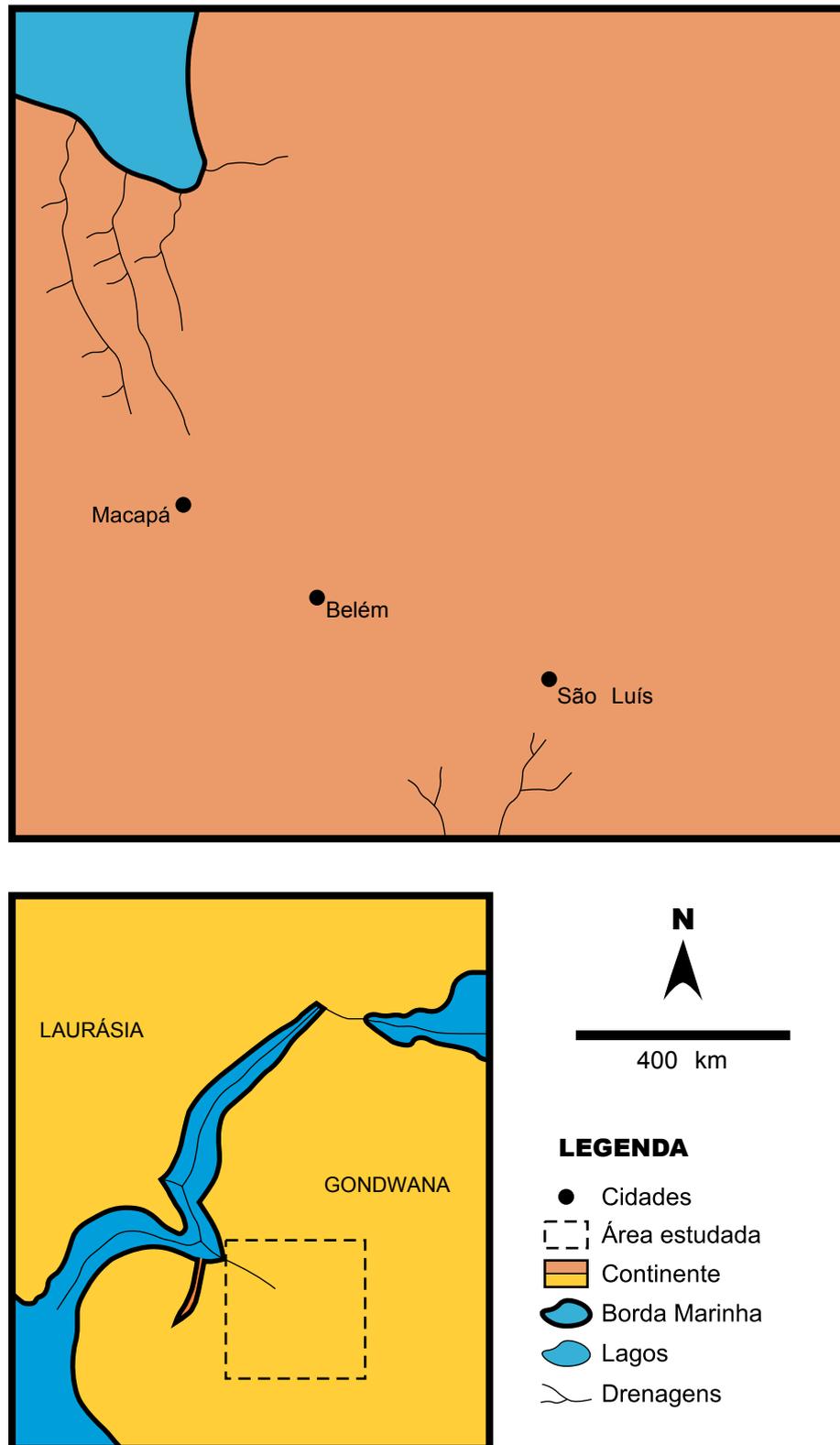


Figura 6.5: Mapa paleogeográfico do Mesozóico, ilustrando os sistemas de drenagem da Formação Corda, na Bacia do Parnaíba e aqueles que desaguavam no Oceano Atlântico Central.

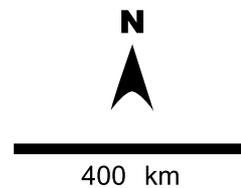
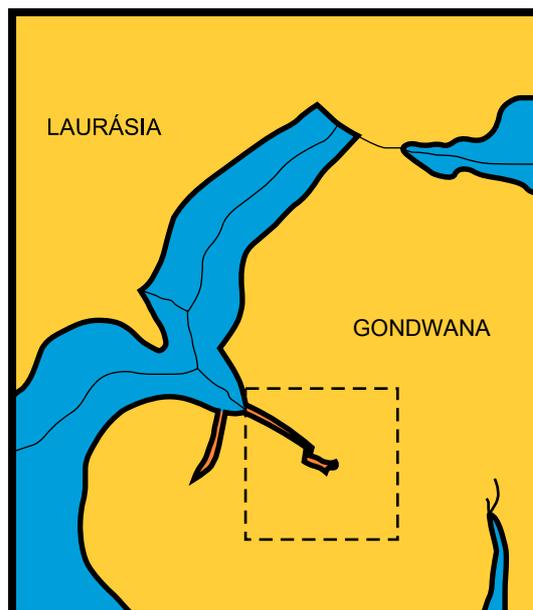
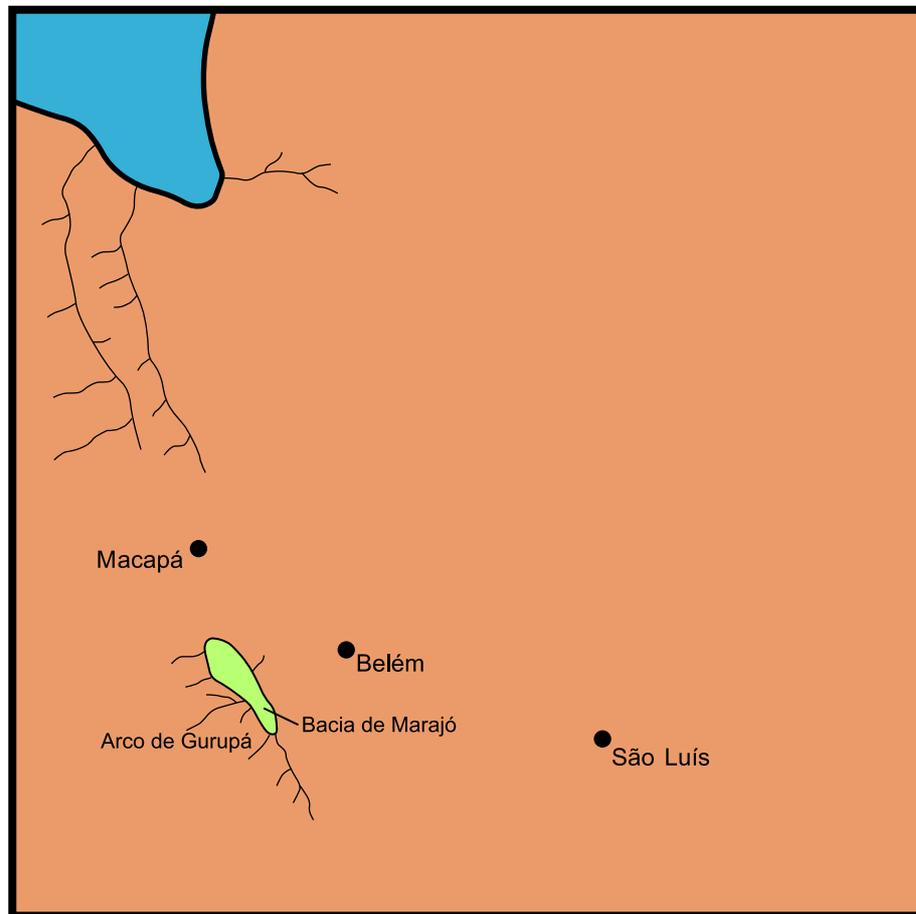
### 6.3 EOCRETÁCEO

O Cretáceo foi o período em que houve o maior número de modificações na paisagem da região, com a formação de várias bacias, e culminando com a separação da América do Sul da África.

Alguns trabalhos situam a formação da Bacia de Marajó no Jurássico, após a formação do primeiro estágio de rifteamento na Bacia da Foz do Amazonas, mas não existem dados concretos para sustentar esta hipótese, pois os sedimentos mais antigos desta bacia não foram amostrados. A evolução inicial desta bacia é objeto de especulações. Considerando que o rifteamento nesta região se propagou do Atlântico Central em direção ao Gondwana, deveria ter passado antes pela região da Bacia de Foz do Amazonas e posteriormente formado a Bacia de Marajó, mas na região não há registro de movimentos tectônicos ou sedimentação na região entre as fases rifte I e II da Bacia de Foz do Amazonas. Portanto, este trabalho assume que a Bacia de Marajó se formou no Eocretáceo e não foi resultado de um evento extensional isolado.

#### 6.3.1 Pré-Barremiano

No Eocretáceo, antes do Barremiano, passou a dominar na região do Marajó um regime extensional de baixa intensidade, resultando na formação da Bacia de Marajó, com falhas normais sintéticas, de direções NW-SE e NNW-SSE, inclinadas para NE, que controlaram a formação das sub-bacias de Cameté e Mexiana, e o desenvolvimento do Arco de Gurupá; este funcionou como a ombreira principal e provavelmente forneceu grande parte dos sedimentos que preencheram os depocentros da bacia (Figura 6.6).



**LEGENDA**

- Cidades
- Área estudada
- Continente
- Borda Marinha
- Lagos
- Depressão Continental
- ~ Drenagens

Figura 6.6: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (pré-Barremiano), ilustrando os sistemas de drenagem fluindo do Arco de Gurupá em direção à Bacia de Marajó.

Os processos de erosão e os pulsos extensionais que se sucederam ao longo do Cretáceo resultaram na individualização de sistemas de serras fortemente controlados pelas estruturas pré-cambrianas e pelas falhas normais e falhas transcorrentes geradas em vários episódios tectônicos.

O Arco de Gurupá formou-se devido a desnivelamentos impostos pelas principais falhas normais lítricas que originaram a Bacia de Marajó, através de soerguimento por alívio de carga e por rotações de blocos falhados nas adjacências do arco. O soerguimento antecedeu a deposição das seqüências reunidas na Formação Alter do Chão (Neocretáceo), pois esta recobre, nas áreas da Bacia do Amazonas e do arco de Gurupá, as unidades mais antigas, chegando a assentar-se sobre o pacote sedimentar do Pré-Cambriano, incluído na Formação Prosperança (WANDERLEY FILHO, 1991).

O desenvolvimento do Arco de Gurupá expôs rochas das seqüências paleozóicas da Bacia do Amazonas e do embasamento pré-cambriano, que foram intensamente erodidas. Os sedimentos depositados na Bacia de Marajó nesse período são pouco conhecidos, mas é previsível que tenham dominado sistemas fluviais e leques aluviais; nesse caso, os principais sistemas fluviais provavelmente originaram-se na área do Arco de Gurupá, devem ter sido controlados pelas falhas de transcorrentes de direção NE-SW e fluíram em direção à Bacia de Marajó, ao proto-Atlântico Central e à Bacia do Amazonas. Parte dos sedimentos provenientes destas áreas altas ficou, provavelmente, confinada às proximidades das falhas mestras da Bacia de Marajó, onde a maioria desses deve ter sido depositada por processos gravitacionais.

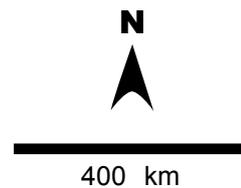
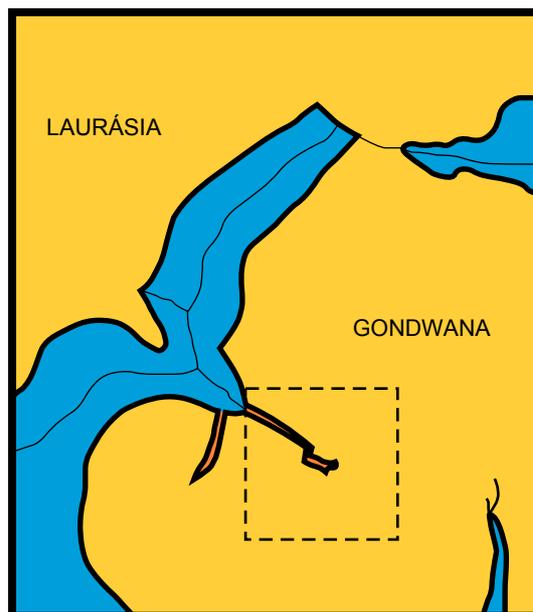
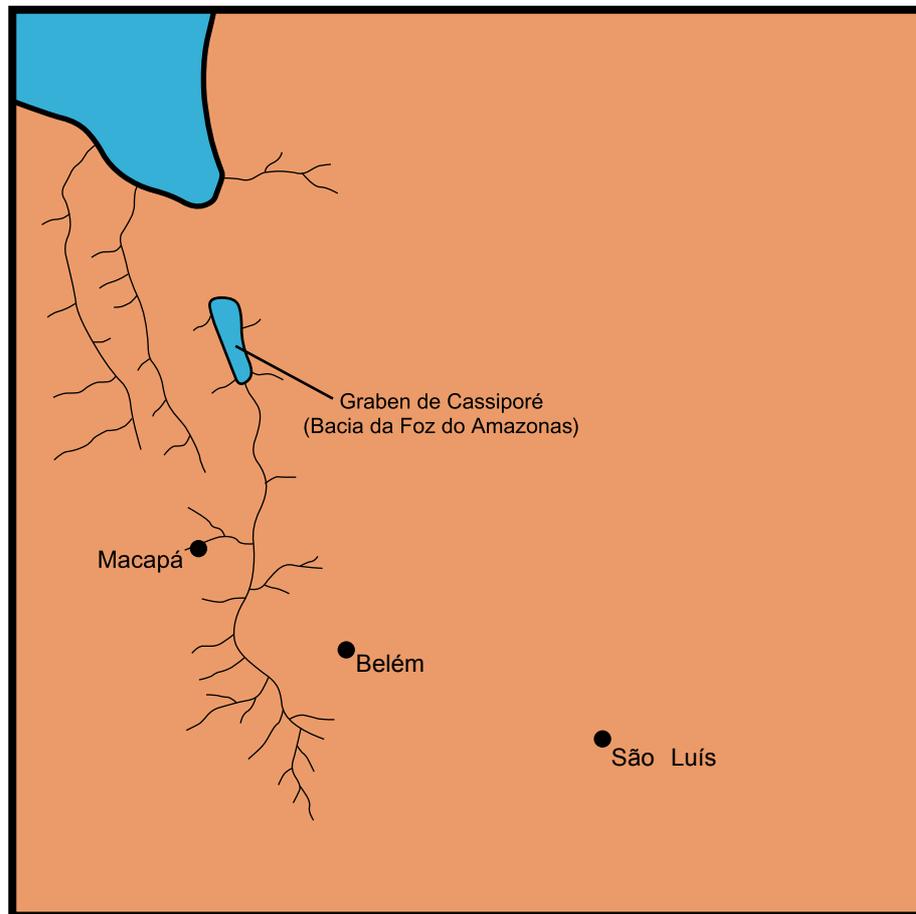
Ainda nesta época, na porção leste do Arco de Gurupá, houve o desenvolvimento de estruturas tipo *roll-over*, devido à progressiva propagação das falhas normais sintéticas em direção a parte nordeste na Bacia de Marajó (VILLEGAS, 1994).

### 6.3.2 Barremiano

No Barremiano (Figura 6.7), um novo evento de rifteamento com vulcanismo associado incidiu na região, resultando na reativação das estruturas da Bacia da Foz do Amazonas e na deposição da Formação Cassiporé, correspondendo à segunda fase rifte nesta bacia.

O Gráben Cassiporé abriga um pacote com cerca de 8.000 metros espessura de rochas vulcânicas e sedimentos de origem fluvial, deltáica e lacustre, depositados em um período de aproximadamente 15 Ma. A origem destes sedimentos é a região leste do Estado do Amapá, incluindo a Plataforma Continental do Amapá, que corresponde à ombreira principal, a qual foi amplamente soerguida, resultando na exposição de rochas formadas na crosta inferior e dos diques mesozóicos que serviram de condutos para os derrames do Gráben Calçoene.

O Gráben Cassiporé, com estruturação marcada por falhas de direções NW-SE e N-S, se conectou à Bacia de Marajó através de falhas que compõem a Sub-bacia de Mexiana, formando um grande sistema flúvio-lacustre, com drenagens fluindo do Arco de Gurupá para a Bacia de Marajó e em direção à Bacia da Foz do Amazonas. A grande distância de transporte dos sedimentos, nesta época, é evidenciada pela presença de arenitos com grãos bem selecionados, depositados em um sistema lacustre, formando folhelhos e arenitos, associados a turbiditos.



- LEGENDA**
- Cidades
  - Área estudada
  - Continte
  - Borda Marinha
  - Lagos
  - Drenagens

Figura 6.7: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Barremiano), mostrando a integração dos sistemas de drenagem da Bacia de Marajó e da Bacia da Foz do Amazonas

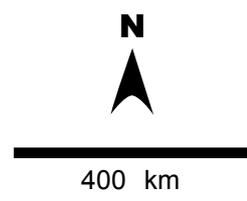
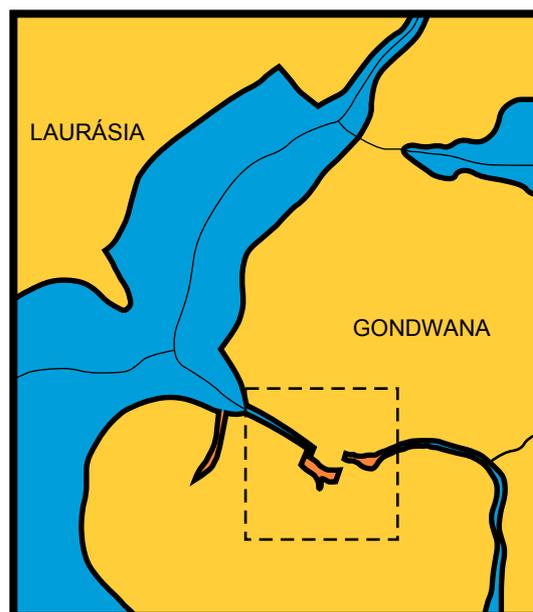
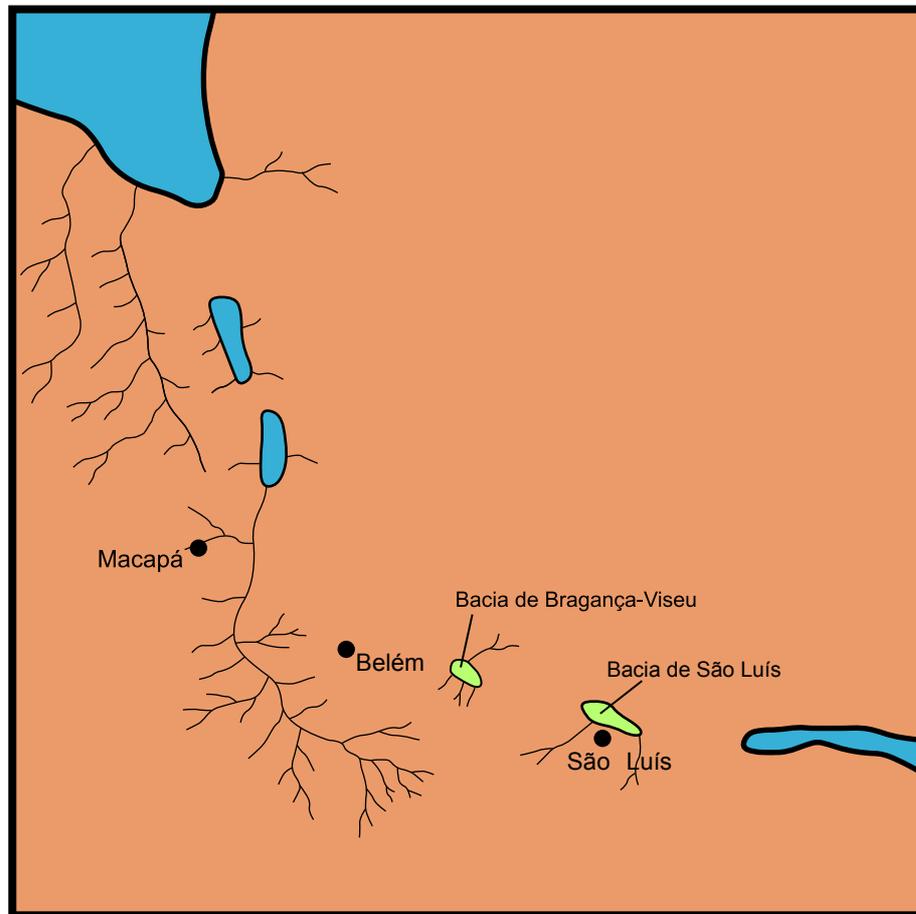
### 6.3.3 Aptiano

No Aptiano (Figuras 6.8 e 6.9), a outra ombreira da Bacia de Marajó, denominada Marajó Setentrional, começou a individualizar-se a partir da instalação de falhas antitéticas, estabelecidas pela contínua ampliação da bacia. Essas falhas definiram principalmente sistemas lístricos e planares, inclinados para oeste na sub-bacia de Limoeiro, com pequenos rejeitos e posturas subhorizontais, em profundidades rasas. Nessa fase, o Marajó Setentrional começou a funcionar também como área-fonte de sedimentos.

No Aptiano, um sistema fluvial bem desenvolvido se instalou na Bacia de Marajó, com grandes e efêmeros lagos, que alcançavam a porção noroeste das sub-bacias de Cameté e Mocajuba. Estes lagos não tiveram sazonalidade definida, aparecendo provavelmente em fases de elevada subsidência nas sub-bacias e desaparecendo por assoreamento, durante a ampliação do sistema fluvial.

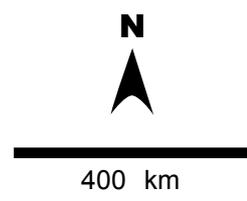
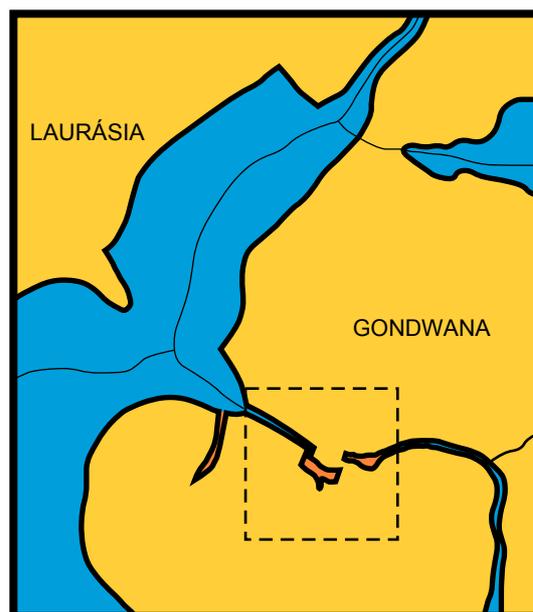
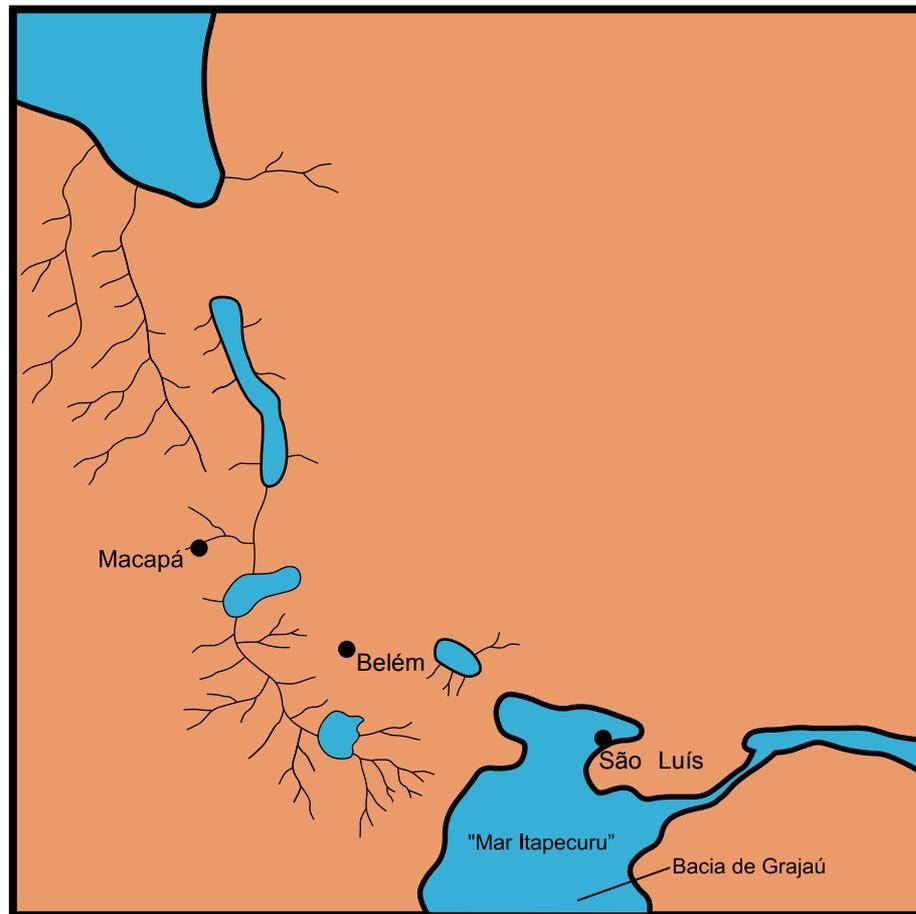
A paisagem montanhosa deveria predominar nas áreas adjacentes aos depocentros, considerando-se a grande espessura dos pacotes sedimentares depositados na Bacia de Marajó e na Bacia da Foz do Amazonas, e os rejeitos da ordem de vários quilômetros associados às falhas normais.

Nesta época, os ambientes dominantes na Bacia de Marajó vinculavam-se a sistemas de leques e talus aluviais (Formação Jacarezinho), passando para fluvial a flúvio-deltáico, interagindo com sistemas lacustres (Formação Breves). Avenius (1988) interpretaram os depósitos lacustres da Formação Breves como possíveis ingressões marinhas nas sub-bacias de Mexiana e Limoeiro, porém a Bacia de Marajó não poderia ter conexão com o proto Atlântico Equatorial através da Bacia da Foz do Amazonas, pois nesta dominavam sistemas flúvio-lacustres, sem registro marinho.



- LEGENDA**
- Cidades
  - Área estudada
  - Continte
  - Borda Marinha
  - Lagos
  - Depressão Continental
  - Drenagens

Figura 6.8: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (início do Aptiano), mostrando os sistemas de drenagem da Bacia de Marajó e da Bacia da Foz do Amazonas e aqueles ligados à formação das bacias de Bragança-Viseu e São Luís.



**LEGENDA**

- Cidades
- Área estudada
- Continte
- Borda Marinha
- Lagos
- Drenagens

Figura 6.9: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (final do Aptiano), ilustrando a instalação de sistemas flúvio lacustres nas bacias de Marajó e Bragança-Viseu e a invasão do mar nas bacias de São Luís e Grajaú, a partir da Bacia do Ceará.

A única conexão possível seria com o “Mar Codó” na Bacia de Grajaú. Essa conexão é dada como pouco provável, pois a Bacia de Marajó é separada da Bacia de Grajaú pelo Arco de Tocantins, que na época era uma feição positiva que servia como área fonte de sedimentos para as bacias em formação. Outro motivo é que deveria haver registros marinhos na Sub-bacia de Cametá, o que não ocorre.

Com a propagação dos sistemas de falhas antitéticas para nordeste, aumentou a taxa de soerguimento da área do Marajó Setentrional e a Bacia de Marajó alcançou o estágio de ampliação máximo, havendo aporte expressivo de sedimentos do Marajó Setentrional a leste, do Arco de Tocantins a sudeste, e do Arco de Gurupá a oeste.

Enquanto a Bacia de Marajó ampliava, novos eventos de soerguimento e rifteamento iniciaram no interior da América do Sul. A leste da Bacia de Marajó iniciou a individualização do Arco Ferrer-Urbano Santos e Arco de Tocantins, associada a nova atividade magmática na região, representada pelos derrames e soleiras da Formação Mosquito na Bacia de Grajaú. O soerguimento proporcionou a exposição de seqüências das formações Corda e Pastos Bons, unidades paleozóicas da Bacia do Parnaíba, rochas pré-silurianos e rochas do embasamento cristalino, que foram intensamente erodidas e serviram como área fonte de sedimentos para os depocentros adjacentes. O Arco de Tocantins provavelmente funcionou como anteparo à expansão do rifteamento da Bacia de Marajó para leste e para sul, promovendo a propagação de novos esforços extensionais para outras áreas.

No início do Aptiano, começou o rifteamento e iniciou o desenvolvimento do Sistema de Grábens Gurupi nas áreas das bacias de Bragança-Viseu e Ilha Nova, resultando na formação de pequenos grábens, onde foram depositados os sedimentos da Formação Bragança. Nesse período, a Bacia de São Luís ainda

não havia sido formada.

Ainda no Aptiano, o Arco de Tocantins foi parcialmente abatido, a partir do segundo evento extensional que gerou a Bacia de Grajaú, funcionando como a ombreira noroeste desta bacia, assim como a Serra do Estrondo, e servindo como área-fonte de sedimentos para as bacias de Marajó e Grajaú, com drenagens fluindo para NW e para SE, a partir do eixo principal do arco. Em seguida, houve o início da deposição, ainda de forma incipiente, dos sistemas de leques aluviais e fluviais da Formação Grajaú.

No final do Aptiano, houve subsidência regional na região do Arco Ferrer-Urbano Santos, e a formação da Bacia de São Luís e deposição da Formação Codó nas bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Grajaú, acompanhada de transgressão que responde pela formação do “Lago Codó” na Bacia de Bragança-Viseu, do “Mar Codó” na Bacia de São Luís e do “Mar Epicontinental Codó” na Bacia de Grajaú.

A formação da Bacia de Grajaú está vinculada à instalação de falhas normais N-S, a partir da reativação das estruturas do Cinturão Araguaia, responsáveis pelo início do soerguimento da Serra do Estrondo, e falhas normais NE-SW no Arco de Tocantins, que juntos funcionaram como a ombreira desta bacia. Nesta região, estava instalado um sistema fluvial, com fluxo para ESE e E, interagindo com o “Mar Epicontinental Codó” na Bacia de Grajaú.

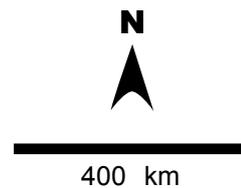
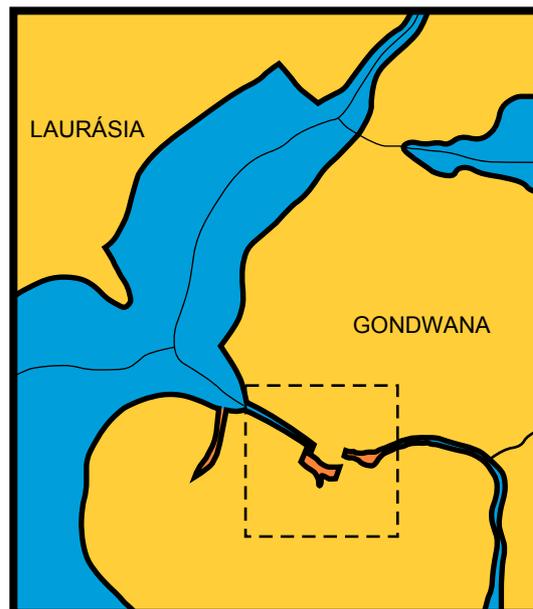
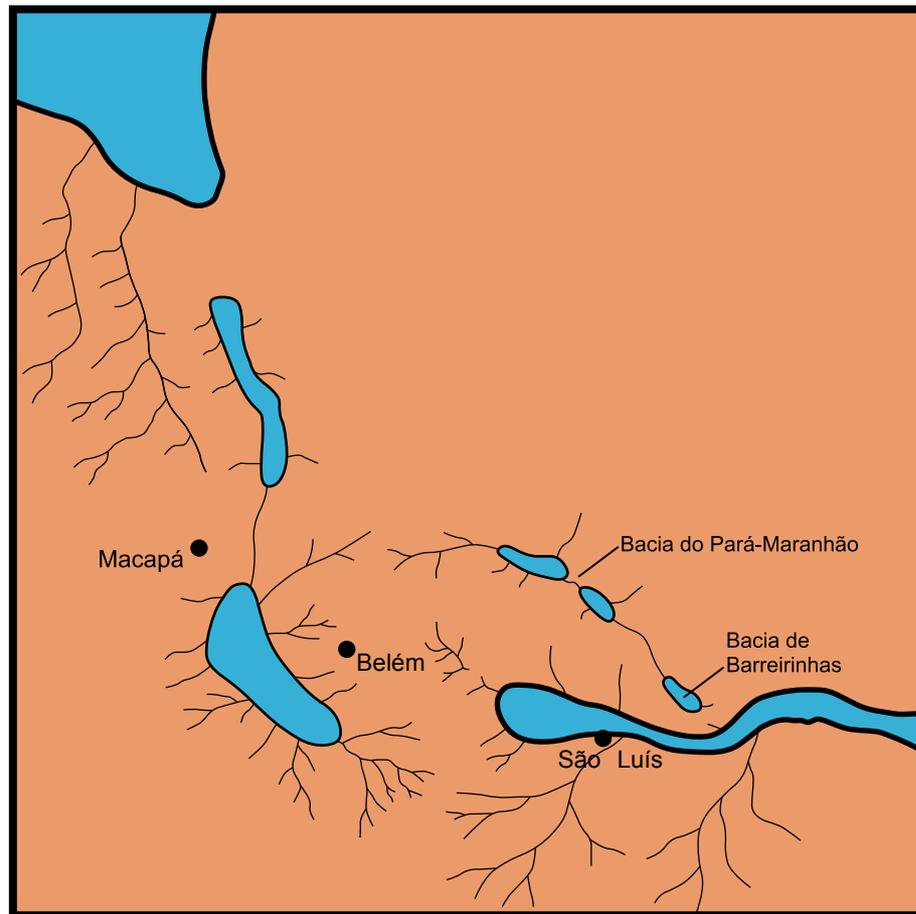
A partir do final do Aptiano iniciou o soerguimento do Arco do Gurupi, ainda que de forma incipiente, com o aumento do rifteamento na região. O Arco de Gurupi sofreu erosão durante este período e funcionou como divisor de águas, com drenagens instaladas no sentido WNW-ESE na Bacia de Bragança-Viseu e no sentido NW-SE, interagindo com as ocasionais ingressões marinhas nas bacias de São Luís e Ilha Nova.

Ao mesmo tempo que o Arco do Gurupi se formava, ocorria a deposição da Seqüência Itapecuru Inferior, na Bacia de Bragança-Viseu, com sistemas de drenagens fluindo destas regiões para ESE, interagindo com o “Mar Itapecuru I”, que iniciava sua transgressão sobre a Bacia de São Luís.

#### **6.3.4 Albiano**

O Albiano é o período mais importante da evolução do Gondwana na região, pois foi marcado pela formação da frente extensional que originou as bacias do Pará-Maranhão e Barreirinhas, pela ingressão marinha na Bacia da Foz do Amazonas e pela última expressão de fragmentação e separação dos continentes Sul-Americano e Africano.

No Albiano, a região Marajó Setentrional estava experimentando forte soerguimento, a partir da contínua expansão da Bacia de Marajó e formação das falhas antitéticas, funcionando ainda como fonte de sedimentos para a Bacia de Marajó e para os sistemas flúvio-lacustres da Bacia do Pará-Maranhão (Figura 6.10).



**LEGENDA**

- Cidades
- Área estudada
- Continte
- Borda Marinha
- Lagos
- Drenagens

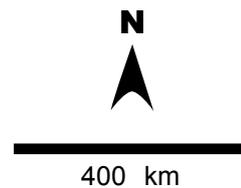
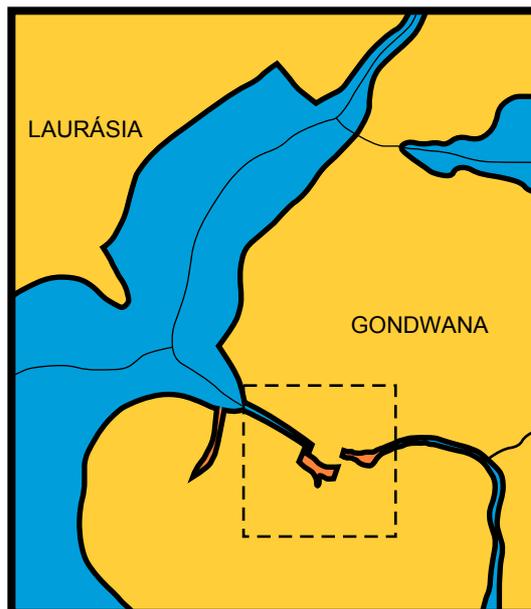
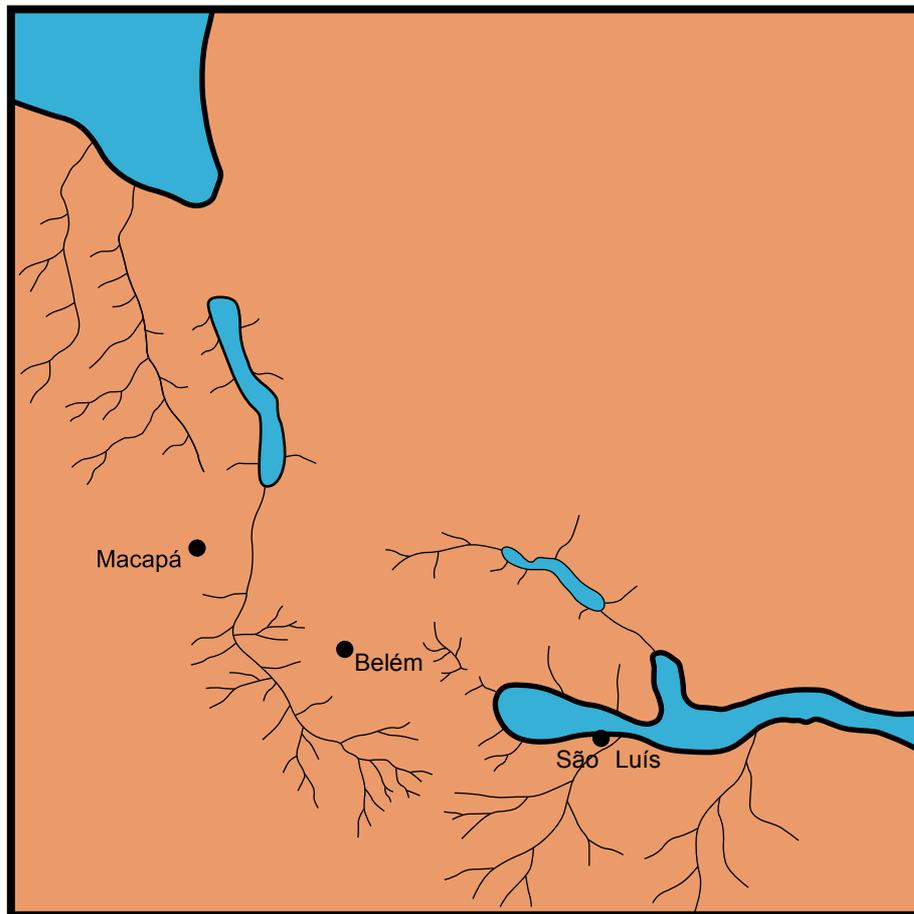
Figura 6.10: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (início do Albiano), ilustrando a regressão do mar e instalação de grandes sistemas de drenagem na Bacia de Grajaú e sistemas flúvio-lacustres nas recém formadas bacias do Pará-Maranhão e Barreirinhas.

A partir da primeira metade do Albiano, foi retomada a sedimentação na Bacia de Bragança-Viseu e a regressão do “Mar Itapecuru I” na Bacia de São Luís, com predomínio de deposição de sedimentos continentais nas duas bacias e formação de leques aluviais próximo às falhas principais, interagindo com um mar raso, decorrente de rápida transgressão na Bacia de Ilha Nova. O Arco de Gurupi, nesse período, sofreu intensa erosão, sob clima árido e houve mais uma parada na deposição de sedimentos na Bacia de Bragança-Viseu. O Arco Ferrer-Urbano Santos também experimentava erosão, assim como o Arco de Gurupi servia de área fonte de sedimentos para as bacias adjacentes, com sistemas de drenagens instalados nas direções N-S e ENE-WSW, interagindo com o “Mar Itapecuru I”, ligado à transgressão marinha nas bacias de São Luís e Ilha Nova.

No Sistema de Grábens Gurupi, houve intensa erosão na Bacia de Bragança-Viseu e a ingressão marinha na Bacia de São Luís. Nessa época, o Arco de Gurupi, assim como parte da Bacia de Bragança-Viseu, serviram de área-fonte de sedimentos (Figura 6.11).

O rifteamento que formou o Atlântico Equatorial estava se propagando da Bacia do Ceará em direção ao noroeste, formando as Bacias de Barreirinhas e Pará-Maranhão e promovendo o desenvolvimento de suas ombreiras, a Plataforma de Ilha de Santana. Na Bacia de Barreirinhas, houve a invasão marinha, enquanto que na Bacia do Pará Maranhão dominavam sistemas lacustres associados a incipientes sistemas fluviais (Figura 6.12).

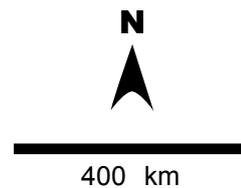
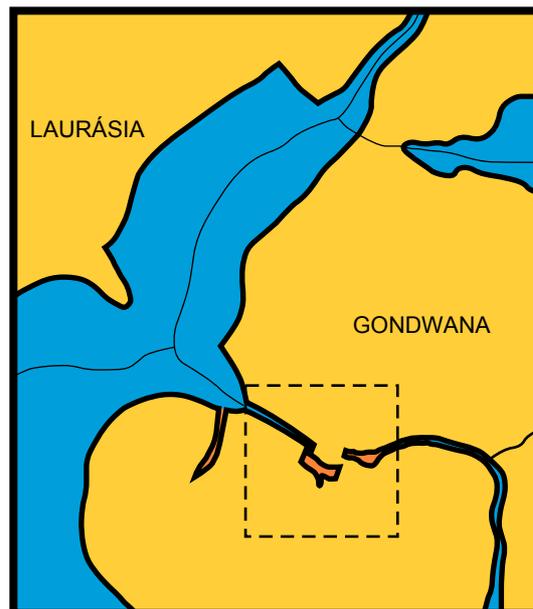
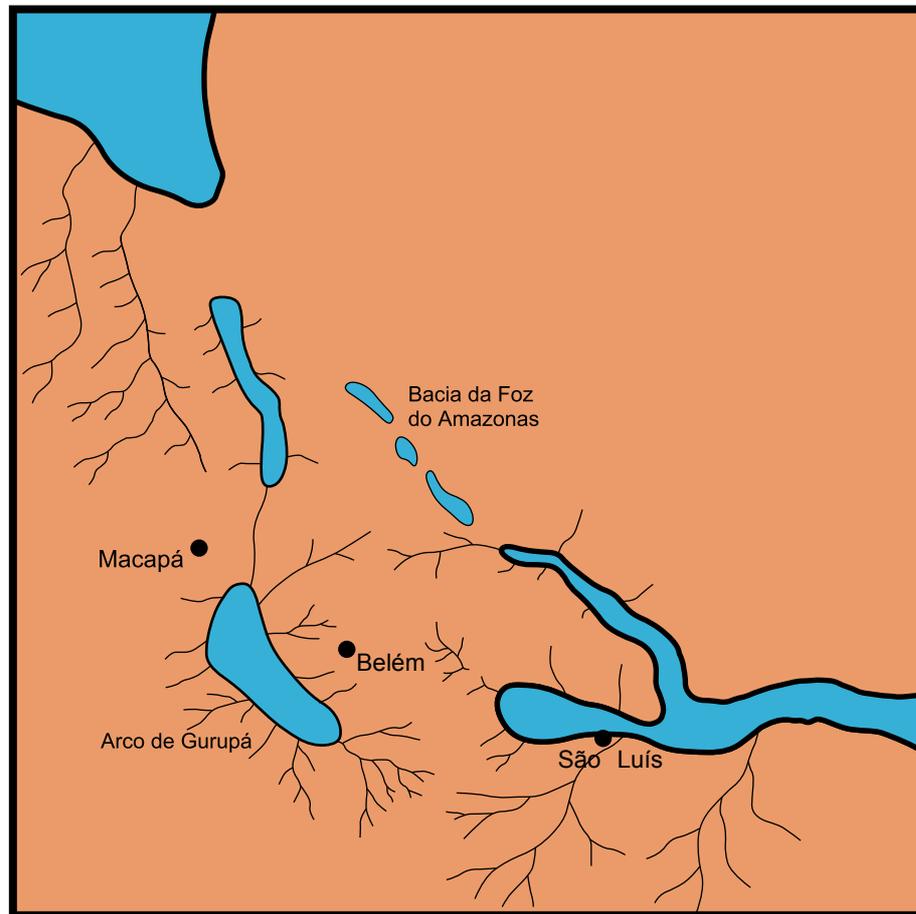
No final do Albiano, ocorreu o último ciclo deposicional nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís e nova ingressão marinha nesta última, denominada de “Mar Itapecuru II”. O Arco de Gurupi, nesse período, continuava sendo erodido, desta vez, sob influência de clima predominantemente tropical. Dominavam na região sistemas de drenagens de direção ESE-WNW, fluindo para leste e



**LEGENDA**

- Cidades
- Área estudada
- Continte
- Borda Marinha
- Lagos
- Drenagens

Figura 6.11: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Albiano), ilustrando a predominância de sistemas fluviais na Bacia de Marajó e a ingressão marinha na Bacia de Barreirinhas.



**LEGENDA**

- Cidades
- Área estudada
- Continte
- Borda Marinha
- Lagos
- Drenagens

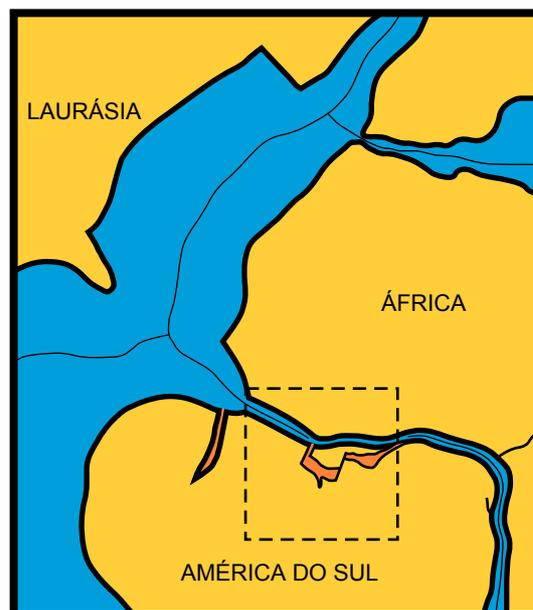
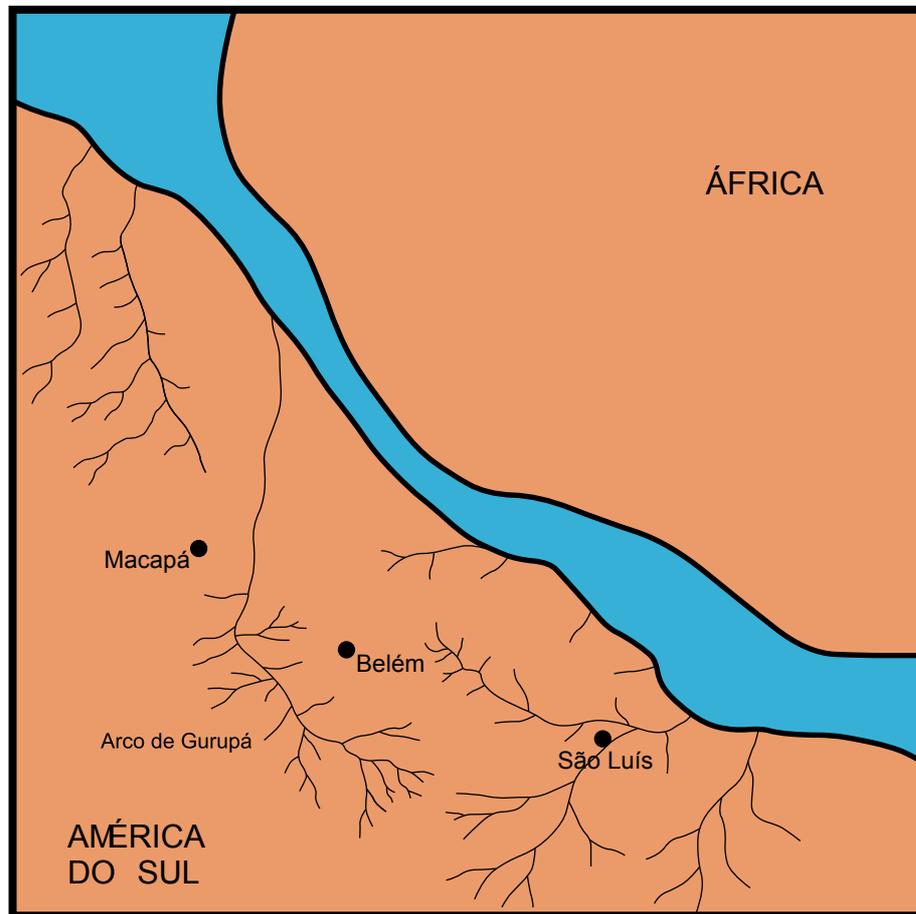
Figura 6.12: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (final do Albiano), mostrando a instalação de novos sistemas flúvio-lacustres na Bacia da Foz do Amazonas e a transgressão marinha na Bacia do Pará-Maranhão, a partir da Bacia de Barreirinhas.

interagindo com o “Mar Itapecuru II”. Nesse período, houve deposição de sedimentos continentais no Arco Ferrer-Urbano Santos, dominando sistemas fluviais que desaguavam no proto-Oceano Atlântico Equatorial.

Segundo Azevedo (1992b), no Aptiano, a taxa de subsidência do Sistema de Grábens Gurupi foi relativamente alta (460 m/Ma) e decresceu no Albiano (90-130 m/Ma), com a fase sintectônica terminando no Neoalbiano-Eocenomaniano. O decréscimo da sedimentação neste conjunto de bacias coincide com o início de uma nova fase de rifteamento, que gerou as bacias do Pará-Maranhão e Barreirinhas.

Ainda no final do Albiano, ocorreu a ligação entre os oceanos Atlântico Equatorial e Central, através do contínuo desenvolvimento do rifteamento da Bacia do Pará-Maranhão para a direção noroeste, através de movimentação rotacional no sentido anti-horário da África em relação à América do Sul, gerando nova fase de rifteamento e a entrada do mar na Bacia da Foz do Amazonas (Figura 6.13).

O breve estágio rifte que formou as bacias de Pará-Maranhão e Barreirinhas deixou pacotes de 1.800 e 3.500 metros, respectivamente, em um intervalo de aproximadamente 6 Ma. O pacote rifte da Bacia da Foz do Amazonas, que iniciou a deposição no Barremiano, cerca de 10 Ma antes, acumulou 6.000 metros de sedimentos. Estes enormes depósitos, em um curto intervalo de tempo, demonstram a magnitude dos eventos de rifteamento, com grábens estreitos, porém muito profundos e de soerguimento, possivelmente com relevos alcançando cotas altas. Ainda não havia um sistema de drenagem de grande porte neste período e dominava clima semi-árido, com pouca influência de massas úmidas do recém formado Atlântico Equatorial; portanto, a fonte de sedimentos para as bacias eram as regiões próximas soergidas no próprio evento de rifteamento, ou seja, as ombreiras das bacias. A ombreira da Bacia do Pará-Maranhão é a região da plataforma de Ilha de Santana, que na época era



N



400 km

**LEGENDA**

- Cidades
- Área estudada
- Continte
- Borda Marinha
- Lagos
- Drenagens

Figura 6.13: Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (final do Albiano), ilustrando a transgressão marinha na Bacia da Foz do Amazonas e a conexão entre o Oceano Atlântico Central e o Oceano Atlântico Equatorial e a regressão do mar na Bacia de São Luís, com instalação de sistemas fluviais interligados com a Bacia de Bragança-Viseu.

uma área emersa com importante relevo. A ombreira da Bacia de Barreirinhas era o Arco Ferrer-Urbano Santos.

No Eoalbiano, o bloco continental a ser separado da África foi definido a partir da formação das Bacias do Pará-Maranhão e Barreirinhas. Houve a conexão destas duas bacias com a Bacia da Foz do Amazonas, compondo um único sistema de grábens onde dominavam sistemas marinhos, agora conectados com o Atlântico Central.

Através de estudos de foraminíferos e radiolários, Pakulski (2006) definiram que no final do Albiano a Bacia do Pará-Maranhão já apresentava grande profundidade, com lâmina d'água superior a 2.000 metros e ambientes de sedimentação nerítico, batial superior, médio e inferior, com talude bem desenvolvido.

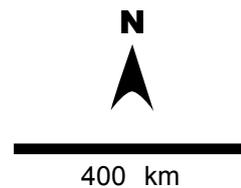
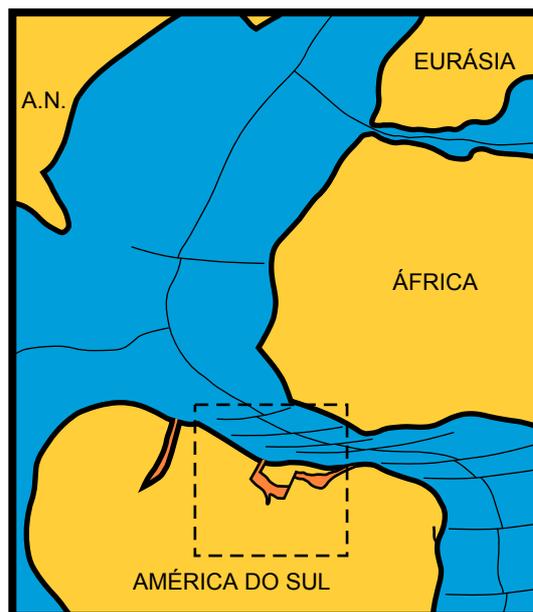
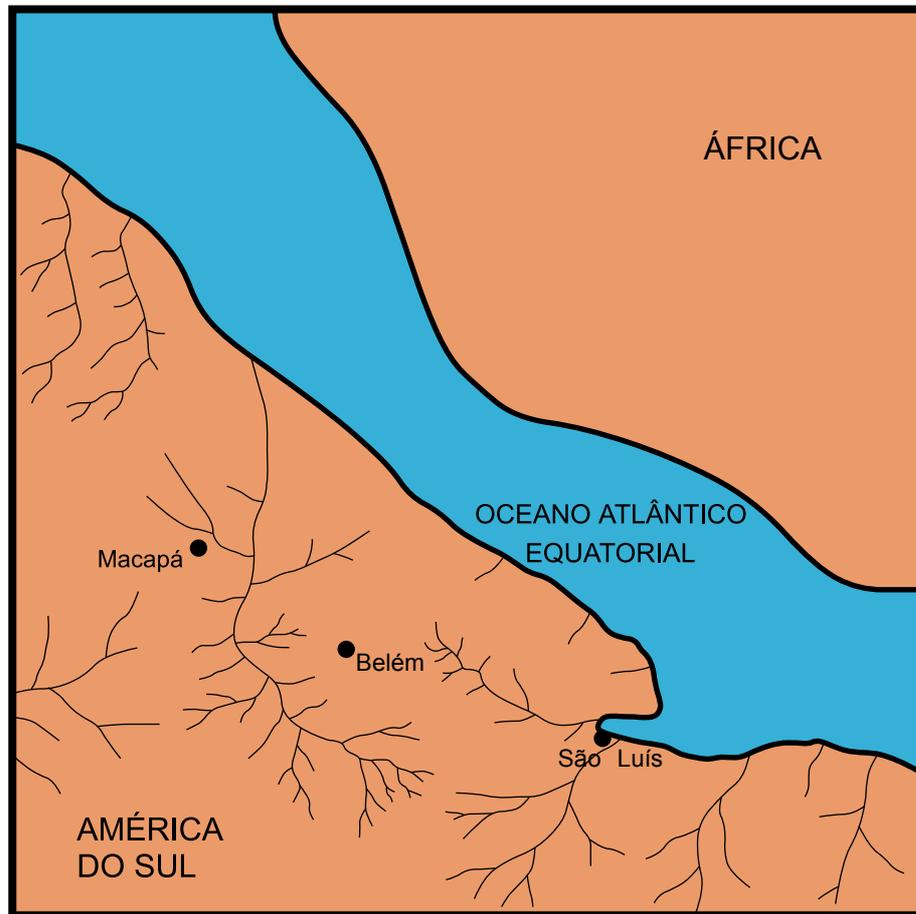
#### 6.4 NEOCRETÁCEO

No Neocretáceo (Cenomaniano ao Maastrichtiano), diminuiu a intensidade dos movimentos extensionais na Bacia de Marajó, resultando em baixa taxa de subsidência na sub-bacia de Limoeiro. Nessa fase, os ambientes deposicionais eram caracterizados por grandes lagos rasos ou por curtas transgressões marinhas (Formação Anajás) sugeridas pela ocorrência de raros foraminíferos, diatomáceas e algas carófitas, apenas nas sub-bacias de Mexiana e Limoeiro, e sistemas fluviais que respondem pelos depósitos da Formação Limoeiro. Sistemas fluviais de direções N-S e NW-SE estavam instalados na Serra do Estrondo e no Arco de Tocantins, e interagem com um mar raso, resultando em sistemas estuarinos e na deposição dos sedimentos das formações Itapecuru e Ipixuna na Bacia de Grajaú, e no Arco de Tocantins.

No final do Cretáceo, com a diminuição da magnitude dos movimentos extensionais na Bacia de Marajó, cessaram os deslocamentos nas falhas normais (sintéticas e antitéticas) e a intensificação do jogo de blocos ou compartimentos ao longo de transcorrências NE-SW (lineamentos Arari, Limoeiro, Tocantins e Carapajó), que tiveram papel importante na região do Marajó Setentrional, com possíveis rearranjos de sistemas de drenagem e articulação interna de blocos. Nessa fase, o limite noroeste do Marajó Setentrional começou a se destacar na paisagem, em decorrência do desenvolvimento da sub-bacia de Mexiana, através de movimentos direcionais dextrais ao longo do Lineamento Arari. Os sistemas fluviais fluíam não apenas do Marajó Setentrional, do Arco de Tocantins e do Arco de Gurupá, mas também das sub-bacias de Cametá e Mocajuba em direção às sub-bacias de Limoeiro e Mexiana. Nesse período, o Marajó Setentrional ainda experimentava erosão, mas com diminuição das taxas de soerguimento (Figura 6.14).

O rearranjo estrutural da Sub-bacia de Mexiana proporcionou a invasão marinha em toda a Bacia de Marajó, depositando os sedimentos da Formação Limoeiro. Este mar interagiu com sistemas fluviais do Arco de Gurupá e Arco de Tocantins, principalmente (Figura 6.15).

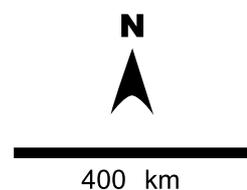
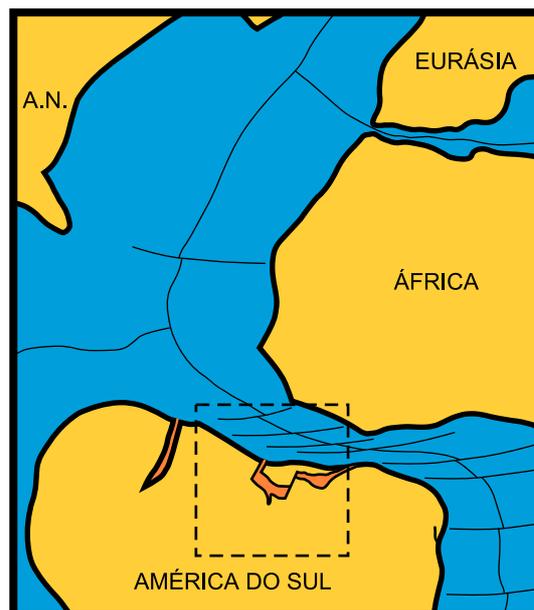
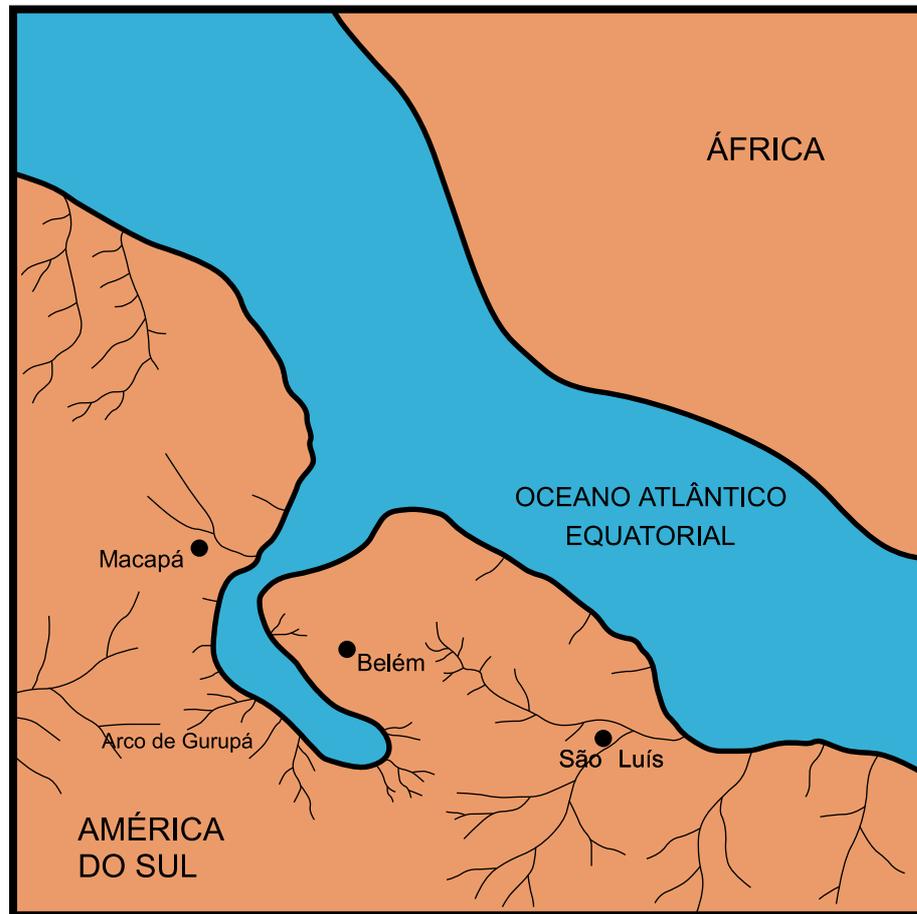
Durante o Neocretáceo, as regiões dos arcos de Gurupá e Tocantins foram submetidas a movimentos subsidentes. No primeiro, se instalou o pacote sedimentar do Cretáceo-Paleogeno e a geração de falhas normais NW-SE, falhas lístricas e reativação de falhas transcorrentes do Paleozóico na Bacia do Amazonas. No Arco de Tocantins, a subsidência foi responsável pela ligação entre os mares interiores presentes nas bacias de Marajó e Grajaú, com a deposição da Formação Ipixuna, com registro de estruturas sedimentares relacionadas a tempestade marinha. As regiões Marajó Setentrional e Plataforma de Ilha de



**LEGENDA**

- Cidades
- Área estudada
- Continte
- Borda Marinha
- Lagos
- Drenagens

Figura 6.14: Mapa paleogeográfico do Neocretáceo (Santoniano), mostrando a contínua evolução do Oceano Atlântico Equatorial, com predominância de sistemas fluviais nas bacias de Marajó, Bragança-Viseu, São Luís e Grajaú e a instalação do sistema fluvial reponsável pela deposição da Formação Alter do Chão na Bacia do Amazonas.

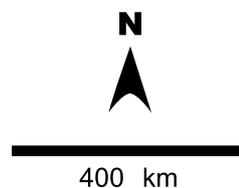
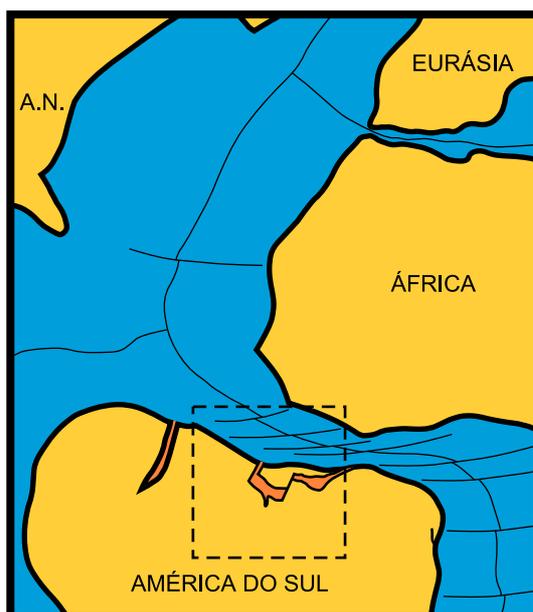


- LEGENDA**
- Cidades
  - Área estudada
  - Continente
  - Borda Marinha
  - Lagos
  - ~ Drenagens

Figura 6.15: Mapa paleogeográfico do Neocretáceo (Campaniano), ilustrando a transgressão marinha na Bacia de Marajó. Nas bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas dominavam sistemas marinhos abertos e nas bacias de Bragança-Viséu, São Luís e Grajaú, apenas sistemas fluviais estavam instalados.

Santana ficaram isoladas entre o “Mar Ipixuna” e o Atlântico Equatorial (Figura 6.16).

O Neocretáceo foi marcado pela parada da movimentação extensional no interior do continente Sul-Americano, cessando as fases rifte nas bacias de Marajó, Grajaú e Sistema de Grábens Gurupi. Todo o esforço extensional se concentrou no Atlântico Equatorial, nas bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas, que evoluíram para margem passiva. Apenas os efeitos de deriva foram registrados na região Meio-Norte do Brasil.



**LEGENDA**

- Cidades
- Área estudada
- Continte
- Borda Marinha
- Lagos
- Drenagens

Figura 6.16: Mapa paleogeográfico do limite Cretáceo-Paleógeno, mostrando a ingressão marinha, nas bacias de Marajó, São Luís e Grajaú, que cobriu o Arco de Tocantins, depositando a Formação Ipixuna.

## 7 CONCLUSÕES

- A Bacia da Foz do Amazonas se formou a partir de três eventos extensionais distintos e separados no tempo. O primeiro, no Neotriássico-Eojurássico, ligado ao Oceano Atlântico Central, formou o Gráben de Calçoene; o segundo, do Aptiano, ligado a esforços locais de formação do Oceano Atlântico Equatorial, formou o Gráben de Cassiporé; e o terceiro, do Albiano, relacionado ao desenvolvimento do rifteamento originado na Bacia Potiguar, que avançou na direção das bacias do Ceará, Barreirinhas e Pará-Maranhão até alcançar a Bacia da Foz do Amazonas e formar o Oceano Atlântico Equatorial;

- A Bacia de Marajó se formou no Barremiano, ao mesmo tempo que o Gráben de Cassiporé da Bacia da Foz do Amazonas, pois as duas compartilham seqüências deposicionais idênticas neste período;

- A Bacia do Grajaú é uma bacia sedimentar formada por dois processos distintos no Eocretáceo. O primeiro formou uma bacia do tipo sag, com lenta subsidência, onde se depositou a Seqüência Codó-Grajaú e o segundo se deu pela instalação de falhas normais de direção N-S na região da Serra do Estrondo e NE-SW no Arco de Tocantins, onde se depositaram as seqüências sedimentares que hoje sustentam a Serra do Tiracambu.

- O magmatismo relacionado à fragmentação do Pangea e Gondwana na região Meio-Norte do Brasil ocorreu em duas etapas. A primeira, com dois pulsos principais, no Neotriássico e no Mesojurássico, e a segunda no Eocretáceo, incidindo em regiões diferentes em cada evento.

- O primeiro evento magmático está relacionado ao processo de fragmentação do Pangea e formação do Oceano Atlântico Central e ocorreu regionalmente há 200 Ma, e em locais isolados, como na Bacia do Tacutu, em torno de 170 Ma.
- O segundo evento magmático ocorreu no Eocretáceo, deixando registros nas bacias da Foz do Amazonas e Parnaíba, e na região do Gurupi. Este magmatismo está vinculado à segunda tentativa de formação do Atlântico Equatorial e precedeu a formação das bacias do Grajaú e Marajó, do Sistema de Grábens Gurupi e a segunda fase rifte na Bacia da Foz do Amazonas.
- A fragmentação do Gondwana na Região Meio-Norte do Brasil ocorreu através de três eventos extensionais distintos, separados no tempo e no espaço.
- O primeiro episódio de fragmentação do Gondwana foi um rifteamento de baixa intensidade, acompanhado de magmatismo na Bacia da Foz do Amazonas e está ligado à formação do Oceano Atlântico Central no Neoriássico. O Gráben de Calçoene foi formado neste evento.
- O Gráben de Calçoene é um braço de um ponto tríplice que não evoluiu entre a América do Sul e África.
- O segundo iniciou no Barremiano e vincula-se a processos extensionais que iniciaram a formação do Oceano Atlântico Equatorial na região, com sentido de fragmentação NW para SE, formando o Gráben de Cassiporé na Bacia da Foz do Amazonas e a Bacia de Marajó.
- Há um período de aproximadamente 60 Ma de intervalo entre o primeiro e o

segundo evento extensional na região.

- O terceiro evento ocorreu no Albiano e está relacionado à evolução do processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial a partir do extremo leste da placa da América do Sul, com sentido de movimentação de SE para NW e foi iniciado com a formação da Bacia Potiguar e evoluiu em direção à Bacia da Foz do Amazonas.

- O rifteamento gerado no Albiano formou um novo conjunto de falhas normais na Bacia da Foz do Amazonas, que seccionaram obliquamente as falhas formadas no Triássico e Eocretáceo.

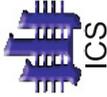
- No final do Albiano, ocorreu a ligação entre os oceanos Atlântico Equatorial e Central, através do desenvolvimento do rifteamento da Bacia do Pará-Maranhão para em direção noroeste, gerando nova fase de rifteamento e a entrada do mar na Bacia da Foz do Amazonas.

- A partir do Albiano, com a formação das bacias do Pará-Maranhão, Barreirinhas e a terceira fase da Bacia da Foz do Amazonas, diminuiu a movimentação na Bacia do Marajó e no Sistema de Grábens Gurupi.

- A partir do Albiano, enquanto as bacias do Pará-Maranhão, Barreirinhas e Bacia da Foz do Amazonas se formavam, a movimentação extensional perdia intensidade na Bacia de Marajó e o Sistema de Grábens Gurupi.

- A partir do Neocretáceo, toda a movimentação extensional se concentrou nas bacias do Pará-Maranhão, Barreirinhas e Bacia da Foz do Amazonas, que evoluíram para margem passiva.

## **ANEXOS**



# INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART

International Commission on Stratigraphy



eon/era	system	series	epoch	stage	age	GSSP
Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary*	Neogene	Holocene	0.0118	
				Pleistocene	0.126	
Mesozoic	Cretaceous	Upper	Lower	Gelasian	0.781	
				Piacenzian	1.806	
				Zandclean	2.588	
				Messinian	3.600	
				Tortonian	5.332	
				Serravallian	7.246	
				Langhian	11.608	
				Burdigalian	13.82	
				Aquitanian	15.97	
				Chatian	20.43	
				Rupelian	23.03	
				Priabonian	28.4 ±0.1	
				Bartonian	33.9 ±0.1	
				Lutetian	37.2 ±0.1	
Ypresian	40.4 ±0.2					
Paleogene	Upper	Lower	Thanetian	48.6 ±0.2		
			Selandian	55.8 ±0.2		
			Danian	58.7 ±0.2		
			Maastrichtian	61.7 ±0.2		
			Campanian	65.5 ±0.3		
			Santonian	70.6 ±0.6		
			Coniacian	83.5 ±0.7		
			Turonian	85.8 ±0.7		
			Cenomanian	89.3 ±1.0		
			Albian	93.5 ±0.8		
Lower	Upper	Lower	Albian	99.6 ±0.9		
			Apitan	112.0 ±1.0		
			Barremian	125.0 ±1.0		
			Hauterivian	130.0 ±1.5		
			Valanginian	136.4 ±2.0		
			Berriasian	140.2 ±3.0		
				145.5 ±4.0		
				145.5 ±4.0		
				145.5 ±4.0		
				145.5 ±4.0		

eon/era	system	epoch	stage	age	GSSP			
Phanerozoic	Mesozoic	Upper	Tithonian	145.5 ±4.0				
			Kimmeridgian	150.8 ±4.0				
Paleozoic	Carboniferous	Upper	Oxfordian	155.7 ±4.0				
			Callovian	161.2 ±4.0				
			Bathonian	164.7 ±4.0				
			Bajocian	167.7 ±3.5				
			Aalenian	171.6 ±3.0				
			Toarcian	175.6 ±2.0				
			Pfingstbachtian	183.0 ±1.5				
			Sinemurian	189.6 ±1.5				
			Hettangian	196.5 ±1.0				
			Rhaetian	199.6 ±0.6				
			Norian	203.6 ±1.5				
			Carnian	216.5 ±2.0				
			Ladinian	228.0 ±2.0				
			Anisian	237.0 ±2.0				
			Olenekian	245.0 ±1.5				
			Induan	249.7 ±0.7				
			Changhsingian	251.0 ±0.4				
			Wuchiapingian	253.8 ±0.7				
			Capitanian	260.4 ±0.7				
			Wordian	265.8 ±0.7				
Roadian	268.0 ±0.7							
Permian	Cisuralian	Lower	Kungurian	270.6 ±0.7				
			Artinskian	275.6 ±0.7				
			Sakmarian	284.4 ±0.7				
			Asselian	294.6 ±0.8				
			Gzhelcian	299.0 ±0.8				
			Kasimovian	303.9 ±0.9				
			Moscovian	306.5 ±1.0				
			Bashkirian	311.7 ±1.1				
			Serpukhovian	318.1 ±1.3				
			Visean	328.4 ±1.6				
Triassic	Upper	Lower	Tournaisian	345.3 ±2.1				
			Mississippian	359.2 ±2.5				
Paleozoic	Silurian	Upper	Lochkovian	416.0 ±2.8				
			Pragian	411.2 ±2.8				
			Emsian	407.0 ±2.8				
			Eifellian	397.5 ±2.7				
			Givetian	391.8 ±2.7				
			Frasnian	385.3 ±2.6				
			Famennian	374.5 ±2.6				
			Stage 3	359.2 ±2.5				
			Ordovician	Middle	Lower	Stage 10	468.1 ±1.6	
						Stage 9	460.9 ±1.6	
Stage 8	455.8 ±1.6							
Stage 7	443.7 ±1.5							
Stage 6	445.6 ±1.5							
Stage 5	437.0 ±1.5							
Stage 4	439.0 ±1.8							
Stage 3	428.2 ±2.3							
Stage 2	426.2 ±2.4							
Stage 1	422.9 ±2.5							
Cambrian	Series 3	Series 1	Stage 10	501.0 ±2.0				
			Stage 9	503.0 *				
			Stage 8	506.5 *				
			Stage 7	510.0 *				
			Stage 6	517.0 *				
			Stage 5	521.0 *				
			Stage 4	521.0 *				
			Stage 3	534.6 *				
			Stage 2	542.0 ±1.0				
			Stage 1	542.0 ±1.0				

eon/era	system	epoch	stage	age	GSSP			
Phanerozoic	Paleozoic	Upper	Famennian	359.2 ±2.5				
			Frasnian	374.5 ±2.6				
Archean	Proterozoic	Lower	Lochkovian	416.0 ±2.8				
			Pragian	411.2 ±2.8				
			Emsian	407.0 ±2.8				
			Eifellian	397.5 ±2.7				
			Givetian	391.8 ±2.7				
			Frasnian	385.3 ±2.6				
			Famennian	374.5 ±2.6				
			Stage 3	359.2 ±2.5				
			Ordovician	Middle	Lower	Stage 10	468.1 ±1.6	
						Stage 9	460.9 ±1.6	
						Stage 8	455.8 ±1.6	
						Stage 7	443.7 ±1.5	
						Stage 6	445.6 ±1.5	
						Stage 5	437.0 ±1.5	
						Stage 4	439.0 ±1.8	
						Stage 3	428.2 ±2.3	
						Stage 2	426.2 ±2.4	
						Stage 1	422.9 ±2.5	
			Cambrian	Series 3	Series 1	Stage 10	501.0 ±2.0	
						Stage 9	503.0 *	
Stage 8	506.5 *							
Stage 7	510.0 *							
Stage 6	517.0 *							
Stage 5	521.0 *							
Stage 4	521.0 *							
Stage 3	534.6 *							
Stage 2	542.0 ±1.0							
Stage 1	542.0 ±1.0							

eon/era	system	epoch	stage	age	GSSP			
Phanerozoic	Paleozoic	Upper	Famennian	359.2 ±2.5				
			Frasnian	374.5 ±2.6				
Archean	Proterozoic	Lower	Lochkovian	416.0 ±2.8				
			Pragian	411.2 ±2.8				
			Emsian	407.0 ±2.8				
			Eifellian	397.5 ±2.7				
			Givetian	391.8 ±2.7				
			Frasnian	385.3 ±2.6				
			Famennian	374.5 ±2.6				
			Stage 3	359.2 ±2.5				
			Ordovician	Middle	Lower	Stage 10	468.1 ±1.6	
						Stage 9	460.9 ±1.6	
						Stage 8	455.8 ±1.6	
						Stage 7	443.7 ±1.5	
						Stage 6	445.6 ±1.5	
						Stage 5	437.0 ±1.5	
						Stage 4	439.0 ±1.8	
						Stage 3	428.2 ±2.3	
						Stage 2	426.2 ±2.4	
						Stage 1	422.9 ±2.5	
			Cambrian	Series 3	Series 1	Stage 10	501.0 ±2.0	
						Stage 9	503.0 *	
Stage 8	506.5 *							
Stage 7	510.0 *							
Stage 6	517.0 *							
Stage 5	521.0 *							
Stage 4	521.0 *							
Stage 3	534.6 *							
Stage 2	542.0 ±1.0							
Stage 1	542.0 ±1.0							

Subdivisions of the global geologic record are formally defined by their lower boundary. Each unit of the Phanerozoic (~542 Ma to Present) and the base of Ediacaran are defined by a basal Global Standard Section and Point (GSSP), whereas Precambrian units are formally subdivided by absolute age (Global Standard Stratigraphic Age, GSSA). Details of each GSSP are posted on the ICS website ([www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org)).

International chronostratigraphic units, rank, names and formal status are approved by the International Commission on Stratigraphy (ICS) and ratified by the International Union of Geological Sciences (IUGS).

Numerical ages of the unit boundaries in the Phanerozoic are subject to revision. Some stages within the Ordovician and Cambrian will be formally named upon international agreement on their GSSP limits. Most sub-Series boundaries (e.g., Middle and Upper Aptian) are not formally defined.

Colors are according to the Commission for the Geological Map of the World ([www.cgmw.org](http://www.cgmw.org)).

The listed numerical ages are from 'A. Geological Time Scale 2004', by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith, et al. (2004; Cambridge University Press).

This chart was drafted by Gabi Ogg. Intra Cambrian unit ages with \* are informal, and awaiting ratified definitions.

Copyright © 2006 International Commission on Stratigraphy

Quaternary\*: Formal chronostratigraphic unit sensu joint ICS-INQUA taskforce (2005) and ICS.  
Tertiary\*: Informal chronostratigraphic unit sensu Aubry et al. (2005, Episodes 28/2).

