



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

**PALEOGEOGRAFIA E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DO
NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ E NOROESTE DO
MARANHÃO – CRETÁCEO AO HOLOCENO**

TESE APRESENTADA POR

ADILSON VIANA SOARES JÚNIOR

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

Data de Aprovação: **28 / 02 / 2002**

Comitê de Tese:

JOÃO BATISTA SENA COSTA (Orientador)

RUTH LEA BEMERGUY

YOCITERU HASUI

Aos meus amores Danielly e Ana Luiza

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, aqui, os meus agradecimentos.

Ao Prof. Dr. João Batista Sena Costa, não apenas pela impecável orientação, mas também pela amizade, confiança, dedicação, compreensão e paciência;

À Profa. Dra. Ruth Léa Bemerguy, pela amizade, ajuda na busca de literatura, por ter aceitado participar da banca examinadora desta dissertação e pelas críticas e sugestões;

Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui pelas conversas sobre a Geologia da região, por ter aceitado participar da banca examinadora desta dissertação e pelas críticas e sugestões;

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

Aos professores Dr. Roberto Vizeu Pinheiro e Dr. Vladimir Távora pela amizade;

Ao amigo Geólogo Ms. Osmar Guedes da Silva Jr. pela amizade, apoio no Laboratório de Computação Aplicada às Geociências - COMAP e ajuda na digitalização de mapas e figuras;

Ao amigo Geógrafo João Revelino Caldas de Almeida, pelo companheirismo durante todo o curso de Mestrado e pelas discussões sobre a Paleogeografia do Mioceno e Quaternário;

Aos amigos do CPGG Leonardo Felipe, Alan Brunelli, Alex Sardinha, Luciana Cavalcante, Raimundo Firmino Lima Jr., Beatriz Jimenez. Ao primo e amigo Geólogo Maurício Alan Melo Soares pelo companheirismo durante o curso;

Aos companheiros da Petrobrás Belém: Geólogos Joaquim Wanderley Filho, Nonato Cunha, Pekim Tenório Vaz, Adolfo Góes, Alexandre Figueiras, Vicente Silva; Geofísico Antônio Roberto Costa; aos técnicos de exploração Johnny Cecílio e Reginaldo; mecânico Gilmar Cristo; técnica administrativa Graças; técnicos Luís Farias e Felix Melo, Serviços Gerais Reubin "Louro", Antônio Raiol e Socorro e ao Bom Menino Kleison, pela convivência harmoniosa e apoio durante grande parte do período de execução desta dissertação;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pela concessão de bolsa de Mestrado durante quinze meses;

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

A todos aqueles que de certa forma contribuíram para o sucesso deste trabalho.

Há alguma coisa mais desesperadora que o pensamento da destruição absoluta? Afeições santas, inteligência, progresso, saber laboriosamente adquirido, tudo será aniquilado, tudo estará perdido! Qual a necessidade do esforço para se tornar melhor, da repressão para conter suas paixões, fatigar-se para adornar seu Espírito, se disso não se deve recolher nenhum fruto, sobretudo, com esse pensamento de que amanhã talvez isso não sirva pra nada? Se assim fosse, a sorte do homem seria cem vezes pior do que a do animal, porque o animal vive inteiramente no presente, na satisfação dos seus apetites materiais, sem aspiração quanto ao futuro. Uma secreta intuição diz que isso não é possível.

Trecho do livro “O Céu e o Inferno ou A Justiça Divina Segundo o Espiritismo” de Allan Kardec, de 1865.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 ASPECTOS GERAIS	5
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	5
1.2 OBJETIVOS	5
1.3 MÉTODOS E TÉCNICAS	7
1.4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
1.4.1 Tectônica Transcorrente	8
1.4.1.1 Desenvolvimento de estruturas no sistema transcorrente	8
1.4.2 Aspectos gerais da Neotectônica	12
2 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICO DO EMBASAMENTO	14
2.1 CRÁTON SÃO LUÍS E CINTURÃO DE CISALHAMENTO TENTUGAL	14
2.1.1 Grupo Aurizona	15
2.1.2 Kinzigito Marajupema	15
2.1.3 Complexo Maracaçumé	15
2.1.4 Suíte Tromai	16
2.1.5 Suíte Intrusiva Tracuateua	16
2.1.6 Suíte Alcalina Boca Nova	16
2.1.7 Grupo Gurupi	16
2.1.8 Tonalito Itamoari	17
2.1.9 Granito Maria Suprema	17
2.1.10 Formação Igarapé de Areia	18
2.1.11 Formação Viseu	18

2.1.12	Suíte Brasileira	18
2.1.13	Formação Piriá	19
2.1.14	Arenito Guamá	20
2.2	BACIA DO AMAZONAS	20
2.3	BACIA DO PARNAÍBA	25
3	CARACTERIZAÇÃO DOS BAIXOS ESTRUTURAIS	29
3.1	BACIA DE MARAJÓ	29
3.2	SISTEMA DE GRÁBENS GURUPI	37
3.3	BACIA DE GRAJAÚ	44
3.4	FORMAÇÃO PIRABAS	48
3.5	GRUPO BARREIRAS	51
4	CARACTERIZAÇÃO DOS ALTOS ESTRUTURAIS	52
4.1	ARCO DE GURUPÁ	52
4.2	MARAJÓ SETENTRIONAL	61
4.3	ARCO DE TOCANTINS	65
4.4	ARCO DE GURUPI	68
4.5	ARCO FERRER-URBANO SANTOS	73
4.6	SERRA DO TIRACAMBU	79
4.7	SERRA DO ESTRONDO	84
5	EVOLUÇÃO DA PAISAGEM	88
6	CONCLUSÕES	108
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo e contexto geológico regional	6
Figura 1.2: Fraturas em regime de cisalhamento puro	10
Figura 1.3: Descontinuidades formadas no cisalhamento simples	11
Figura 1.4: Visto em mapa, os tipos de estruturas ao longo de falhas transcorrentes	11
Figura 2.1: Perfil esquemático transversal na Bacia do Amazonas	19
Figura 2.2: Mapa de localização da Bacia do Amazonas	20
Figura 2.3: Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas	22
Figura 2.4: Mapa de localização da Bacia do Parnaíba	25
Figura 2.5: Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba	26
Figura 3.1: Mapa de localização da Bacia de Marajó	29
Figura 3.2: Carta estratigráfica da Bacia de Marajó	30
Figura 3.3: Arcabouço estrutural da Bacia de Marajó	33
Figura 3.4: Seções desenhadas a partir de interpretações sísmicas	34
Figura 3.5: Mapa de localização do Sistema de Grábens Gurupi	37
Figura 3.6: Carta estratigráfica do Sistema de Grábens Gurupi	39
Figura 3.7: Arcabouço estrutural do Sistema de Grábens Gurupi	42
Figura 3.8: Mapa de localização da Bacia de Grajaú	44
Figura 3.9: Área de ocorrência da Sequência Pirabas-Barreiras	48
Figura 4.1: Mapa de localização dos altos estruturais da área pesquisada	52
Figura 4.2: Seção geológica no Arco de Gurupá	54
Figura 4.3: Estruturas neotectônicas maiores da região do Arco de Gurupá	57
Figura 4.4: Evolução esquemática das regiões do Arco de Gurupá e Marajó Setentrional	58
Figura 4.5: Evolução esquemática da região do Arco de Tocantins	66
Figura 4.6: Seção geológica no Arco de Gurupi	68
Figura 4.7: Evolução esquemática da região do Arco de Gurupi	70
Figura 4.8: Seção geológica no Arco Ferrer-Urbano Santos	74

Figura 4.9: Evolução esquemática da região do Arco Ferrer-Urbano Santos	76
Figura 4.10: Evolução esquemática da Serra do Tiracambu	82
Figura 4.11: Evolução esquemática da Serra do Estrondo	87
Figura 5.1: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Jurássico Superior	89
Figura 5.2: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Eoaptiano	92
Figura 5.3: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Neoaptiano	93
Figura 5.4: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Albiano	95
Figura 5.5: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Cretáceo Superior	97
Figura 5.6: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Terciário Inferior	98
Figura 5.7: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Mioceno	101
Figura 5.8: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Plioceno - Pleistoceno Inferior	102
Figura 5.9: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Pleistoceno Superior	104
Figura 5.10: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Pleistoceno Superior - Holoceno	106
Figura 5.11: Bloco diagrama ilustrando a paisagem do Holoceno - Atual	107

RESUMO

Este trabalho apresenta aspectos relativos à evolução estrutural e paleogeográfica das regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão, através da integração de dados estruturais, tectônicos, estratigráficos, sedimentológicos e paleontológicos.

A Bacia de Marajó tem forma alongada na direção NW-SE e apresenta um pacote de rochas sedimentares depositado desde o Eocretáceo até o Recente, que compreende as seqüências pré, sin e pós-rifte. Estruturalmente, a Bacia de Marajó é caracterizada por falhas normais de direção NW-SE e falhas transcorrentes NE-SW e ENE-WSW, que limitam dois grandes compartimentos tectônicos denominados sub-bacias de Limoeiro e Cametá. A sudoeste da sub-bacia de Cametá há um alto do embasamento que a separa da sub-bacia de Mocajuba e ainda um feixe de falhas transcorrentes de direção NE-SW onde se desenvolveu a sub-bacia de Mexiana.

O Sistema de Grábens Gurupi compreende as Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova, cujo preenchimento sedimentar é constituído por unidades litoestratigráficas do Cretáceo e do Terciário. A Bacia de Bragança-Viseu é caracterizada por dois grábens assimétricos de direção NW-SE separados por uma falha transcorrente: o Baixo de Caeté, localizado próximo à borda norte e o Baixo de Piriá, próximo ao limite sul. A Bacia de São Luís é constituída pelas sub-bacias de Maracaçumé, na região noroeste, Bacuri, na região nordeste, e Bequimão, a sudeste. A Bacia de Ilha Nova divide-se em dois meio-grábens separados por uma falha transcorrente: o meio-gráben oeste, com falhas antitéticas nas bordas sul e norte, e o meio-gráben leste com falhas antitéticas apenas na borda norte.

A Bacia de Grajaú é uma estrutura extensional do Cretáceo, instalada pela tectônica ativa durante a abertura do Atlântico Equatorial, mediante reativação parcial da arquitetura da Bacia do Parnaíba, com estratigrafia composta pelas formações Grajaú, Codó e Itapecurú e geometria constituída por falhas planares normais N-S, com mergulho para oeste, articuladas através de falhas transcorrentes NE-SW, que funcionaram como falhas de transferência, conformando uma bacia composta por vários segmentos extensionais alongados na direção NE-SW.

O Arco de Gurupá possui direção NW-SE e é o elemento estrutural que limita a Bacia do Amazonas da Bacia de Marajó, formado pela tectônica distensiva que originou a Bacia de Marajó, através de soerguimento por alívio de carga e por rotações nas adjacências do arco, associadas às falhas listricas.

O Marajó Setentrional compreende a região entre a ombreira nordeste da Bacia de Marajó e a Plataforma de Ilha de Santana e é caracterizado por estruturas neotectônicas (falhas transcorrentes NE-SW), como as que controlam a frente de Belém e que capturaram o baixo curso do Rio Tocantins para a direção NE no Quaternário.

O Arco de Tocantins é a feição estrutural positiva que separa a Bacia de Marajó da Bacia de Grajaú, funcionando como uma região transpressiva que articulou estas bacias.

O Arco de Gurupi é a feição estrutural positiva que separa as bacias de Bragança-Viséu e São Luís, alinhado na direção NNE-SSW, que funcionou como área de acomodação no Cretáceo.

O Arco Ferrer-Urbano Santos é a feição estrutural positiva de direção E-W que limita as bacias São Luís e Grajaú. Foi formado no Cretáceo, com eixo de soerguimento migrando para sul com o tempo. O colapso parcial deste arco formou a Bacia de São Luís.

A Serra do Tiracambu formou-se através da inversão da Bacia de Grajaú, desde o Paleogeno, após a calmaria tectônica que originou o perfil laterítico maduro, através de dois pulsos de inversão (transpressão e transtensão) decorrentes da propagação de sistemas transcorrentes dextrais E-W.

A Serra do Estrondo está relacionada a falhas normais N-S, interpretadas como derivadas de reativação durante o evento extensional do Cretáceo-Eoterciário e que controlam fortemente o curso dos rios Araguaia e Tocantins.

As regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste Estado do Maranhão vêm sofrendo atuação de tectônica transcorrente desde pelo menos o Jurássico, com a formação do Atlântico Norte, cujo resultado na Placa Sul-Americana, entre outros, foi a formação da Bacia de Marajó e processos tectônicos associados, como a formação do Arco de Gurupá. No Eocretáceo, houve o início da formação do Atlântico Equatorial, também sob regime transtensivo, com a formação do Sistema de Grábens Gurupi e das bacias costeiras, como Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas. A partir do Mioceno, houve o início da interação intraplaca, sob regime tectônico transcorrente dextral, com falhas de direção preferencial E-W e formação de várias bacias, como a que abrigou os sedimentos da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, assim como inversão de bacias e de relevo, materializado, por exemplo, pela Serra do Tiracambu.

ABSTRACT

This research presents some aspects of the tectonics and paeleogeographic evolution of northeastern region of Pará State and northwestern region of Maranhão State in the northern Brazil, based on the integration of structural, tectonic, stratigraphic, sedimentological and paeleontological data.

The Marajó basin is elongated in a NW-SE direction and includes a sedimentary sequence deposited from Upper Cretaceous to Upper Tertiary. The geometry of the Marajó Basin is characterised by NW-SE normal faults in the northwest-southeast direction and NE-SW and ENE-WSW strike-slip faults, which define the boundaries of the Mexiana, Limoeiro, Cametá and Mocajuba sub-basins.

The Gurupi Graben System encompasses the Bragança-Viseu, São Luís and Ilha Nova basins, with Cretaceous and Tertiary sedimentary filling. The Bragança-Viseu Basin is formed by two asymmetric grabens - the Caeté depocenter (close to the northern border) and the Piriá depocenter, close to the southern limit - in a NW-SE direction, separated by a transcurrent fault. The São Luís Basin comprises three sub-basins: Maracaçumé, in the northwest, Bacuri, in the northeast, and Bequimão, toward the southeast. The Ilha Nova basin is divided into two half-grabens separated by a transcurrent fault. The western half-graben presents antithetic faults in the southern and northern borders, while these faults occur only in its northern extreme of the eastern halfgraben.

The Grajaú Basin is an extensional feature of the Cretaceous, generated by normal fault propagation towards the continent interior, during the opening of the Equatorial Atlantic, and by partial reactivation of the Paleozoic structures of the Parnaíba basin. The stratigraphy is composed of the Grajaú, Codó and Itapecurú formations, controlled by N-S planar normal faults, dipping to the west, and linked through NE-SW transcurrent faults.

The Gurupá Arc strikes NW-SE, correspond to the boundary of the Amazon Basin, and defines the shoulder of the Marajó basin, closely associated with listric faults.

Northern Marajó encompasses the region between the northeastern shoulder of the Marajó Basin and the Pará/Ilha de Santana Platform, and is characterised by neotectonic structures represented by NE-SW transcurrent faults, as those that control the mouth of the Tocantins river towards the northeast.

The Tocantins Arc is a positive feature that bounds the Marajó and Grajaú basins, and corresponds to a transpressive region.

The Gurupi Arc is a positive feature that limits the Bragança-Viseu and São Luís basins, running in a NNE-SSW direction, and worked as an area which accommodated high strain during the Cretaceous.

The Ferrer-Urbano Santos Arc is an E-W positive feature that limits the São Luís and Grajaú basins formed during the Cretaceous, with an axis of uplifting that migrated southwards through the time. The partial collapse of this arc evolved to the São Luís Basin.

The Tiracambú Hills derived from Grajaú Basin inversion, since the Paleocene, which resulted in the propagation of E-W transcurrent dextral systems and was followed by the tectonic calm that originated the mature lateritic profile.

The Estrondo Hills is related to N-W normal faults, and is interpreted as derived by reactivation of older structures during the Cretaceous-Upper Tertiary extensional event, controlling the courses of the Araguaia and Tocantins rivers.

1 ASPECTOS GERAIS

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

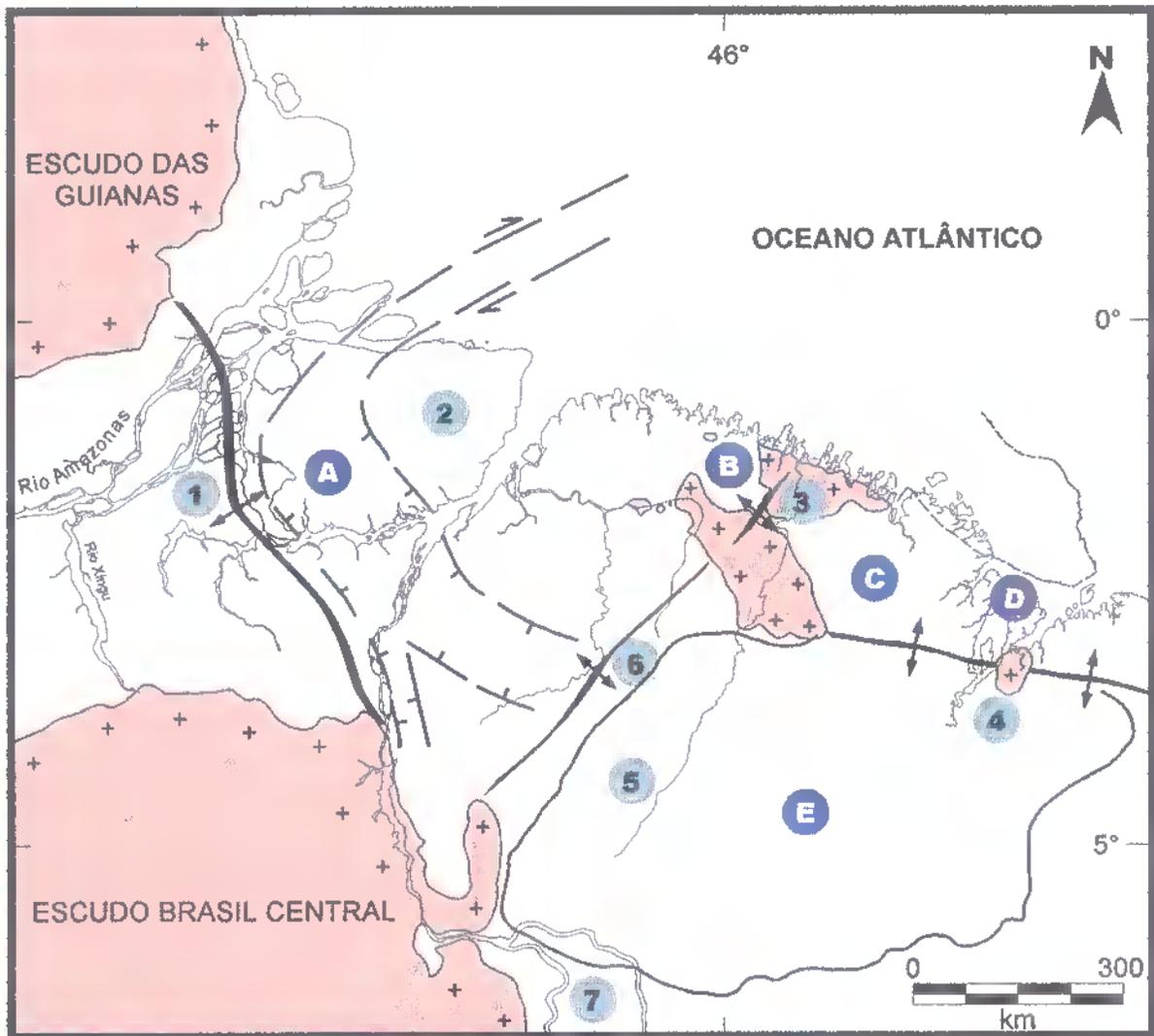
A área de estudo abrange o litoral nordeste do Estado do Pará e a região noroeste do Estado do Maranhão, entre os paralelos 2° N e 6° S e os meridianos 53° e 40° W (Figura 1.1). A área abriga, geologicamente, as bacias costeiras mesozóicas de Marajó, Bragança-Viseu, São Luís e Grajaú. Regionalmente, encontra-se entre as bacias paleozóicas do Amazonas a oeste, e Parnaíba a sudeste; o Escudo das Guianas a noroeste; 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).

1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal desta dissertação é, através da integração de dados estruturais, geomorfológicos, estratigráficos, sedimentológicos e paleontológicos, compreender a relação estrutural e evolutiva de áreas soerguidas, como por exemplo, arcos tectônicos, serras etc., com áreas subsidentes, como as bacias sedimentares. Esse entendimento, desdobra-se no modelo de evolução da paisagem para a região abordada, a partir do Mesozóico.

Dentro deste objetivo principal, várias metas foram definidas, a saber:

- a. Caracterização geológica e tectônica dos escudos e cinturões de cisalhamento e das bacias sedimentares paleozóicas inseridas na região;
- b. Caracterização tectônica, estratigráfica e evolutiva de cada elemento estrutural positivo ou negativo;
- c. Definição dos principais estágios e episódios de evolução da paisagem em consonância com os principais movimentos de formação do Atlântico Equatorial e neotectônicos;



- | | |
|----------------------------------|------------------------------------|
| A Bacia de Marajó | 1 Arco de Gurupá |
| B Bacia de Bragança-Viseu | 2 Marajó Setentrional |
| C Bacia de São Luís | 3 Arco de Gurupi |
| D Bacia de Ilha Nova | 4 Arco Ferrer-Urbano Santos |
| E Bacia de Grajaú | 5 Serra do Tiracambú |
| | 6 Arco de Tocantins |
| | 7 Serra do Estrondo |

Figura 1.1: Mapa de localização da área pesquisada.

1.3 MÉTODOS E TÉCNICAS

Os objetivos desta dissertação foram alcançados através da aplicação dos seguintes procedimentos:

a. Pesquisa bibliográfica sobre a Geologia Estrutural, Geomorfologia, Estratigrafia e Paleontologia dos altos e dos baixos estruturais da área, desde a época de formação do Atlântico Norte e Equatorial até os eventos neotectônicos;

b. Análise de linhas sísmicas de reflexão disponíveis na literatura, para a confecção de mapas estruturais e entendimento das relações entre os altos e os baixos estruturais, assim como para melhor posicionamento espacial dos elementos estruturais da área;

c. Análise de mapas Bouguer disponíveis na literatura, para melhor entendimento da natureza do embasamento e sua relação com a Geologia Estrutural e Estratigrafia dos elementos estruturais da área;

d. Análise de perfis de poços e cartas estratigráficas disponíveis na literatura, para auxiliar a correlação estratigráfica entre as bacias sedimentares, assim como permitir a confecção dos modelos de evolução da paisagem, a partir da caracterização do ambiente deposicional e ainda delimitar áreas com incidência de sedimentação e áreas com incidência de erosão através do tempo geológico.

1.4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

As regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste Estado do Maranhão vêm sofrendo atuação de tectônica transcorrente desde, pelo menos, o Jurássico, com a formação do Atlântico Norte, cujo resultado na placa Sul-americana, entre outros, foi a formação da Bacia de Marajó e incidência de processos tectônicos associados, como a formação do Arco de Gurupá. No Eocretáceo, houve o início da formação do Atlântico Equatorial, também sob regime transtensivo, com a formação do Sistema de Grábens Gurupi e das bacias costeiras, como Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas. A partir do Mioceno, houve o início da tectônica intraplaca, sob regime transcorrente dextral, com falhas de direção preferencial E-W e formação de várias bacias, como a que abrigou os sedimentos da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, assim como inversão de bacias e de relevo, materializado, por exemplo, pela Serra do Tiracambu.

Devido à importância do regime transcorrente na área de estudo, predominante desde o Mesozóico, torna-se conveniente apresentar breve revisão teórica acerca dessa tectônica, com o objetivo de fornecer subsídios para o entendimento dos campos de tensão que atuaram na região.

1.4.1 Tectônica Transcorrente

O conhecimento acerca da tectônica transcorrente cresceu a partir da segunda metade do século passado, através da teoria de tectônica de placas e, atualmente, sabe-se que os movimentos direcionais estão relacionados a: 1) limites conservativos das placas litosféricas; 2) zonas de convergência de placas, envolvendo tanto indentação, como colisões oblíquas e; 3) zonas divergentes de placas, acomodando parte da movimentação.

As falhas transcorrentes caracterizam-se pelo deslocamento horizontal na direção da falha, em que os blocos se movimentam um em relação ao outro, dextral ou sinistralmente, possuindo atitude vertical, com eixos de tensão σ_1 e σ_3 horizontais, e σ_2 vertical.

As falhas transcorrentes são caracterizadas pelo traçado linear ou curvilíneo em mapa, visto que o significativo deslocamento lateral não pode ser acomodado onde existem descontinuidades ou mudanças abruptas da orientação da falha dentro de um ou em ambos os blocos adjacentes (Christie-Blick & Biddle 1985).

A diversidade de estruturas formadas ao longo de falhas transcorrentes é controlada pelo grau de convergência ou divergência dos blocos adjacentes ao plano de movimentação durante o movimento direcional, pela taxa de deslocamento, pelas propriedades reológicas das rochas envolvidas na deformação e pela orientação e geometria das estruturas preexistentes (Christie-Blick & Biddle 1985).

1.4.1.1 Desenvolvimento de Estruturas no Sistema Transcorrente

Tanto o cisalhamento puro quanto o cisalhamento simples podem gerar movimentação transcorrente.

No cisalhamento puro há o desenvolvimento de apenas duas falhas direcionais, dextral e sinistral (C e C'), formando um par conjugado simétrico de ângulos θ e $-\theta$ com a direção de

encurtamento, onde $\theta = 45 - \left(\frac{\varphi}{2}\right)$, sendo φ o ângulo de fricção interno, aproximadamente 30° . O eixo de tensão máximo principal σ_1 coincide com o eixo de encurtamento Z , fazendo um ângulo de 45° com o binário deformacional principal. Fraturas de extensão (T e T') ou falhas normais, desenvolvem-se perpendicularmente ao eixo de alongação e às dobras ou falhas reversas perpendiculares ao encurtamento (Figura 1.2) (Hasui & Costa 1991).

No cisalhamento simples tem-se também as fraturas de partição (T) e as de cisalhamento chamadas de sintéticas ou de Riedel (R), antitéticas ou conjugadas de Riedel (R'), sintéticas secundárias (P), Y ou D (paralela à direção do binário e mesmo sentido de movimentação relativa) e X (que faz ângulo agudo $90 - \left(\frac{\varphi}{2}\right)$ com a direção do binário e possui mesmo sentido de movimentação relativa), como visto na Figura 1.3. Na Figura 1.3 observa-se o padrão resultante de um binário dextral.

As primeiras estruturas desenvolvidas, segundo experimentos com argila são dobras e descontinuidades R , seguindo-se descontinuidades P (Tchalenko & Ambraseys, 1970). Em ensaios laboratoriais com amostras sob pressão confinante, esse critério não se aplica; as descontinuidades R e P aparecem primeiro, seguindo-se as R' e Y (Hasui & Costa, 1991).

As falhas transcorrentes acomodam não somente deslocamentos paralelos, mas em certos casos, vêm acompanhadas de movimentações oblíquas ao longo de alguns segmentos e incluem uma assembléia de estruturas tais como falhas normais e reversas. O componente de deslocamento oblíquo é um importante mecanismo para a formação de bacias sedimentares em regime tectônico transcorrente (Christie-Blick & Biddle 1985).

Um sistema transcorrente pode apresentar uma associação de pequenos segmentos de falhas, configurando um padrão anastomosado, no qual pode se desenvolver uma grande variedade de estruturas derivadas da componente de cisalhamento oblíqua (Figura 1.4).

O sistema transpressivo é caracterizado por uma zona de convergência (*restraining*) de blocos, apresentando estruturas como falhas reversas (ou de empurrão) e áreas soerguidas. O sistema transtensivo é caracterizado por uma zona de divergência (*releasing*) de blocos, com estruturas como falhas normais e grábens, onde há formação de bacias sedimentares.

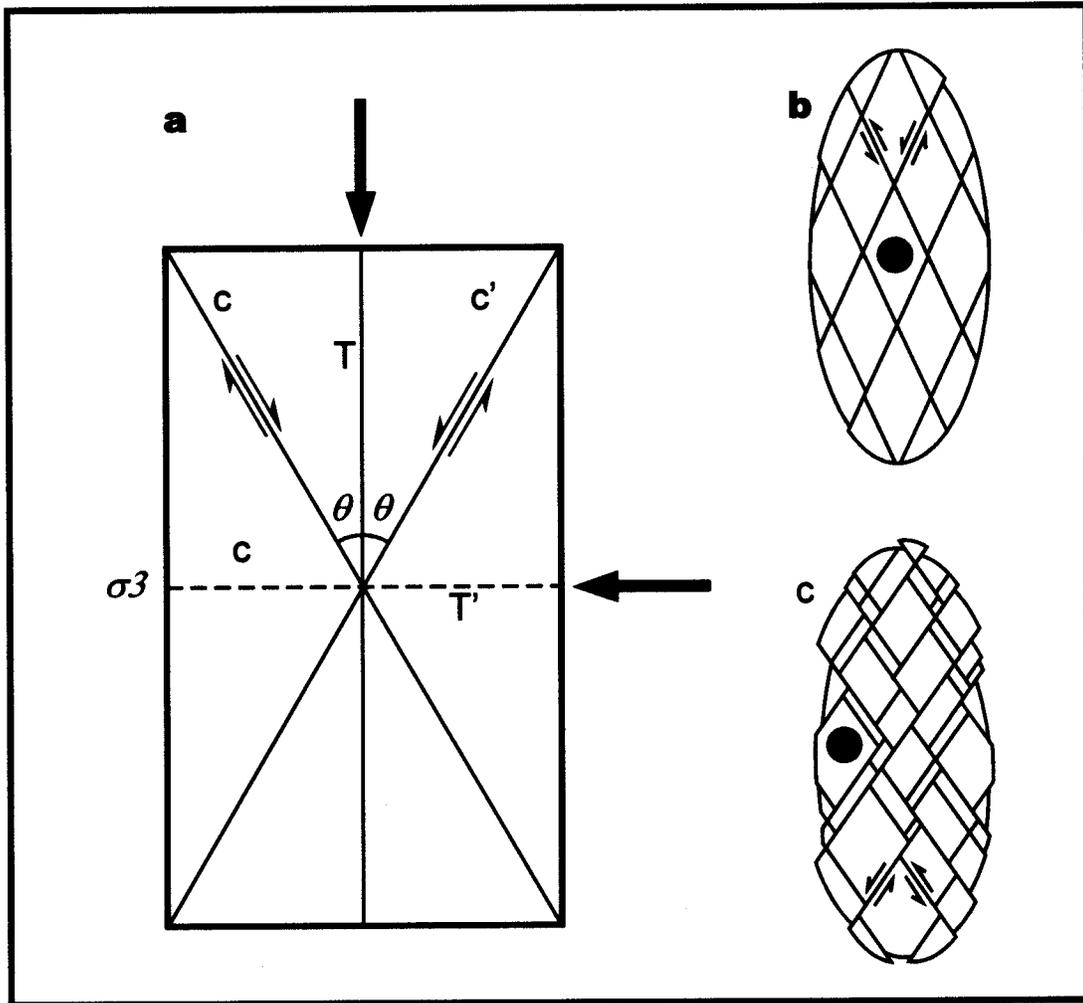


Figura 1.2: Fraturas em regime de cisalhamento puro. Em (a), C e C' são as fraturas de cisalhamento conjugadas, fazendo ângulo θ com σ_1 . T é fratura de partição e T' é outra que pode aparecer. Em (b), fraturas de cisalhamento de um elipsóide deformado; em (c), mesmo caso, com arrastos. Os pequenos círculos em preto indicam o estado de deformação interna (HASUI & COSTA 1991).

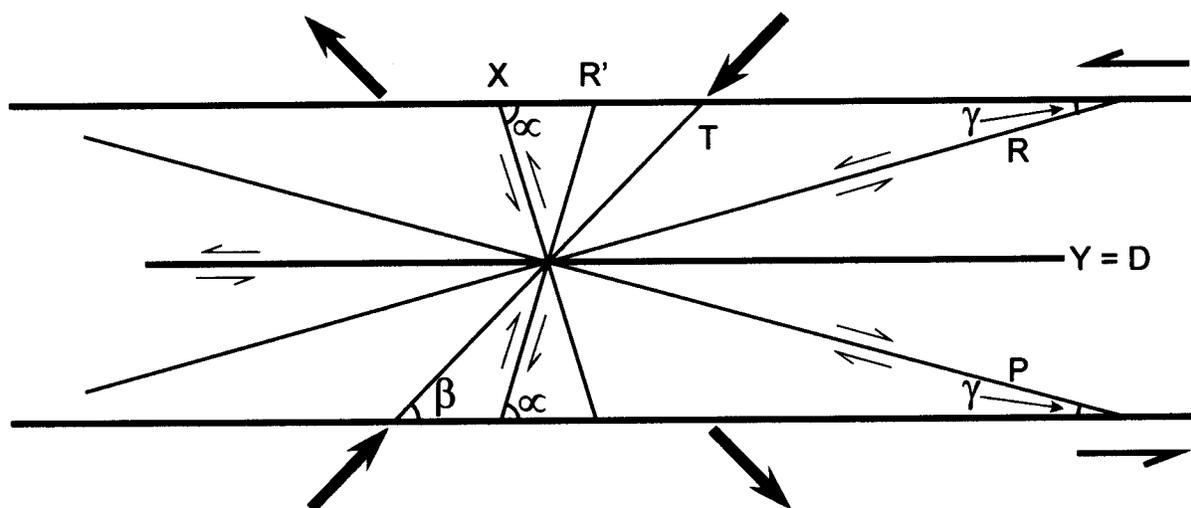


Figura 1.3: Descontinuidades formadas no cisalhamento simples. Os ângulos são $\alpha = 75^\circ$ $\beta = 45^\circ$ e $\gamma = 15^\circ$ (considerando o ângulo de atrito interno de 30°). R, P, X e Y (D) têm movimentos sinistrais em binários sinistrais. As flechas indicam as direções de estiramento e encurtamento. (HASUI & COSTA 1991).

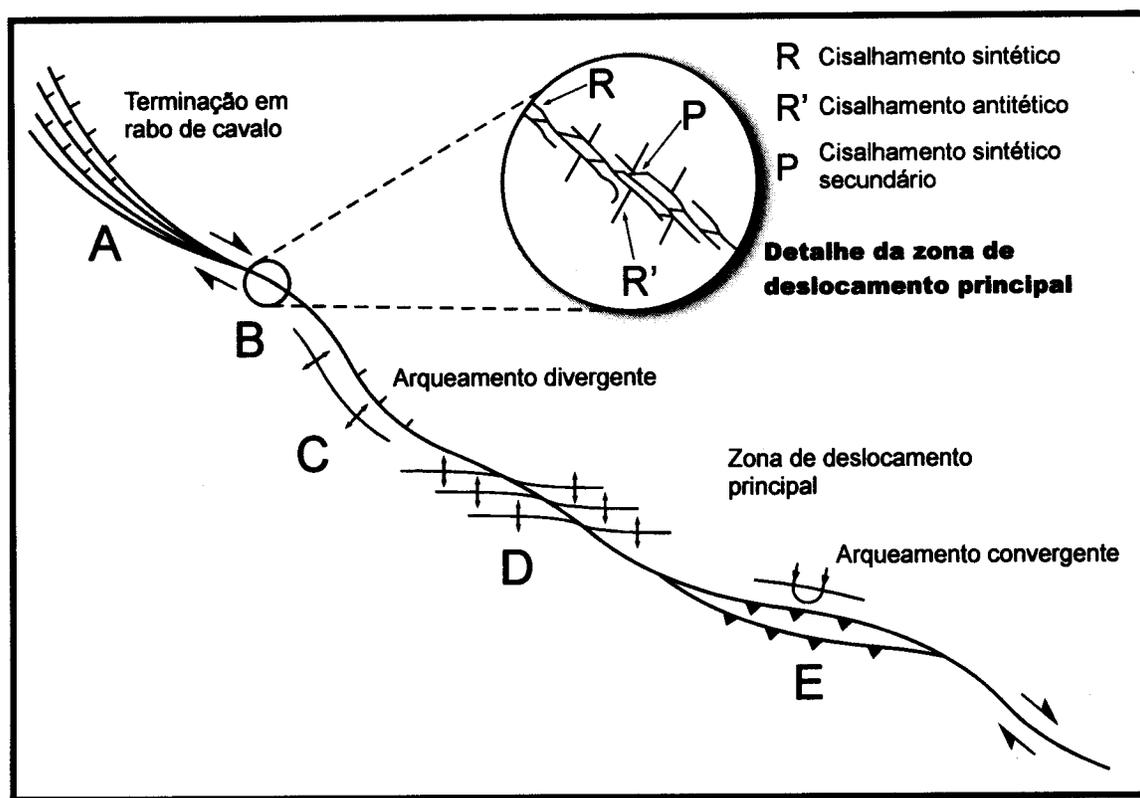


Figura 1.4 - Visto em mapa, os tipos de estruturas ao longo de falhas transcorrentes (WOODCOCK & SCHUBERT 1994).

1.4.2 Aspectos Gerais da Neotectônica

O termo Neotectônica foi proposto por Obrushev¹ *apud* Stewart & Hancock (1994) para conceituar movimentos tectônicos ocorridos no final de Terciário, entre o Mioceno e Plioceno e primeira metade do Quaternário.

Durante a segunda metade do século passado, a grande discussão sobre Neotectônica foi acerca de quanto se poderia recuar no tempo e continuar utilizando o prefixo “neo”. Pavlides (1989) descreve que o início do período neotectônico é inerente a cada região do globo, bem como o seu ambiente geológico e que a Neotectônica é o estudo dos eventos tectônicos novos que ocorreram ou estão ocorrendo em uma região, após a última fase orogênica ou reestruturação tectônica. Mörner (1990) diz que a fase neotectônica inicia em tempos diferentes em lugares diferentes, sob regimes tectônicos diferentes, não havendo a necessidade de se utilizar termos como “Tectônica Holocênica”, “Tectônica Quaternária” ou “Tectônica Neogeno-Quaternária”. Stewart & Hancock (1994), considerando as propostas disponíveis na literatura, concluem que se trata do estudo dos movimentos do presente até onde eles podem ser estendidos no passado. Saadi² *apud* Ferreira Jr (1996) relata que, para a *Comissão de Estudos Neotectônicos da INQUA*, Neotectônica é “*qualquer movimentação ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, suas aplicações para vários propostos práticos e suas futuras extrapolações*”.

No Brasil, Hasui (1990) definiu que a Neotectônica: envolve os processos pós-clímax da abertura do Atlântico a partir do Mioceno ou Oligo-Mioceno. Segundo Hasui & Costa (1996), a idade provável do início da atuação da Neotectônica no Brasil deve estar situado no início da sedimentação Barreiras e na última fase de sedimentação das bacias costeiras brasileiras e o fim das manifestações magmáticas. Portanto, a fase neotectônica na Plataforma Brasileira está posicionada no Neogeno (Mioceno/Plioceno) ao Recente.

¹ Obrushev, V. A. 1968. Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotektoniki. In. Mescherikov, Y. A. *Neotectonics*. New York: Fuirbird Encyclopedia of Geomorphology. p. 768-773.

² Saadi, A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Universidade Federal de Minas Gerais, 285p. (Tese de Doutorado).

O início dos eventos neotectônicos no Brasil está associado a deformações em ambiente intraplaca, decorrentes do processo de deriva do continente sul-americano para noroeste, predominando o regime tectônico transcorrente, inclusive em épocas atuais. Essa fase marca, portanto, a mudança do regime distensivo do processo de abertura oceânica para o regime tectônico transcorrente intraplaca (Hasui 1990). A rotação da Placa Sul-Americana para oeste, com sentido horário, induz o desenvolvimento de um binário de movimentação dextral com direção E-W, cujos tensores σ_1 , σ_2 e σ_3 estão genericamente posicionados, respectivamente, segundo as direções: NW-SE / horizontal, vertical e, NE-SW / horizontal (Hasui & Costa 1996).

Para a Região Amazônica, Costa *et al.* (1996) definiram o quadro neotectônico como “o conjunto de estruturas e de seqüências sedimentares, bem como a distribuição dos elementos principais das bacias hidrográficas e dos sistemas de relevo desenvolvidos do Mioceno ao Recente”.

2 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO EMBASAMENTO

2.1 CRÁTON SÃO LUÍS E CINTURÃO DE CISALHAMENTO TENTUGAL

O Cráton de São Luís constitui um domínio em que se distinguem pequenas faixas de rochas do embasamento (gnaisses, migmatitos, metagranitóides e anfibolitos), conjuntos de rochas metavulcano-sedimentares, nas quais predominam rochas paraderivadas com algumas vulcânicas ácido-intermediárias associadas e granitóides.

Várias interpretações evolutivas têm sido sugeridas por diferentes autores, para o Cráton de São Luís. Hasui *et al.* (1984) definem como sendo uma entidade arqueana que sofreu retrabalhamento crustal durante o Paleoproterozóico. Entretanto, mesmo sendo pequeno o número de datações radiométricas aí realizadas, nenhuma assinatura arqueana foi, até agora, encontrada (Klein, 1998).

A zona móvel, que bordeja a porção sul-sudoeste do Cráton, é constituída pelo Cinturão de Cisalhamento Tentugal (Cinturão de Cisalhamento Gurupi). Essa unidade geotectônica tem gerado muitos debates no que se refere à sua evolução, idade, posicionamento, inserção e retirada de algumas unidades estratigráficas.

O Cinturão de Cisalhamento Gurupi (Costa, no prelo) é constituído por um conjunto de rochas de alto, médio e baixo graus metamórficos, de idade paleoproterozóica, apresentando pronunciada foliação milonítica NW-SE.

A terceira unidade geotectônica, Coberturas Sedimentares, foi descrita por Pastana (1995), que a dividiu em três unidades: 1) bacias do Meso ao Neoproterozóico (Igarapé de Areia); 2) Bacia Paleozóica, representada por sedimentos da Bacia do Parnaíba; e 3) bacias mesozóico-cenozóicas, constituídas por dois grábens (bacias São Luís e Bragança-Viseu), separadas pelo Arco do Gurupi. A Bacia do Parnaíba está separada da Bacia de São Luís pelo Arco Ferrer-Urbano Santos e da Bacia de Marajó pelo Arco Tocantins. Estes arcos são as feições estruturais/geofísicas mais expressivas de interconexão com as bacias do Parnaíba, Bragança-Viseu, Marajó e São Luís, e representam duas estruturas positivas alinhadas nas direções NE-SW (arcos de Tocantins e Gurupi) e WNW-ESE (Arco Ferrer-Urbano Santos) (Almeida 2000).

2.1.1 Grupo Aurizona

O Grupo Aurizona (Costa *et al.*, 1975) constitui uma seqüência supracrustal de natureza vulcano-sedimentar, cujas paragêneses minerais são indicativas de fácies xisto-verde, localmente evoluindo para anfibolito baixa. É constituído por filitos, metachertes, quartzitos e metaultramafitos, além de formação ferrífera. Entretanto, toda essa seqüência pode ou não estar entrecortada por veios de quartzo, às vezes auríferos. É possível que o Grupo Aurizona possa representar uma seqüência do tipo *greenstone belt*, podendo, então, ser correlacionado com outros segmentos do tipo *greenstone belt* ocorrentes no Cráton Amazônico, como a Suíte Metamórfica Vila Nova (Jorge João *et al.*, 1979) e o Grupo Sapucaia (Araújo & Maia, 1991), entre outros.

2.1.2 Kinzigito Marajupema

O Kinzigito Marajupema (Pastana, 1995) está representado ao longo de uma faixa com direção NW-SE, aflorante no Rio Gurupi. Constitui um corpo lenticular, formado por gnaisses kinzigíticos e metaquartzitos muscovíticos, que foram individualizados por suas características protolíticas metassedimentares e cartografados como uma unidade destacada.

2.1.3 Complexo Maracaçumé

O Complexo Maracaçumé (Costa *et al.* 1977) tem sua principal faixa de ocorrência no interflúvio Gurupi-Maracaçumé. As rochas relacionadas a este complexo mostram-se lenticularmente intercaladas com rochas supracrustais do Grupo Gurupi. Essa unidade é constituída por uma suíte de rochas representada por tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e anfibolitos gnaissificados, cuja paragênese mineral é indicativa de metamorfismos compatível com fácies anfibolito média a alta.

2.1.4 Suíte Tromai

A Suíte Tromai (Costa *et al.*, 1977) é constituída pelo Tonalito Cândido Mendes e pelo Granito Areal. Tem ampla distribuição no baixo curso dos rios Gurupi e Maracaçumé, estendendo-se para norte, até a faixa litorânea. O Tonalito Cândido Mendes está bem caracterizado no interflúvio Gurupi-Maracaçumé, com boas exposições nas proximidades da cidade de Cândido Mendes. Constitui-se de granitóides, com predominância de tonalitos e trondhjemitos. O Granito Areal apresenta formato elítico e é constituído por rochas graníticas peraluminosas, calcio-alcálicas de alto potássio, formadas provavelmente a partir da fusão parcial das rochas tonalíticas (Pastana, 1995).

2.1.5 Suíte Intrusiva Tracuateua

A Suíte Tracuateua (Costa, no prelo) agrupa corpos maciços de granitóides intrusivos denominados Tracuateua, Mirasselve e Tauari. São granitóides com duas micas, onde a proporção de muscovita é maior que a de biotita. Todos os corpos estão recobertos parcialmente por sedimentos terciários do Grupo Barreiras.

2.1.6 Suíte Alcalina Boca Nova

A Suíte Alcalina Boca Nova (Nefelina Sienito Boca Nova) (Jorge João 1980) está representada, petrograficamente, por biotita litchfieldito gnaissóide, incipientemente migmatizado, cujo bandamento tectônico-composicional, provavelmente, foi gerado em regime de cavalgamento oblíquo (Costa, no prelo).

2.1.7 Grupo Gurupi

O Grupo Gurupi (Francisco *et al.* 1971) está representado ao longo de uma faixa de *trend* NW-SE, com extensão aproximada de 160 km e largura variando de 2 a 10 km. Francisco *et al.* (1971), no início da década de 70, empregaram pela primeira vez a denominação de Grupo Gurupi para a seqüência composta por filitos, quartzitos e xistos, de idade pré-cambriana. Almeida (2000)

manteve a denominação de Grupo Gurupi para um conjunto de rochas supracrustais, em geral cortadas por veios de quartzo variando de dimensões centimétricas a métricas, sob a forma de *boudins*, geralmente paralelos a subparalelos ao *trend* principal da unidade. Integram o Grupo Gurupi, as seguintes unidades (Costa, no prelo):

a) Formação Vila Cristal: engloba rochas constituídas por metamorfitos de fácies xisto-verde alto a anfibolito baixo, representada por xistos gnaissóides de composição grauvaqueana, ricos em bolsões e faixas pegmatíticas, por vezes desenhando feições de *pinch-and-swell*;

b) Formação Jaritequara: é constituída por micaxistos quartzosos com bandas metamórficas, representadas por metapelitos e metapsamitos em fácies xisto-verde médio a alto;

c) Formação Rio Piritoró: é representada por filitos de banda metamórfica de muito baixo grau, em fácies xisto-verde baixo, representadas por quartzo-sericita filitos, filitos carbonosos, além de ocasionais metassiltitos, metagrauvas e sericita quartzitos.

2.1.8 Tonalito Itamoari

O Tonalito Itamoari (Pastana, 1995) ocorre em uma faixa de *trend* NW-SE, com cerca de 75 km de comprimento e largura em torno de 6 km. Seus litotipos principais são tonalitos e trondhjemitos, com registro de intenso retrabalhamento tectônico, responsável por transformações minerais parciais e/ou totais, caracterizadas pela cloritização da hornblenda e epidotização dos plagioclásios.

2.1.9 Granito Maria Suprema

O Granito Maria Suprema (Pastana 1995) apresenta forma nitidamente lenticular, subconcordante a concordante com a estruturação regional do Complexo Maracaçumé, e orientação segundo o *trend* NW-SE. Por suas características mineralógicas e texturais, além de similaridade quanto ao *emplacement*, o Granito Maria Suprema parece ser correlacionável à Suíte Plaquê (Araújo *et al.*, 1988), redefinida por Araújo & Maia (1991), como Granito Estratóide Plaquê, ocorrente na porção sul do Cráton Amazônico.

2.1.10 Formação Igarapé de Areia

A Formação Igarapé de Areia (Abreu *et al.* 1980) é constituída, predominantemente, por arenitos arcoseanos médios a grossos e conglomerados, além de pelitos subordinados. Os conglomerados são de arcabouço aberto, constituídos de seixos centimétricos e grânulos de quartzo e feldspato (subordinadamente), suportados por matriz areno/ferruginosa. Os seixos mostram estruturação incipiente, com sutis evidências de truncamento, relacionada à provável estratificação cruzada acanalada. Devido às semelhanças de suas características litológico-estruturais, a Formação Igarapé de Areia é correlacionável à Formação Viseu. Estas unidades estão circunscritas a bacias aparentemente isoladas entre si, mas foram agrupadas, tentativamente, em uma única unidade geotectônica, denominada informalmente de “Bacias do Meso a Neoproterozóico”.

2.1.11 Formação Viseu

A Formação Viseu (Abreu *et al.* 1980) ocorre em faixa restrita e é constituída, predominantemente, por conglomerados suportados por matriz de arenito arcoseano de granulometria média a grossa, apresentando estratificação cruzada acanalada e tabular, além de pelitos laminados

2.1.12 Suíte Brasileira

A Suíte Brasileira (Costa, no prelo) é constituída pelos granitóides sintangenciais, tipo Ourém e Jonasa; granitóides sintranscorrentes, tipo Japiim; granitóides tardi a pós-tangenciais, tipo Ney Peixoto e Cantão.

a) O Granito Ourém é um granito sintangencial com duas micas, onde a proporção de muscovita é muito maior que a de biotita. De um modo geral, apresenta quartzo, plagioclásio, microclínio, muscovita, biotita e acessórios.

b) O Granito Jonasa é um corpo com área de aproximadamente 4 km² aflorante. São rochas de coloração cinza, textura granoblástica a lepidoblástica, compostas basicamente de plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e opacos.

c) O Granito Japiim é um corpo de dimensões batolíticas, cuja largura chega a atingir cerca de 25 km, por aproximadamente 30 km de comprimento. Esta unidade acha-se representada por um corpo litologicamente diversificado, formado, principalmente, pelas fácies biotita granodiorito porfirítico, biotita-muscovita sieno-monzogranito, muscovita leucossienogranito, além de uma complexa e densa rede de aplitos e pegmatitos associados. Pelas suas características estruturais e composicionais, por estar inserida em um contexto de regime transcorrente ligado ao Cinturão de Cisalhamento Gurupi. Esta unidade é posicionada por Almeida (2000) no Neoproterozóico, fazendo parte da Suíte Brasileira (Costa, no prelo).

d) O Granito Ney Peixoto é uma rocha sienogranítica com duas micas, de coloração cinza, exibindo orientação dos minerais micáceos. Os estudos realizados por Hurley *et al.* (1967); Almeida *et al.* (1968); Wanderley Filho (1980) e Villas (1982), embora com algumas reservas, levam a posicionar o Granito Ney Peixoto no Meso a Neoproterozóico.

e) O Granito Cantão ocorre em forma de *stock* oval em área de relevo rebaixado com cerca de 70 km² de área. Este granito encontra-se intrudido em rochas do Grupo Gurupi, sendo encontrado em seu interior xenólitos destas. O Granito Cantão é uma rocha félsica, leucocrática, de coloração cinza-esbranquiçada, isótropa, tratando-se de um fanerito holocristalino. Pela falta de informações e dados geocronológicos e a ausência de foliações tectônicas nesse granitóide, Almeida (2000) supõe que essa intrusão seja tipicamente pós-tectônica e, conseqüentemente, a mais nova em relação aos outros granitóides da Suíte Intrusiva Brasileira, cujo valor de referência são as idades do Granito Ney Peixoto (foliado), variando entre 534 e 470 Ma (Costa, no prelo).

2.1.13 Formação Piriá

A Formação Piriá (Costa *et al.* 1975) é caracterizada por uma associação predominante de rochas psamíticas, principalmente grauvacas, arcóseos e subarcóseos, em ordem decrescente de abundância, além de conglomerados, siltitos e margas. Em virtude dos poucos dados geocronológicos existentes sobre esta unidade, mantém-se a proposição apresentada por Costa *et al.* (1975) que consideram a Formação Piriá como de idade eopaleozóica.

2.1.14 Arenito Guamá

O Arenito Guamá (Ackermann 1969) é constituído principalmente de quartzo, bastante homogêneo, maciço, de coloração branca, granulometria média a grossa e fortemente litificado. Caputo & Lima (1984), baseados nas descrições feitas por Truckenbrodt & Alves (1982), correlacionam o Arenito Guamá à seqüência basal do Grupo Serra Grande (Formação Ipu).

2.2 BACIA DO AMAZONAS

A Bacia do Amazonas cobre uma área de aproximadamente 500.000 km² e possui registro sedimentar de mais de 5.000 m de espessura (Figura 2.1). O eixo principal possui *trend* E-W e sobrepõe as províncias pré-cambrianas do Escudo das Guianas a norte e Escudo Brasil Central a sul. A leste, o Arco de Gurupá a separa da Bacia de Marajó. A oeste, o Arco de Purus a separa da Bacia de Solimões (Figura 2.2).

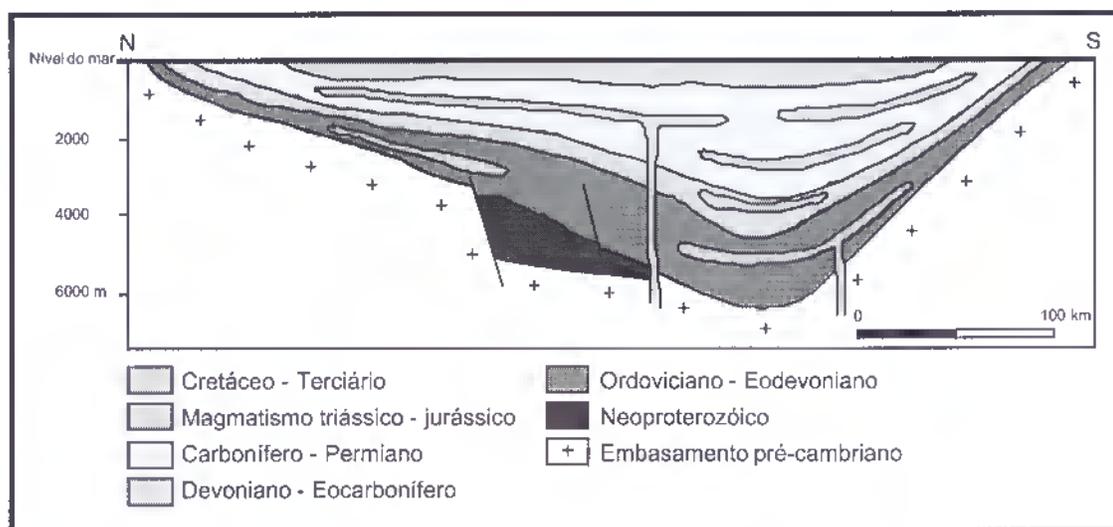


Figura 2.1: Perfil esquemático transversal na Bacia do Amazonas (CUNHA *et al.* 1994).

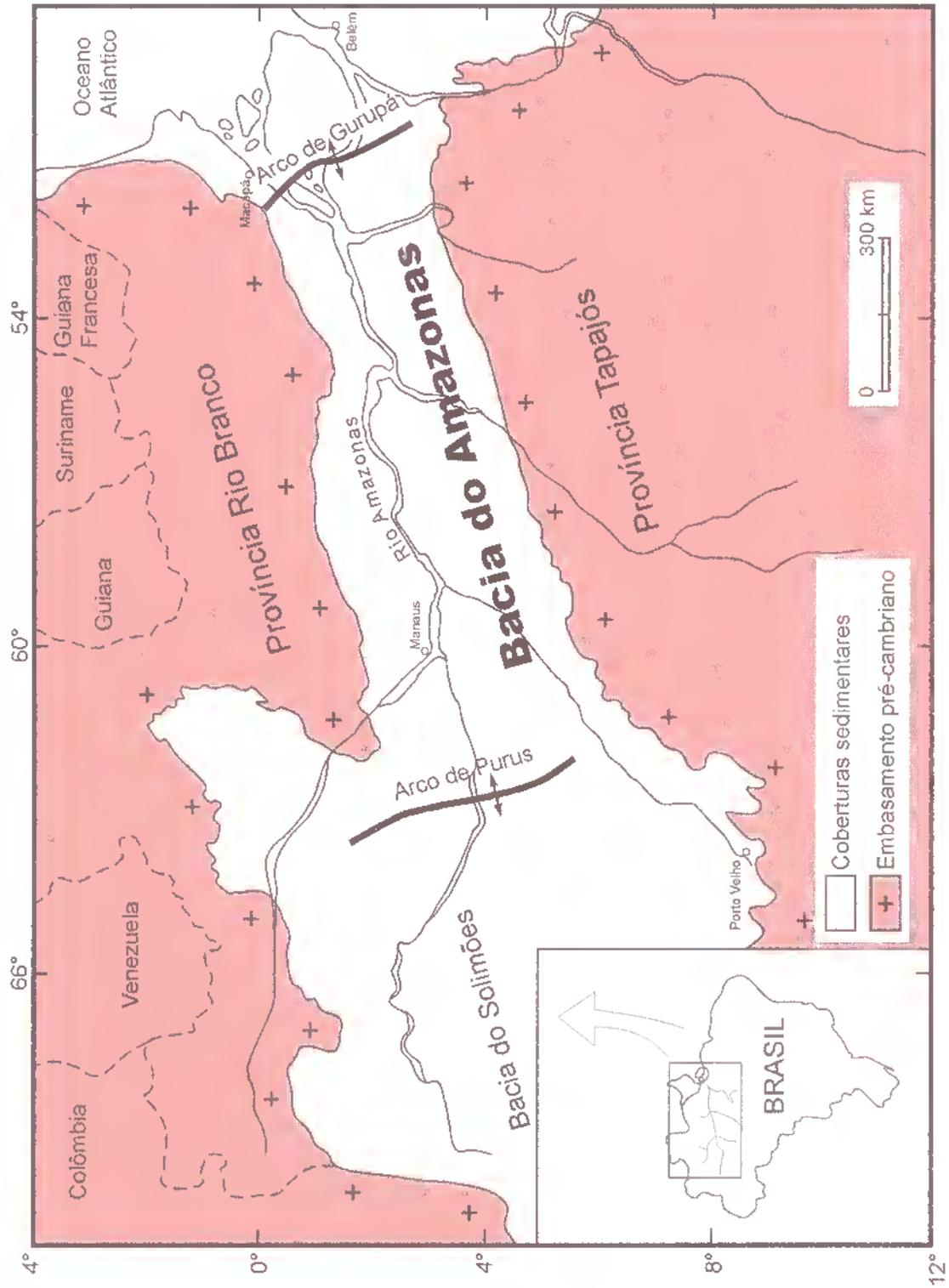


Figura 2.2: Localização da Bacia do Amazonas (WANDERLEY FILHO 1991).

As unidades litoestratigráficas da Bacia do Amazonas são divididas em quatro seqüências que representam eventos extensionais durante sua evolução, abrangendo os períodos Ordoviciano-Eodevoniano, Devoniano-Eocarbonífero, Neocarbonífero-Permiano e Cretáceo-Cenozóico (Figura 2.3). Cada um desses eventos foi manifestado por relativamente alta taxa de acumulação sedimentar, sucedidos de períodos de baixa taxa de acumulação sedimentar, devido à subsidência termal (Wanderley Filho 1991; Gonzaga *et al.* 1997).

A seqüência Ordoviciano-Eodevoniana corresponde ao Grupo Trombetas, subdividido por Caputo (1984), da base para o topo, nas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru. O ambiente deposicional registrado é o fluvial, na base, passando a litorâneo e costeiro (formações Autás-Mirim e Nhamundá), marinho (Formação Pitinga) e deltaico litorâneo (Formação Manacapuru), constituindo o primeiro ciclo deposicional da bacia.

A Seqüência Devoniano-Eocarbonífera representa o segundo ciclo regressivo-transgressivo na bacia e é composta pelas rochas sedimentares dos grupos Urupadi e Curuá. A primeira unidade inclui as formações Maecuru e Ererê (Eodevoniano), que consistem de arenitos costeiros e folhelhos de ambiente marinho raso na base, seguido de uma seqüência de 250 m de espessura de folhelho negro laminado, denominado de Formação Barreirinhas. O Grupo Curuá é composto pelas formações Curiri, Oriximiná, que registram uma glaciação (Caputo 1984) que marca o início da fase regressiva e, pela Formação Faro, composta de arenitos brancos, hialinos, finos a grossos, que representam ambiente flúvio-deltáico (Wanderley Filho 1991; Milani & Thomaz Filho 2000).

A Seqüência Neocarbonífero-Permiana caracteriza a terceira e última transgressão-regressão marinha ocorrida na bacia, depositando aproximadamente 1.500 m de sedimentos, das formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá (Grupo Tapajós). Na base, há arenitos com ocasionais intercalações de folhelhos cinza e carbonatos, caracterizando ambiente flúvio-eólico, passando para lagunar e marinho raso da Formação Monte Alegre, carbonatos e sulfatos da Formação Itaituba, que caracterizam a retração dos mares e ambiente de baixa energia. Há também a deposição de sais de cloreto de sódio e cloreto de potássio da Formação Nova Olinda, em bacias isoladas. A fase regressiva é marcada pelo porção superior da Formação Nova Olinda e pela Formação Andirá, que são arenitos e siltitos castanho-avermelhados e esverdeados com alguns níveis de calcários e três marcantes camadas de anidrita, próximo ao topo da última unidade (Wanderley Filho 1991; Milani & Thomaz Filho 2000).

CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO AMAZONAS

Tempo (M.a.)	Geocronologia		LITOESTRATIGRAFIA		Seqüências Depositionais	EVOLUÇÃO TECTÔNICA	AMBIENTE				
	Período	UNIDADES	Arco de Purus	Arco de Gurupá							
		Gr. Formação									
Terc. Cretáceo	Terc. Cretáceo	Javari	Alter do Chão		K - T	Sinéclise	Flúvio-lacustre				
									Fluvial		
Permiano	Tapijós	Andirá			C - P	Sinéclise	Flúvio-lacustre				
		Nova Olinda					Tert. Herculano	Lacustre Hipersalino Mar restrito			
		Itaituba					Sinéclise	Nerítico			
		Monte Alegre						Nerítico Flúvio-estóico			
		Devoniano	Curuá	Faro					D - C	Sinéclise	Flúvio-deltaico
				Oriximiná							Delt. Lag-Nehit
				Curiri							Glácio-marinho
				Barreirinha							Mar anóxico
				Ereré							Nerítico
		Devoniano	Lupadá	Maecuru					Caledoniano	Sinéclise	Flúvio-deltaico
Siluriano	Trombetas	Manacapurú			O - D	Sinéclise	Nerítico				
		Pitinga					Glácio-marinho				
		Nhamundá									
		Autás-Mirim					Nerítico				
Ordoviciano											
Proterozoico	Purus	Acari				Sinéclise	Pl. Maré				
		Prosperança					Rift	Aluvial Fluvial			

Figura 2.3: Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas (CUNHA *et al.* 1994).

A Seqüência Neocarbonífero-Permiana caracteriza a terceira e última transgressão-regressão marinha ocorrida na bacia, depositando aproximadamente 1500 m de sedimentos, das formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá (Grupo Tapajós). Na base, há a presença de arenitos com ocasionais intercalações de folhelhos cinza e carbonatos, caracterizando ambiente flúvio-eólico, passando para lagunar e marinho raso da Formação Monte Alegre, carbonatos e sulfatos da Formação Itaituba, que caracterizam a retração dos mares e ambiente de baixa energia. Há também a deposição de sais de cloreto de sódio e cloreto de potássio da Formação Nova Olinda, em bacias isoladas. A fase regressiva é marcada pelo porção superior da Formação Nova Olinda e pela Formação Andirá, que são arenitos e siltitos castanho-avermelhados e esverdeados com alguns níveis de calcários e três marcantes camadas de anidrita, próximo ao topo da última unidade (Wanderley Filho 1991; Milani & Thomaz Filho 2000).

A Tectônica extensional E-W permitiu a intrusão de corpos magmáticos durante o Neotriássico e Eojurássico, formados por soleiras de diabásio (Wanderley Filho 1991; Mizusaki *et al.*³ *apud* Milani & Thomaz Filho 2000).

A seqüência Cretáceo-Teciária é caracterizada por arenitos médios a grossos, subangulosos e com raros níveis de folhelhos vermelhos, depositados após relaxamento de esforços compressivos, diretamente sobre a superfície de discordância do Paleozóico (Wanderley Filho 1991; Cunha *et al.* 1994).

No Neocretáceo, instalou-se um sistema fluvial arenoso de alta energia, atuante até o Neogeno e estendendo-se até as bacias subandinas, e que resultou na deposição da Formação Alter do Chão. Com o soerguimento da Cadeia Andina, esta região foi isolada no Paleogeno, e a conseqüente compensação isostática deslocou o depocentro terciário para a região subandina. Os rios cretáceos transformaram-se em lagos doces e rasos, alimentados por rios meandantes de baixa energia e depositando pelitos com restos de conchas de moluscos e vegetais (Formação Solimões). A partir do Mioceno, época da culminância do soerguimento andino, a bacia passou a ser alimentada por sedimentos oriundos daquela cadeia montanhosa, e a rede de drenagem, tanto da Bacia do Solimões, quanto da Bacia do Amazonas, passou a se dirigir em direção à Bacia de Marajó e ao Oceano Atlântico (Bemerguy & Costa 1991; Cunha *et al.* 1994).

³ Mizusaki, A. M. P., Wanderley Filho, J. R. & Aires, J. R. 1992. *Caracterização do Magmatismo básico das Bacias do Solimões e do Amazonas*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. Interno.

2.3 BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba situa-se na região nordeste ocidental do território brasileiro e ocupa uma área, entre parte aflorante e subaflorante de 600.000 km², abrangendo os estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (Figura 2.4).

É uma bacia intracratônica posicionada entre as faixas de dobramentos que bordejam os crátons São Francisco, São Luís e Amazônico e desenvolveu-se diretamente sobre um substrato composto, principalmente, por rochas metamórficas derivadas de processos tectonomagmáticos pré-cambrianos, sobre as quais se superpõem grábens preenchidos no Neoproterozóico e Cambro-Ordoviciano (Góes & Feijó 1994).

O preenchimento sedimentar, cortado por rochas magmáticas intrusivas e extrusivas de idade jurotriássica e eocretácica, ocorreu desde o Siluriano até o Jurássico, através de quatro grandes ciclos deposicionais, separados por discordâncias de caráter regional. Sua espessura máxima é da ordem de 3.500 m (Góes *et al.*, 1993) (Figura 2.5).

O preenchimento sedimentar é predominantemente siliciclástico, ocorrendo, subordinadamente, camadas de calcário, gipsita e sílex, além de basaltos e diabásios. Este preenchimento processou-se através de quatro seqüências deposicionais, correspondendo cada uma delas a um ciclo de sedimentação (Góes *et al.*, 1993).

A Seqüência Siluriana (Grupo Serra Grande) assenta-se diretamente sobre o embasamento e rochas sedimentares do Proterozóico. É composta por arenitos, folhelhos, siltitos, conglomerados e raros diamictitos, correspondendo às formações Ipu, Tianguá e Jaicós. As fácies destas formações indicam deposição em ambiente continental, transicional e marinho raso, eventualmente com influência glacial (Caputo & Lima 1984), controladas por sistemas fluviais deltáicos e plataformais. Trata-se de um ciclo transgressivo-regressivo completo, representando a primeira ingressão marinha nesta bacia (Góes *et al.*, 1993).

A Seqüência Devoniana (Grupo Canindé) é composta por folhelhos, arenitos e siltitos, correspondendo às formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. As fácies destas formações indicam um ciclo transgressivo-regressivo, com depósitos de ambiente continental, transicional e marinho, com eventual influência periglacial (Góes *et al.*, 1993).



Figura 2.4: Localização da Bacia do Parnaíba (AZEVEDO 1991).

CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARNAÍBA

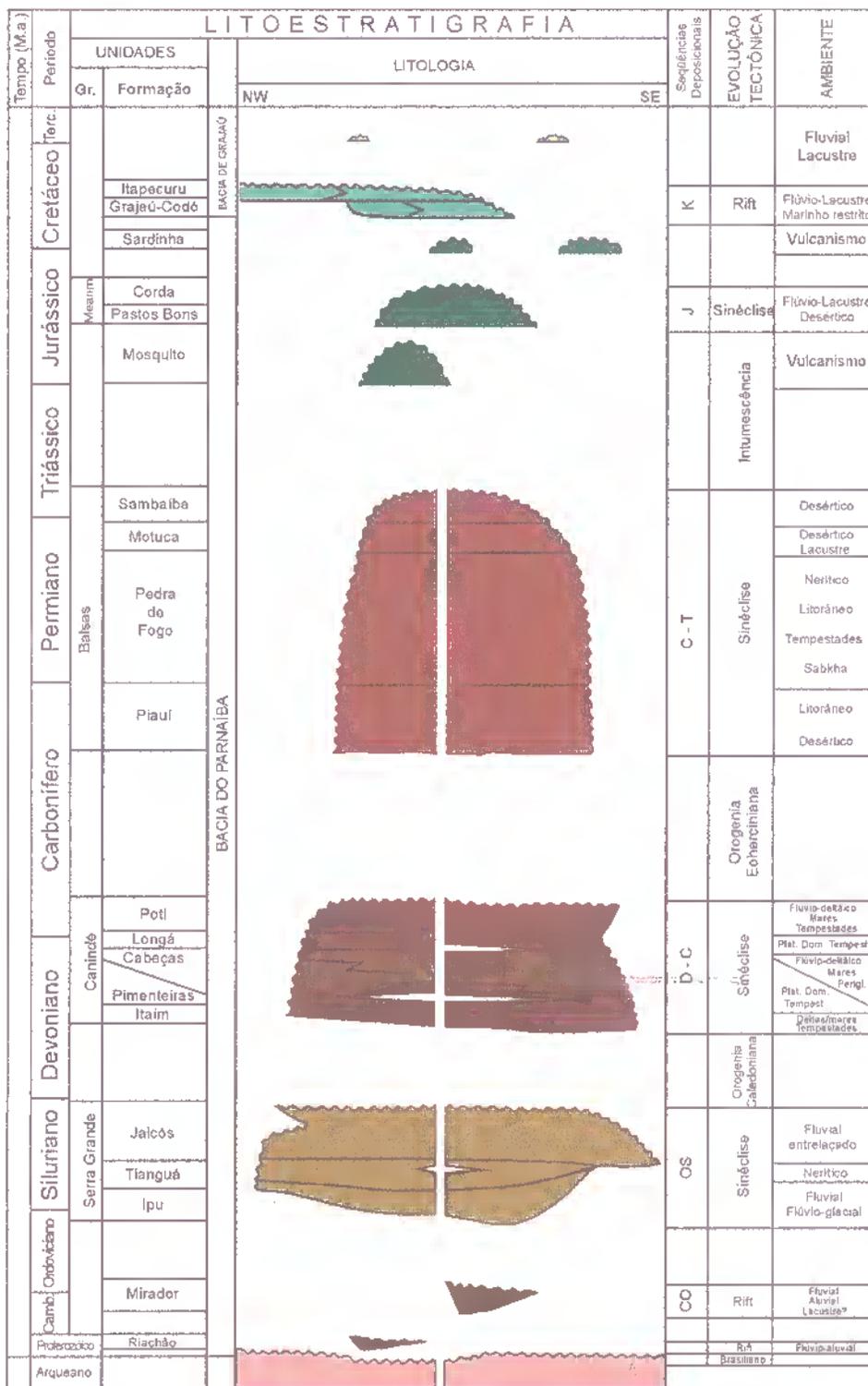


Figura 2.3: Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba (GÓES & FEIJÓ 1994).

A Seqüência Permocarbonífera (Grupo Balsas) é composta por arenitos, siltitos, folhelhos, calcáreos, anidritas, silixitos e restos de madeira Petrificada (*psaronius*), depositados em ambiente continental, litorâneo, marinho raso/restrito e lacustre, sob condições severas de aridez e eventualmente retrabalhados por ondas de tempestades nas áreas litorâneas e marinhas (Della Favera⁴ *apud* Góes *et al.* 1993). O processo de sedimentação dessa seqüência é marcado por progressiva desertificação, acompanhada pela retirada definitiva do mar epicontinental que não mais retornaria à Bacia do Parnaíba, culminando com a implantação de um amplo deserto (Góes *et al.* 1993).

A seqüência Cretáceo-Terciária localizada acima das seqüências paleozóicas foi destacada como uma unidade geotectônica à parte, por vários autores, conforme será discutido no Capítulo 3, item 3.3.

⁴ Della Favera, J. C. D. 1990. Tempestites da Bacia do Parnaíba. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS, 1/2. 243 p.

3 CARACTERIZAÇÃO DOS BAIXOS ESTRUTURAIS

3.1 BACIA DE MARAJÓ

A Bacia de Marajó localiza-se na parte norte do Estado do Pará, entre os paralelos 1° N e 3° S e os meridianos 51° e 48° W, tem a forma alongada na direção NW-SE e é limitada a NW pelo feixe de falhas transcorrentes de Mexiana; a SE pelo Arco do Tocantins que a separa da Bacia do Grajaú e; a oeste pelo Arco de Gurupá, que a separa da Bacia do Amazonas (Figura 3.1). A bacia abrange uma área de aproximadamente 50.000 km², distribuídos em quatro sub-bacias denominadas Mexiana, Limoeiro, Cameté e Mocajuba, de NW para SE (Villegas 1994).

A estratigrafia da Bacia de Marajó compreende um pacote de rochas sedimentares depositado desde o Eoretáceo até o recente, atingindo espessuras máximas da ordem de 11 km (Villegas 1994) (Figura 3.2).

Villegas (1994), através de correlações e análises das colunas estratigráficas de Lima (1987) e Tebco (1988), define um quadro litoestratigráfico para a Bacia de Marajó que compreende seqüências pré, sin e pós-rifte (Figura 3.2).

3.1.1 Seqüência Pré-rifte

A seqüência ligada a processos geológicos anteriores à instalação da Bacia de Marajó, compreende dois grupos de rochas que constituem o embasamento da região, que é representado por rochas similares às dos cinturões pré-cambrianos adjacentes à bacia (Tumucumaque, Gurupi e Araguaia), expressos, possivelmente, por faixas de gnaisses granulíticos alternados com rochas supracrustais, gnaisses migmatizados e corpos de granitóides (Villegas 1994). O segundo grupo compreende rochas sedimentares depositadas no Paleozóico correlacionáveis com os grupos Serra Grande (formações Ipu, Tianguá e Jaicós) e Trombetas (formações Autás-Mirim, Pitinga e Manacapuru) das bacias do Parnaíba e Amazonas, respectivamente (Villegas 1994).

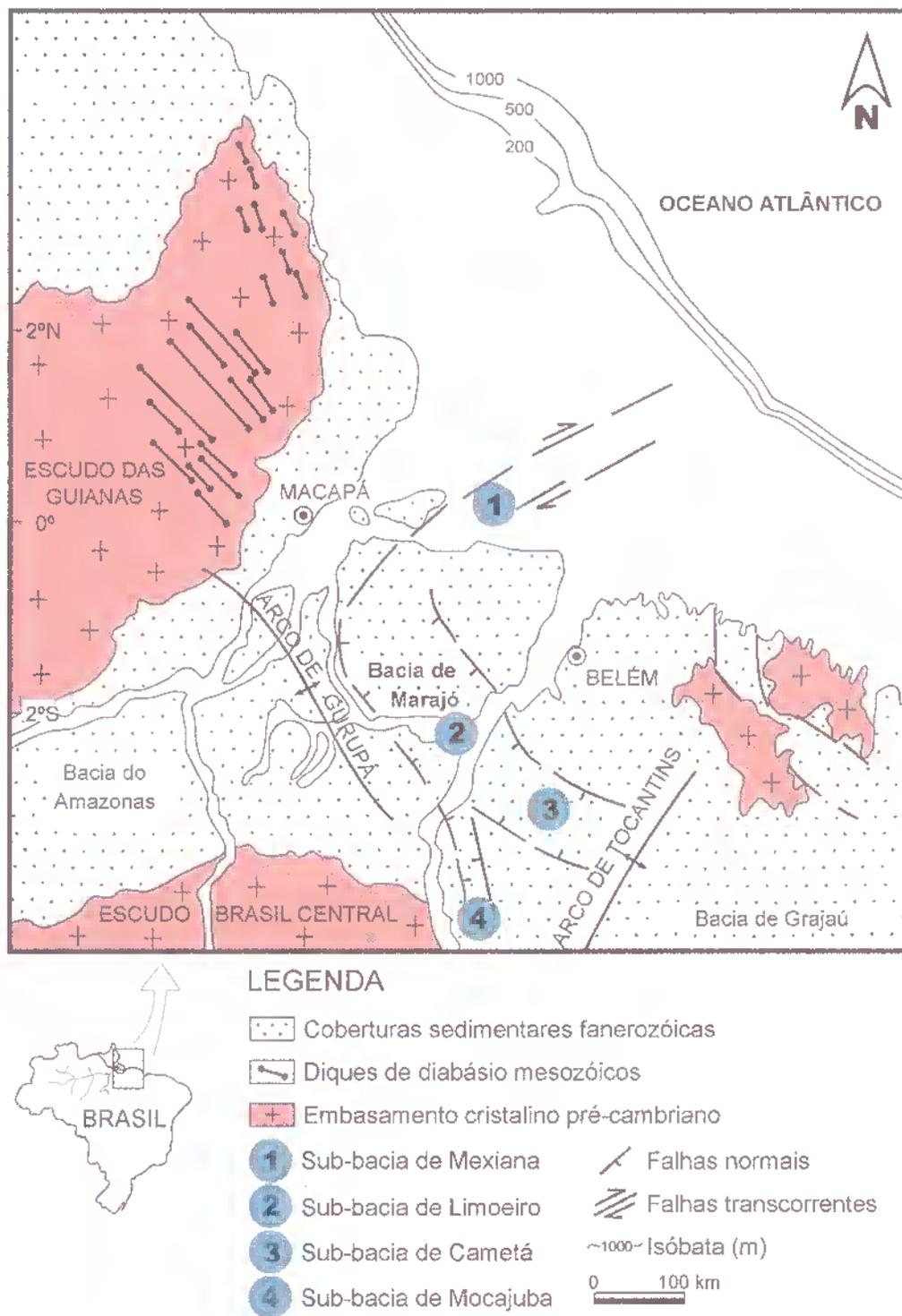


Figura 3.1: Localização da Bacia de Marajó (COSTA *et al.* no prelo).

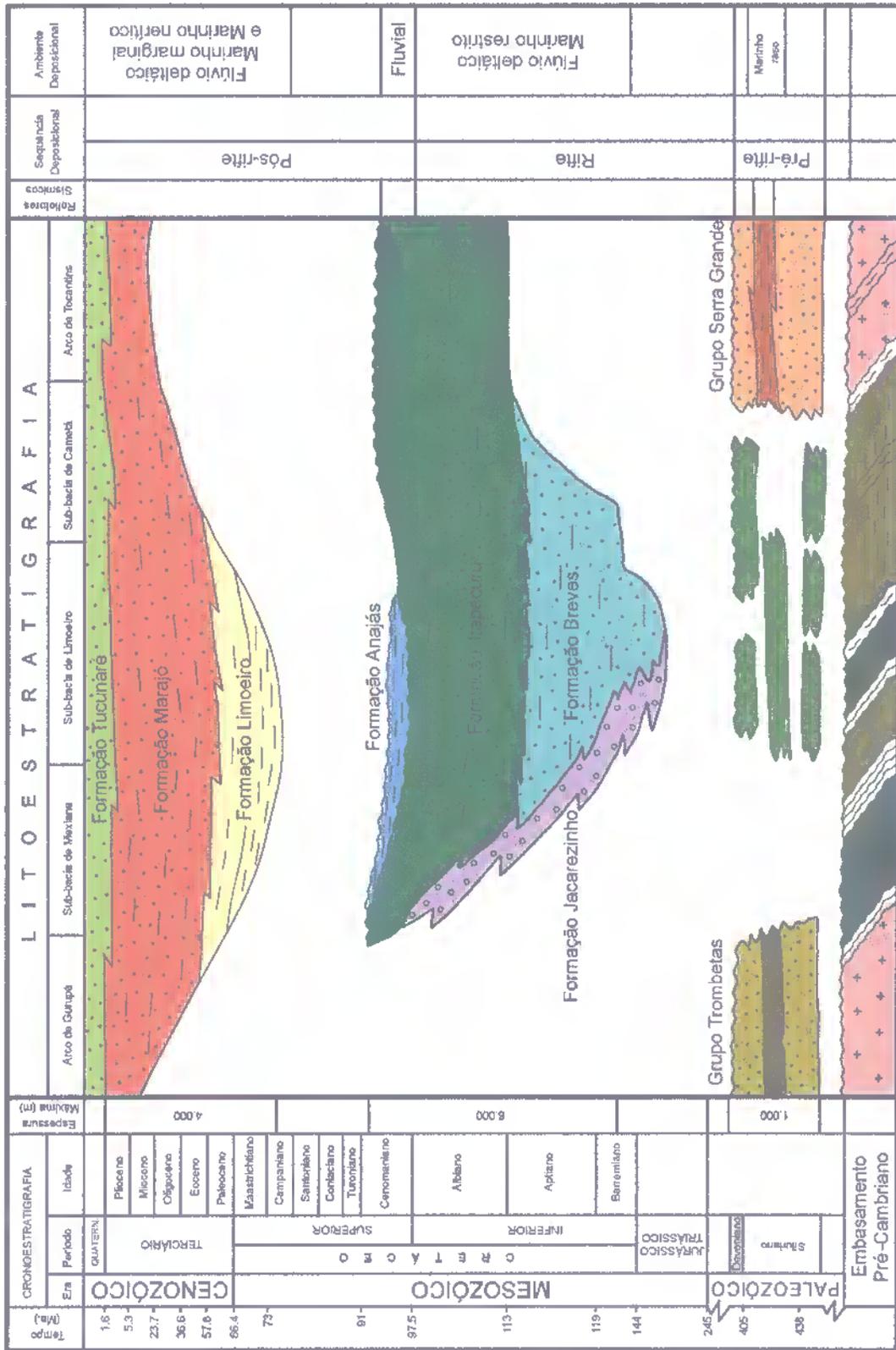


Figura 3.2: Carta estratigráfica da Bacia de Marajó (VILLEGAS 1994).

3.1.2 Seqüência Rifte

O preenchimento da Bacia de Marajó é composto pela seqüência basal, formada por dois pacotes sedimentares (Miller & Avenius 1986; Carnes *et al.* 1989; Carvajal *et al.* 1989; Villegas 1994). O mais antigo está ligado aos estágios precoces de abertura da bacia, cuja origem é pouco conhecida, sendo reconhecida apenas por estudos sismoestratigráficos. O pacote mais novo, segundo Villegas (1994), relaciona-se ao estágio de ampliação da bacia. Carvajal *et al.* (1989), baseados em interpretações sísmicas, afirmaram que os estratos mais antigos 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) acreditam que os sedimentos antigos da seção basal sejam de idade neocomiana (pré-barremiana), porém Lima (1987) admite que a idade seja juro-triássica.

Carvajal *et al.* (1989), baseado no contraste de caráter sísmico com o pacote sobrejacente, identificaram os sedimentos do intervalo sin-rifte mais antigo ao longo da sub-bacia de Cametá e em ambos os flancos da sub-bacia de Mexiana.

A seção superior, observada em poços, envolve estratos com idades variando do Aptiano/Barremiano, chegando ao Cenomaniano. Esta seção é observada em toda a Bacia de Marajó e é caracterizada, sísmicamente, por amplitudes homogêneas e caráter 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).

Através de análises paleontológicas, Tebco (1988) acrescentou idades do Aptiano/Barremiano para os estratos mais novos do rifte, indicando ainda que o final da sedimentação ocorreu durante o Cenomaniano (95 Ma).

Segundo Galvão (1991), essa seqüência 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) e junto à borda oeste falhada, observam-se fanglomerados de leques aluviais (Formação Jacarezinho).

Avenius (1988) mencionou a presença de estratos argilo-sílticos uniformes (Formação Anajás) sobrepostos à Formação Breves, depositados provavelmente em grandes lagos rasos ou através de curtas transgressões marinhas, estando por sua vez, restritos às sub-bacias de Mexiana e Limoeiro.

3.1.3 Seqüência Pós-rifte

Segundo Schaller⁵ *et al. apud* Villegas (1994), essa seqüência comporta, estratigraficamente, duas unidades principais. A inferior corresponde aos sedimentos da Formação Limoeiro (Neocretáceo/Paleoceno), constituída por arenitos friáveis, finos a grossos, com frequentes níveis conglomeráticos e intercalações de argilitos, depositados em ambiente fluvial instalados sobre a seqüência basal.

A unidade superior compreende dois pacotes sedimentares, sobrepostos concordantemente à inferior (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).

Estruturalmente, a Bacia de Marajó é caracterizada por falhas normais de direção NW-SE e falhas transcorrentes voltadas para NE-SW e ENE-WSW, que limitam dois grandes compartimentos tectônicos denominados de sub-bacias de Limoeiro e Cametá. A sudoeste da sub-bacia de Cametá há um alto do embasamento que a separa da sub-bacia de Mocajuba e ainda um feixe de falhas transcorrentes de direção NE-SW onde se desenvolveu a sub-bacia de Mexiana (Figuras 3.3 e 3.4).

⁵ Schaller, H.; Vasconcelos, D. N.; Castro, J. C. 1971. *Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da Foz do Rio Amazonas*. In. CONG. BRAS. GEOL., 25. São Paulo. Anais. SBG. v.3, p.189-202.

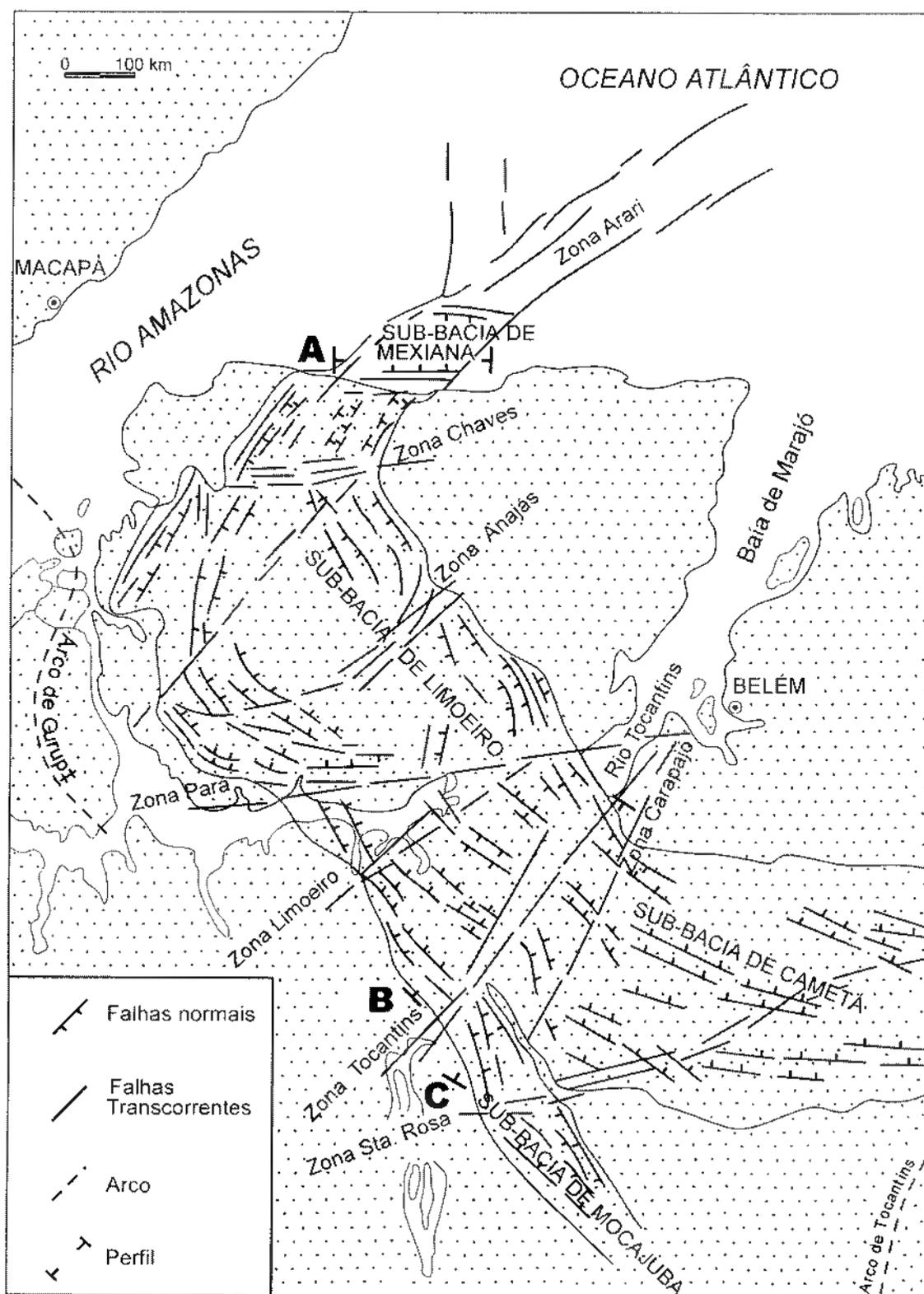


Figura 3.3: Mapa estrutural da Bacia de Marajó (VILLEGAS 1994).

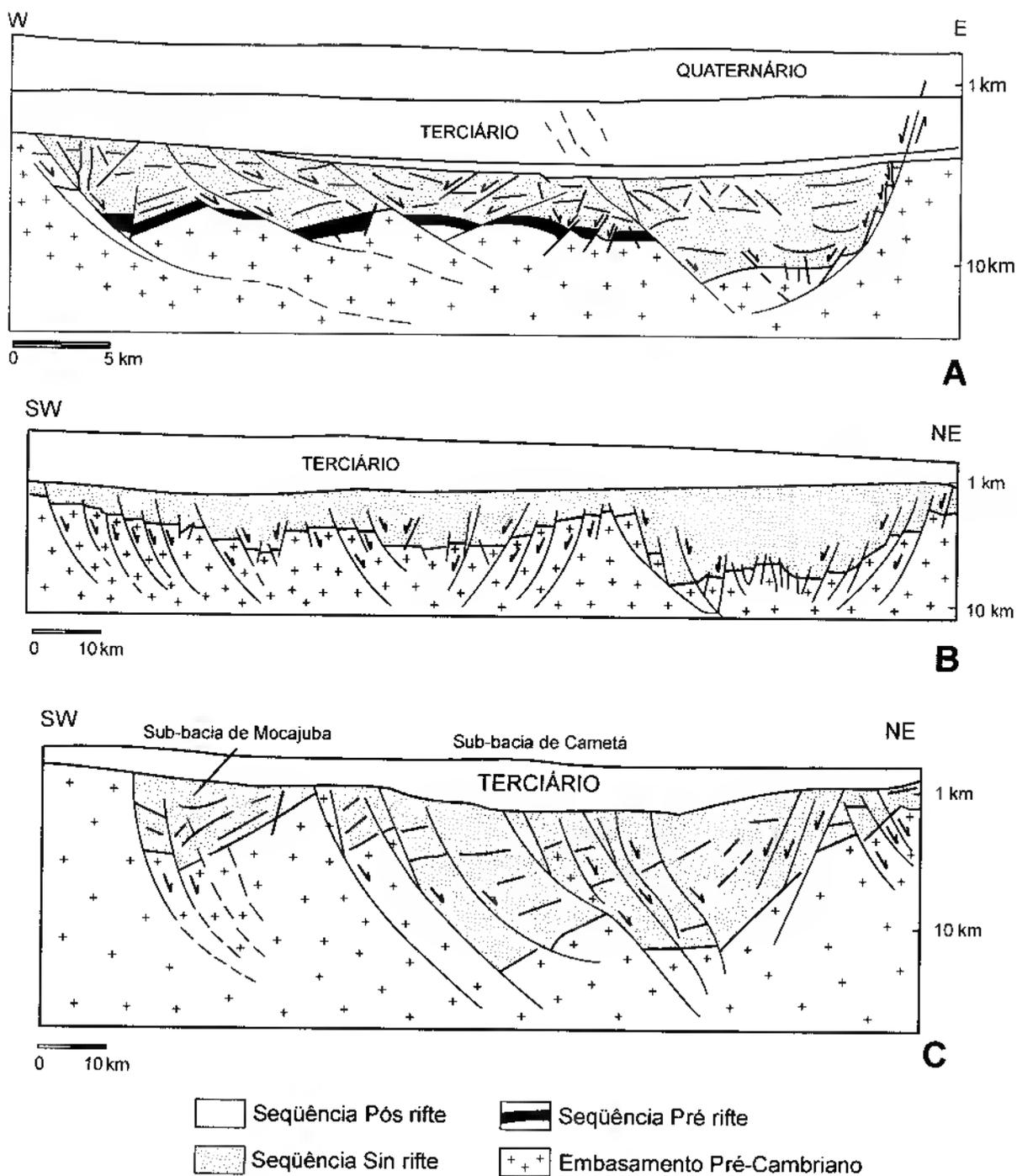


Figura 3.4: Seções desenhadas a partir de interpretações sísmicas nas sub-bacias de Mexiana (A), Limoeiro (B), Cametá (C) e Mocajuba (C). Localização na Figura 3.3 (COSTA *et al.* No prelo).

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, com largura variando de 20 a 40 km (Figuras 3.3 e 3.4A). Suas bordas noroeste e sudeste são definidas por falhas transcorrentes vinculadas a um sistema estrutural tipo *en-échelon*. As bordas NW e SE são limitadas pelos lineamentos Chaves e Arari, respectivamente (Carvajal *et al.* 1989; Villegas 1994). Ajustadas às transcorrências, há um conjunto de falhas normais secundárias, de orientação geral E-W, que definem dois conjuntos de estruturas inclinadas para N e para S, caracterizando uma megaestrutura em flor negativa (Villegas 1994).

A sub-bacia de Limoeiro, localizada na parte central da Bacia de Marajó, possui direção NW-SE e seus limites noroeste e sudeste, respectivamente, com as sub-bacias de Mexiana e Cametá são definidos pelas zonas de falhas transcorrentes Arari e Tocantins (Carvajal *et al.* 1989); a leste com a região Marajó Setentrional e a oeste com o Arco de Gurupá (Villegas 1994; Costa *et al.* no prelo). A nordeste, as falhas normais principais se curvam em direção noroeste, para se juntarem ao lineamento Arari. Falhas transcorrentes secundárias (zonas Chaves, Anajás e Pará) dividem a sub-bacia de Limoeiro em cinco compartimentos extencionais distintos. Sua margem oeste é dominada por grandes falhas normais lítricas, com rejeitos de até 6 km (Miller & Avenius 1986; Villegas 1994) (Figuras 3.3 e 3.4B).

A sub-bacia de Cametá situa-se na parte sul da Bacia de Marajó, possui forma alongada nas direções NW-SE e WNW-ESE, limita-se a norte com a sub-bacia de Limoeiro através da falha transcorrente Tocantins, a sul com o Arco de Tocantins, a leste com a Plataforma Bragantina e a oeste com a sub-bacia de Mocajuba com um *horst* isolado de orientação NNW-SSE. Esta sub-bacia apresenta uma geometria assimétrica formada por três pequenos depocentros limitados, no flanco oeste, por falhas normais lítricas e planares com mergulho para NNE, com rejeitos de 1 a 3 km. As falhas normais são predominantemente sintéticas, com evolução de SW para NE, decorrentes do abatimento dos tetos das falhas mestras e/ou maior movimentação dos prismas ao longo dos planos de descolamento das falhas principais (Villegas 1994) (Figuras 3.3 e 3.4C).

A sub-bacia de Mocajuba localiza-se também na parte sul da Bacia de Marajó e 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. A orientação geral da sub-bacia de Mocajuba ajusta-se aos lineamentos submeridianos que compõem o Cinturão Araguaia. Esta sub-bacia é composta por dois blocos geometricamente distintos. O bloco norte é caracterizado estruturalmente por falhas planares e

lísticas inclinadas para NE e com rejeitos de até 3 km, não havendo importantes falhas antitéticas associadas ao desenvolvimento do *roll-over*. No bloco sul, as falhas mestras situam-se no lado NE da sub-bacia, mergulham para SW, apresentam rejeitos de até 4 km e são planares, com desenvolvimento de falhas antitéticas planares a sudoeste (Villegas 1994) (Figuras 3.3 e 3.4C).

A relação entre as sub-bacias de Mocajuba e Cametá é feita através de um alto do embasamento, representado pelo Cinturão Araguaia, que adquire orientação NNW-SSW nessa região (Villegas 1994) (Figura 3.4C).

3.2 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 3.5).

A Bacia de Bragança-Viseu ocupa uma área de aproximadamente 5.000 km² 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. Sua estratigrafia é pobremente conhecida. Apenas coberturas muito finas do Terciário 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, executados 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.

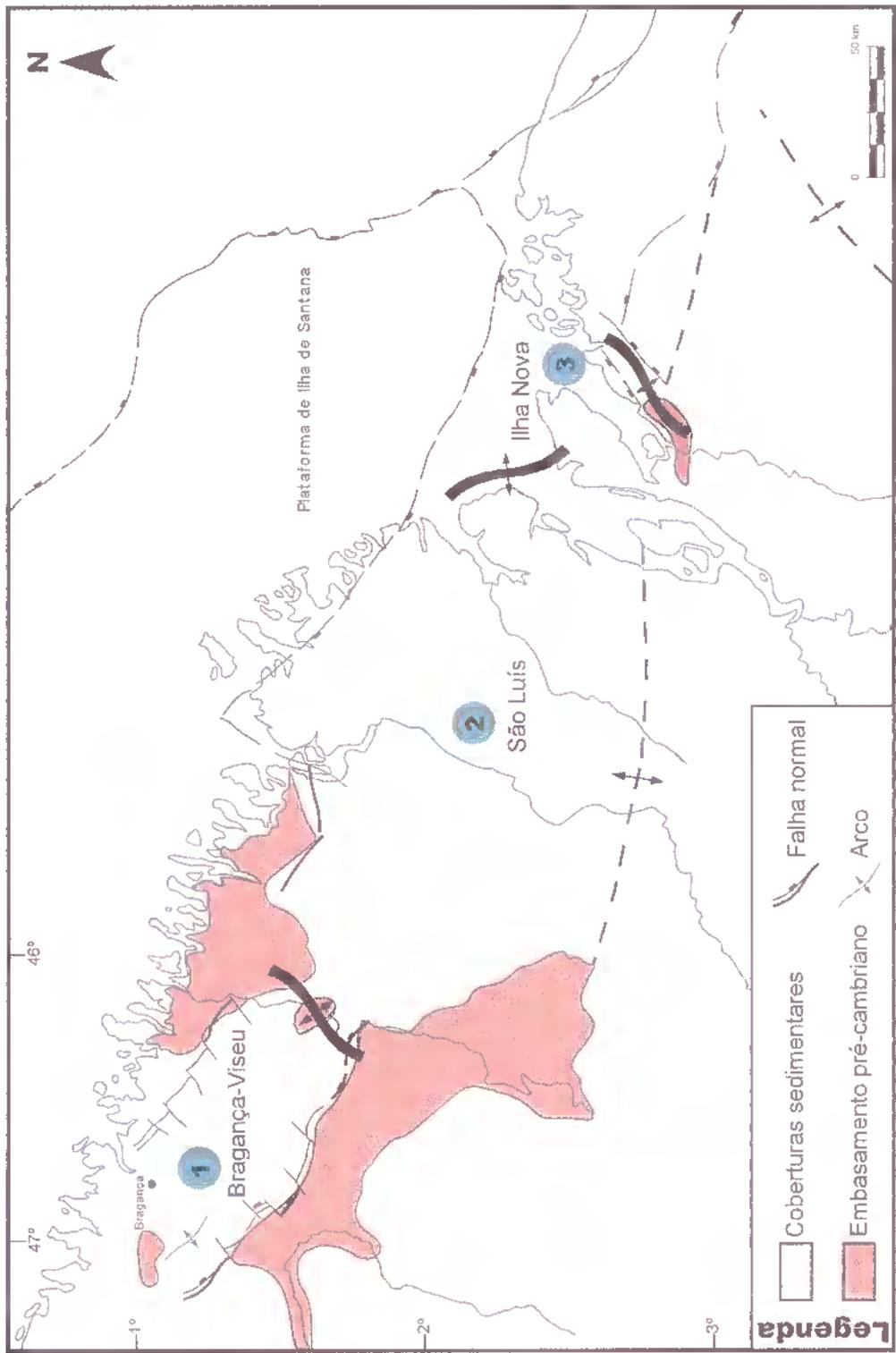


Figura 3.5: Mapa de localização do Sistema de Grábens Gurupi (LIMA & ARANHA 1993).

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 Terciário 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 3.6).

3.2.1 Formação Bragança

Esta formação 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 & Aranha 1993). Esta formação é interpretada, por Pedrão (1992) e Lima & 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.

3.2.2 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.

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 (Pedrão 1992; Carneiro⁶ *apud* Batista 1992).

⁶ Carneiro, R. G. 1974. *Mapeamento Estrutural da Área de Grajaú - Imperatriz*. Belém, Petrobrás, 45p. (Relatório Técnico, 358).

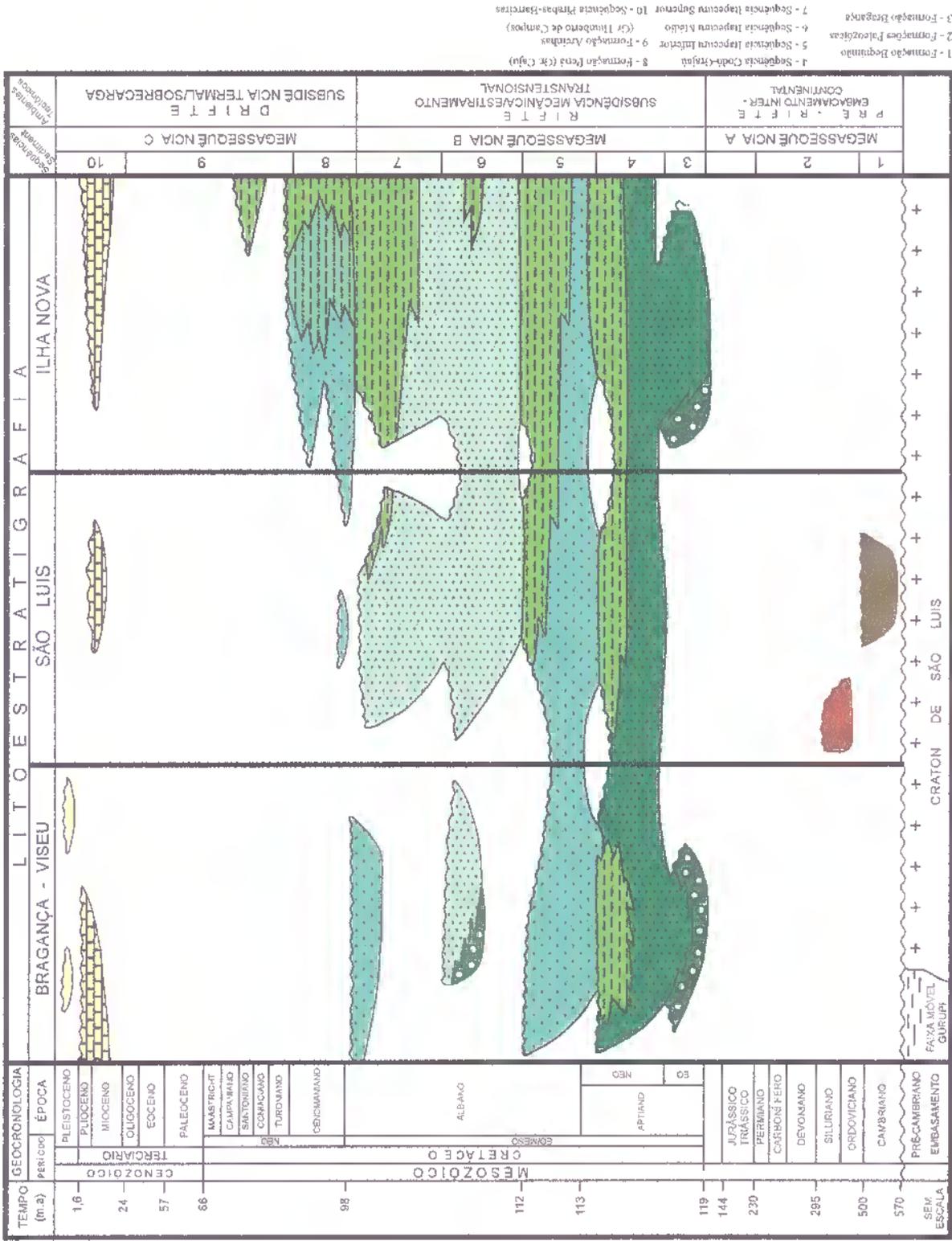


Figura 3.6: Carta estratigráfica do Sistema de Grábens Gurupi (LIMA & ARANHA 1993).

A Formação Codó, segundo Mesner & Wollidridge (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 conza-esverdeados, físseis, com gastrópodos marinhos, representando também ambiente marinho transgressivo.

Carneiro⁶ *apud* Batista (1992) assinalou uma equivalência cronoestratigráfica por interdigitação entre os arenitos da Formação Grajaú e os folhelhos da Formação Codó. Aranha *et al.* (1990) reuniram essa seqüência sedimentar sob a designação de Sistema Codó-Grajaú.

3.2.3 Seqüência Itapecuru-Canárias

É constituída por arenitos médios a finos e conglomerados intercalados com folhelhos e siltitos de cor avermelhada a cinza. Apresenta ampla distribuição regional, aflorando nas bacias de Bragança-Viseu, São Luís, Grajaú e Barreirinhas. 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, Grajaú, 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; Igreja 1992; Pedrão 1992; Lima & Aranha 1993; Lima *et al.* 1994).

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 Neobáltico ao Eobáltico, quando ocorre uma aceleração no processo de rifteamento. Distribui-se por todo o Sistema de Grábens Gurupi, apresentando depocentros junto aos falhamentos ativos 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 palinórfos marinhos (Pedrão 1992; Lima & Aranha 1993; Lima *et al.* 1994).

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

O Itapecurú Superior corresponde à sedimentação ocorrida do Mesoalbio ao Neoalbio. 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 & Aranha 1993).

Estruturalmente, o Sistema de Grábens Gurupi é caracterizado por um complexo de fossas tectônicas de direção NW 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 & Aranha 1993) (Figura 3.7).

A Bacia de Bragança-Viseu é caracterizada por dois grábens assimétricos de direção NW-SE: o Baixo de Caeté, localizado próximo à borda norte e o Baixo de Piriá, próximo ao limite sul. Estes compartimentos 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 & Aranha 1993) (Figura 3.7).

A Bacia de São Luís possui altos intrabaciais e regiões de plataforma em que Lima & 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 (Figura 3.7).

A sub-bacia de Maracaçumé é composta pelos baixos de Maracaçumé e Turiaçu 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 & 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 que contribuíram como modificadores transpressionais, responsáveis pelo modelamento estrutural pós-deposicional da sub-bacia.

A sub-bacia de Bacuri foi individualizada por Lima & 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 componentres transpressivos dextrais durante a fase de evolução da sub-bacia (Lima & 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 (Figura 3.7). 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 & Aranha 1993).

3.3 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 km². Corresponde a uma estrutura extensional do Cretáceo, instalada a partir da tectônica ativa durante a abertura do Atlântico Equatorial, pela reativação parcial da arquitetura da Bacia do Parnaíba (Figura 3.8).

A Bacia de Grajaú recobre rochas da Bacia do Parnaíba do Triássico-Jurássico e Paleozóico e regionalmente mergulha suavemente para norte (Azevedo 1991).

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.

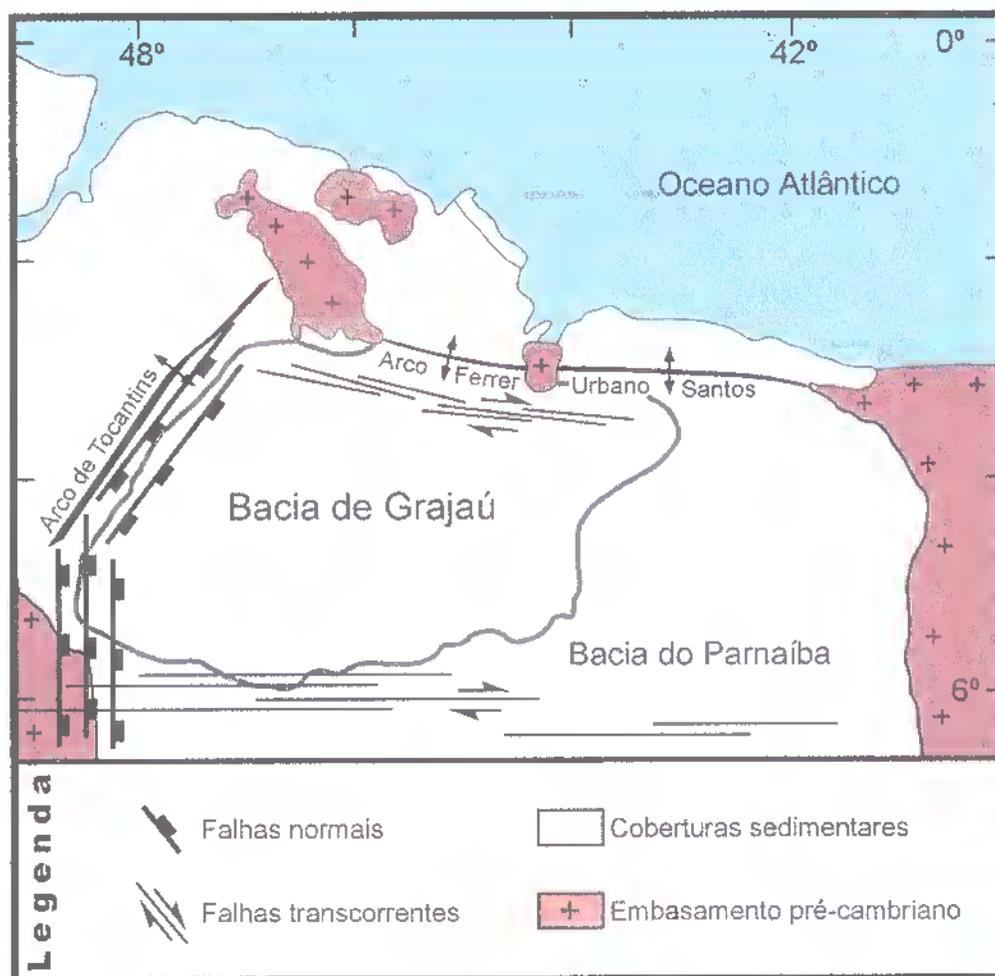


Figura 3.8: Mapa de localização da Bacia de Grajaú (AZEVEDO 1991).

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 & 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 Cretáceo Inferior, com a deposição dos sedimentos marinhos da Formação Corda, seguidos dos depósitos marinhos restritos da Formação Codó. Nesta época, a Bacia de São Luís ainda não havia se formado, o que aconteceu pelo colapso parcial do Arco Ferrer-Urbano Santos no Cretáceo Superior, onde, posteriormente, se deu a deposição dos sedimentos da Formação Itapecuru.

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 & 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 & 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 & 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. A instalação desta bacia foi controlada por falhas planares, localizadas no lado oeste, orientadas na direção N-S e fortemente inclinadas para leste e falhas de transferência dextrais e sinistrais, orientadas preferencialmente na direção NE-SW.

A inversão desta bacia, de acordo com estes autores foi controlada por transpressão relacionada à propagação de sistemas transcorrentes dextrais, que formou dobras e cavalgamentos orientados nas direções NE-SW e ENE-WSW deformando o preenchimento.

Rosseti *et al.* (2001) tentaram reunir as bacias de Grajaú e São Luís em apenas uma bacia, alegando que possuíam sedimentação idêntica, tanto a norte quanto a sul do Arco Ferrer-Urbano Santos e que este não teve influência como barreira geográfica de transgressões e regressões. Estes autores criticaram o modelo de bacia do tipo *sag* de Azevedo (1991), relatando que a Bacia de Grajaú teria forte controle tectônico assim como a Bacia de São Luís, baseado em evidências de campo, como falhas normais e inversas que afetam todo o preenchimento, inclusive o horizonte laterítico do Oligoceno e depósitos terciários e quaternários. Mas estes autores não levaram em consideração um básico conceito tectônico, onde uma feição estrutural é tão ou mais jovem quanto o mais jovem estrato que corta. Portanto estas falhas, obrigatoriamente, devem ter idade pleistocênica ou até mesmo holocênica e jamais poderiam estar vinculados à tectônica cretácea que gerou esta bacia. Estes autores propuseram um modelo de evolução conjunta para as bacias de São Luís e Grajaú, onde o modelo de rifte formado por cisalhamento simples de Azevedo (1991) teria evoluído como uma estrutura extensional do tipo *flat-and-ramp* (patamar e lanço), que produziria elevação de blocos sobre as rampas, resultando na formação de um horste intrabacinal (Arco Ferrer-Urbano Santos). Portanto, este arco não seria elemento divisor de bacias e sim uma estrutura elevada dentro de uma bacia maior (Bacia de São Luís-Grajaú). Esta hipótese é defendida por estes autores, baseada na correlação estratigráfica das bacias de São Luís e Grajaú, realizada através de perfis de raios-gama, onde as duas bacias compartilharam as mesmas seqüências estratigráficas, durante o Cretáceo.

A estratigrafia desta bacia é dada pela seqüência cretácea da Bacia do Parnaíba, que foi destacada como unidade geotectônica distinta, como descrito acima. É composta pelas formações Grajaú, Codó e Itapecurú (ver descrição no item 3.2 deste capítulo), não ultrapassando 900 m de espessura (Figura 2.5).

A geometria desta bacia é constituída por falhas planares normais N-S, com mergulho para oeste, articuladas através de falhas transcorrentes NE-SW, que funcionaram como falhas de transferência, conformando uma bacia composta por vários segmentos extensionais alongados na direção NE-SW. Seu preenchimento é constituído, na base, por seqüências interdigitadas das formações Grajaú e Codó que, em direção ao topo, gradam para os arenitos da Formação

Itapecuru. Sobrepostos a estes ocorrem ainda depósitos de fluxos gravitacionais correlacionáveis aos sedimentos Pirabas/Barreiras (Terciário Superior) que também se estendem, conologicamente, até o Quaternário (Borges *et al.* 1997).

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 & 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 Sequência 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).

3.4 FORMAÇÃO PIRABAS

O Terciário da região nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão é representado, litologicamente, pelos sedimentos da Formação Pirabas e Formação Barreiras. A tectônica atuante neste período é representada pelo final da interação dos continentes sul-americano e africano e o início da tectônica predominantemente intraplaca e pela maior interação da Placa Sul-Americana com as placas de Nazca e Pacífico o que resultou na formação dos Andes.

A Formação Pirabas foi descrita pela primeira vez em 1876, por Ferreira Penna, na localidade de São João de Pirabas, e teve sua denominação relacionada ao rio homônimo. A Formação Pirabas é caracterizada por camadas de calcário, com espessura variando de 2 a 5 m. Em locais de exploração da companhia de mineração CIBRASA, nas proximidades de Capanema, encontra-se até 11 m de espessura de calcário. Ackermann (1976) encontrou, em perfurações efetuadas próximo a Capanema, camadas de calcário com espessuras de 28 a 30 m.

A Formação Pirabas, formalizada por Maury (1925), ocorre descontinuamente nos estados do Pará, Maranhão e Piauí (Figura 3.9).

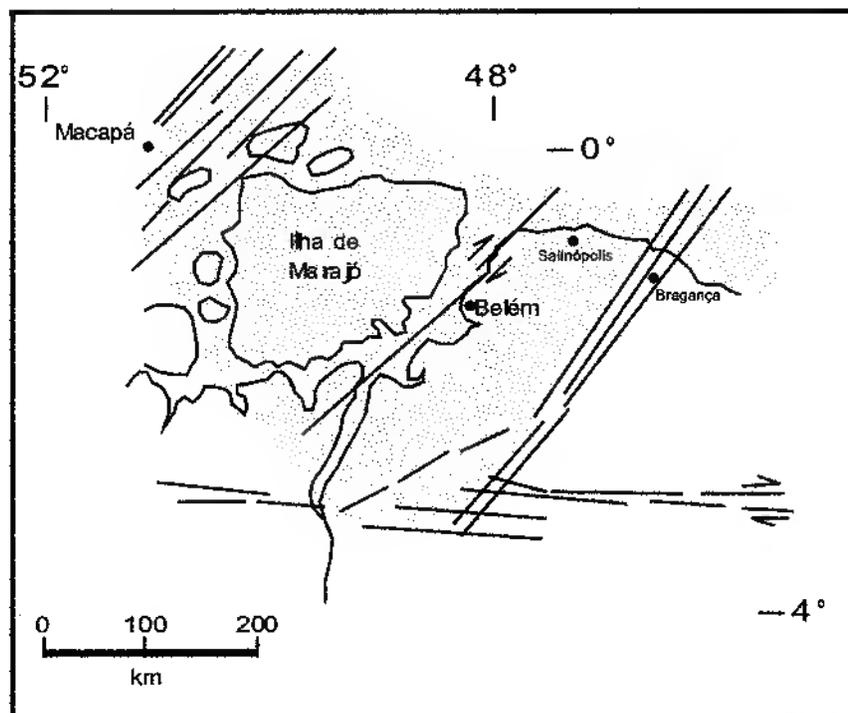


Figura 3.9: Área de ocorrência da Sequência Pirabas-Barreiras (modificado de Costa *et al.* 1996).

Litologicamente, é constituída por calcários cinza de composição variável (coquinas, bioermitos, micritos, dolomitos, margas e bioclasitos) intercalados com calcarenitos e folhelhos negros, depositados em ambiente marinho de águas rasas e quentes (Ferreira 1982).

Desde sua formalização como unidade litoestratigráfica, os sedimentos da Formação Pirabas têm sido considerados como miocênicos. Entretanto, Ferreira (1982) estende sua deposição ao intervalo Neo-Oligoceno - Eomioceno, baseado na correlação com pacotes sedimentares da Bacia da Foz do Rio Amazonas (Membro Araguari da Formação Marajó e sequências Tambaqui e Tamoatá da Formação Amapá), assim como pela presença do gastrópodo *Orthaulax pugnax*, fóssil cuja distribuição estratigráfica estende-se do Neo-Oligoceno ao Eomioceno.

Sob o ponto de vista estratigráfico, é pouco conhecida, tanto o seu limite inferior, quanto a sua espessura. Supõe-se, todavia, que sua maior parte se sobreponha diretamente sobre o embasamento cristalino (ALMARAZ 1979).

Devido ao abundante conteúdo fossilífero, a Formação Pirabas está bem caracterizada sob o ponto de vista paleoambiental. Uma das primeiras referências ao ambiente deposicional foi realizada por Ferreira & Cunha (1957), como marinho de águas límpidas, rasas, nerítico, próximo ao litoral de mar aberto, onde o clima deveria ter sido quente e a costa baixa.

O registro de formas fósseis típicas de determinados subambientes marinhos, possibilitou maior detalhamento deste ambiente deposicional. Ferreira (1966, 1980, 1982), Ferreira & Cassab (1985) e Ferreira & Francisco (1988) reconheceram as ecofácies Castelo, Baunilha Grande e Capanema, admitindo que esta última localiza-se espacialmente acima da ecofácies Castelo, enquanto a fácies Baunilha Grande é descontínua, estando em posição intermediária entre as outras duas.

A ecofácies Castelo representa um ambiente marinho de águas neríticas, quentes e rasas, com salinidade normal ou acima (Petri, 1957; Ferreira, 1966, 1980, 1982; Ferreira & Cassab 1985; Ferreira & Francisco 1988), sendo constituída litologicamente por coquinas, bioermitos, micritos e dolmicritos, mergulhando para a plataforma continental do Pará, e se afunilando em direção ao sul do Estado (Ferreira 1982). Para essa ecofácies foi definida a biozona *Orthaulax pugnax*, que compreende uma paleofauna típica de ambientes recifais, tais como corais hermatípicos, algas coralíneas, briozoários e alguns moluscos, como o gastrópodo *Orthaulax pugnax*, que deu nome à biozona.

A ecofácies Capanema, definida a 60 km ao sul do atual litoral, foi depositada num ambiente lagunar, de borda de bacia, com salinidade abaixo do normal (Ackerman 1964, 1969, 1976; Ferreira, 1966, 1980, 1982; Ferreira & Cassab 1985; Ferreira & Francisco 1988). Litologicamente caracteriza-se por margas, micritos, bioclastos, folhelhos rítmicos e arenitos calcíferos.

A ecofácies Baunilha Grande (Petri 1957; Ferreira 1966, 1980, 1982; Ferreira & Cassab 1985; Ferreira & Francisco 1988) representa um ambiente redutor tipicamente de mangue, sendo constituída por argilas negras com nódulos de calcário escuro contendo crustáceos braquiúres (carcinólitos) e vegetais piritizados.

3.5 GRUPO BARREIRAS

A denominação Barreiras foi utilizada, a partir do século passado, para definir os sedimentos que constituem as falésias que ocorrem ao longo da Costa litorânea do Brasil. Moura (1936) denominou de Formação Barreiras os sedimentos sobrejacentes à Formação Pirabas, considerando-os de idade pliocênica. Bigarella & Andrade (1964) adotaram a designação Grupo Barreiras criticando, ao mesmo tempo, a utilização do termo série ou formação. Francisco *et al.* (1971) preferiram utilizar o termo Formação Barreiras para os sedimentos continentais de idade mioceno-pleistocênica que ocorrem no nordeste do Pará. Rossetti *et al.* (1989) realizaram um estudo paleoambiental e estratigráfico nos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras, na região Bragantina, nordeste do Pará, caracterizando treze fácies nesses sedimentos. Costa *et al.* (1993) reintroduziram o termo Grupo Barreiras para os clásticos terciários ocorrentes no litoral dos estados do Pará e Maranhão.

Este grupo tem ampla distribuição no litoral norte do Brasil e apresenta grande variação faciológica, dominando as fácies argilosa, com laminação plano-paralela, argilo-arenosa com estruturas *wavy* e *linsen*, arenosa com estratificação sigmoidal, e arenosa com estratificação cruzada acanalada. Os tipos de estruturas sedimentares e as características das fácies indicam que estes sedimentos se desenvolveram em ambiente de planície de maré/estuário/plataforma interna, com importantes oscilações do nível do mar em um contexto regressivo (Costa *et al.* 1993).

O Grupo Barreiras recobre, discordantemente, as supracrustais do Grupo Gurupi; com os sedimentos carbonáticos da Formação Pirabas o contato é gradacional e recoberto, em discordância de caráter erosivo, pelos litotipos que compõem a unidade Pós-Barreiras.

4 CARACTERIZAÇÃO DOS ALTOS ESTRUTURAIS

Os altos estruturais são as áreas que experimentaram soerguimento durante o evento tectônico que originou as bacias sedimentares da região. Sua evolução está intimamente ligada à formação das bacias, muitas vezes funcionando como ombreiras, barreiras geográficas para transgressões marinhas, áreas fontes, divisores de águas etc. Os principais altos estruturais estão indicados na Figura 4.1 e são descritos, a seguir.

4.1 ARCO DE GURUPÁ

O Arco de Gurupá está localizado na região entre a foz do Rio Amazonas e o extremo sudeste da Ilha de Marajó, possui direção NW-SE e é o elemento estrutural que limita a Bacia do Amazonas da Bacia de Marajó (Figura 4.1).

O desenvolvimento deste arco foi discutido por diversos autores.

Segundo Miura & Thomaz Filho (1983) e Carneiro & Jucá (1985), o soerguimento dessa área aconteceu no final do Permo-Carbonífero, antecedendo a tectônica que culminou com a intensa atividade ígnea do Juro-Triássico e a abertura do Atlântico Norte, durante a fragmentação do Pangea;

Caputo *et al.* (1983) e Caputo (1984) mostraram a correspondência do soerguimento com um *hot spot* na Califórnia (E.U.A) no Permo-Triássico, formando então a Bacia de Marajó.

Cordani *et al.* (1983) sugeriram que o Arco de Gurupá teria se formado por instabilidade em zonas de fraqueza dos limites das províncias geocronológicas do Pré-Cambriano, como, por exemplo, o limite entre a Província Maroni-Itacaiunas e o Cinturão Araguaia.

Campos *et al.* (1987) atribuíram a formação deste arco à orogenia fini-herciniana. Sua evolução completa teria ocorrido no Juro-Triássico, a partir de falhas normais.

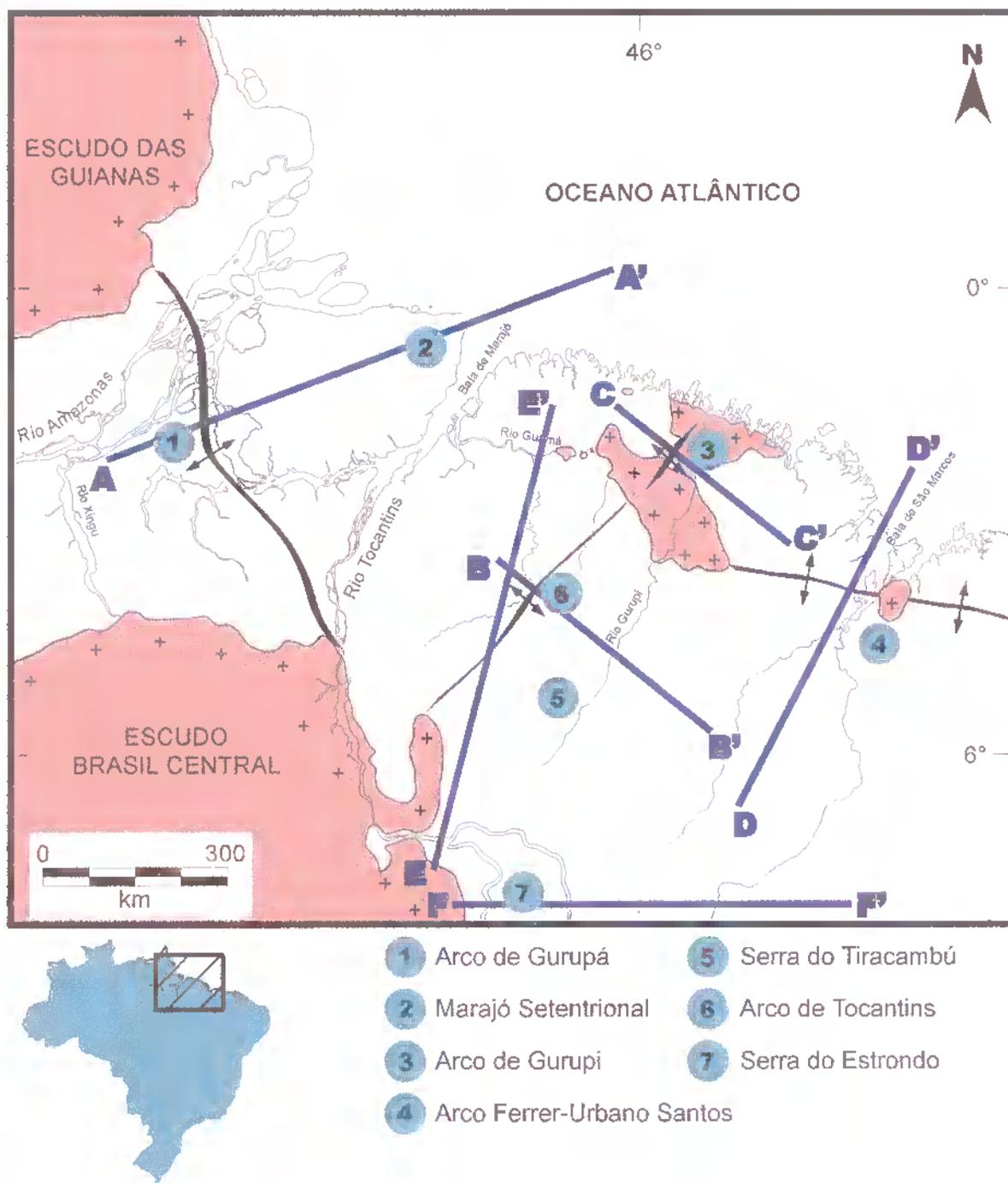


Figura 4.1: Mapa de localização dos altos estruturais da área de estudo.

De acordo com Wanderley Filho (1991), o Arco de Gurupá formou-se devido à tectônica distensiva que originou a Bacia de Marajó, através de soerguimento por alívio de carga e por rotações de blocos falhados nas adjacências do arco, associadas às falhas lítricas. A idade de soerguimento é anterior à sedimentação da Formação Alter do Chão (Cretáceo-Terciário), pois esta recobre, da Bacia do Amazonas em direção ao arco, unidades mais antigas, chegando a assentar-se sobre o pacote sedimentar do Pré-Cambriano, incluído na Formação Prosperança.

Costa *et al*⁷ *apud* Bemerguy *et al.* (2001) interpretaram a parte noroeste desta região como um corredor tectonicamente ativo que sofreu movimentos transcorrentes desde o Cretáceo, reativados por falhas neotectônicas transcorrentes dextrais NE-SW, que originaram várias bacias *pull-apart*, limitadas por falhas normais ENE-WSW e E-W.

Litologicamente, o Arco de Gurupá é formado por rochas do Complexo Xingu e sedimentos pré-cambrianos da Formação Prosperança, recobertos por sedimentos paleozóicos, cretáceos e terciários da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991) (Figura 4.2).

Estruturalmente, o Arco de Gurupá é caracterizado por falhas normais de grande rejeito a leste, em direção à Bacia de Marajó, e rejeito sensivelmente menor a oeste, em direção à Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991).

No Neojurássico - Eocretáceo, a região foi submetida a movimentos distensivos, relacionados à abertura do Oceano Atlântico Norte e Equatorial, e responsáveis pela instalação da Bacia de Marajó, que antecedeu a deposição da Formação Alter do Chão, na Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991). Com a abertura da Bacia de Marajó, houve alívio de carga que gerou o soerguimento do arco. Esse soerguimento é acentuado no Cretáceo-Eoterciário, com algumas rotações de blocos, associadas às falhas lítricas nas adjacências do arco de Gurupá, evidenciado por falhas de crescimento na Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991).

⁷ Costa, J. B. S.; Bemerguy, R. L.; Hasui, Y.; Borges, M. S. 2002. Tectonics and Paleogeography along the Amazon River. *Journal of South American Earth Sciences*.

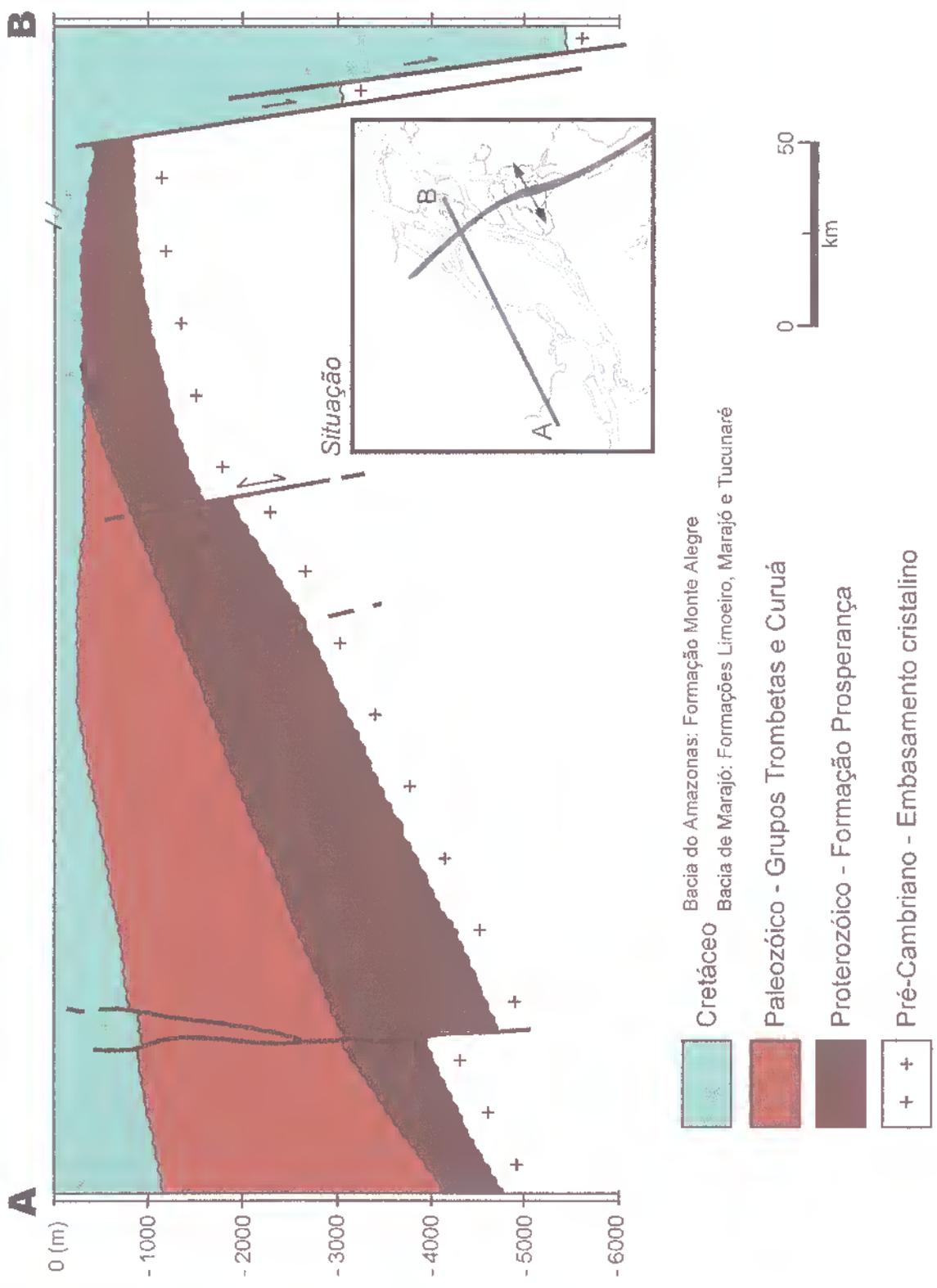


Figura 4.2: Perfil esquemático no Arco de Gurupá (Wanderley Filho 1991).

Essa tectônica extensional incidiu em grandes áreas e foi responsável pelo desenvolvimento de falhas normais de direções NW-SE e NNW-SSE no lado leste do arco, possivelmente desenvolvidas a partir da reativação das principais zonas de cisalhamento dos cinturões Tumucumaque, Tentugal e Araguaia, acompanhadas, em parte, pelas falhas transcorrentes de direções NE-SW e ENE-WSW. Ainda no Eocretáceo, na porção leste do arco, há o desenvolvimento de estruturas do tipo *roll-over*, devido à progressiva propagação das falhas normais sintéticas para NE na Bacia de Marajó (Villegas 1994).

Durante o Neocretáceo - Eoterciário a região oeste do arco foi submetida a movimentos subsidentes, onde houve a instalação do pacote sedimentar do Cretáceo-Terciário e a geração de falhas normais NW-SE, falhas lítricas e reativação de falhas de transferência do Paleozóico na Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991).

No Neoterciário, a região do arco foi submetida a um evento tectônico de natureza transtensiva, relacionada a sistemas transcorrentes de direções NE-SW, ENE-WSW e E-W que alcançam inclusive o Quaternário. Essa movimentação é interpretada como reflexo da rotação contínua da Placa Sul-americana para oeste e afastamento gradual para leste da Placa Africana. Nessa época, houve o final da interação das placas Sul-americana e Africana e a mudança da tectônica distensiva do processo de abertura oceânica para o regime tectônico transcorrente intraplaca (Hasui 1990; Hasui & Costa 1996).

No Quaternário, a região foi submetida ao evento cinemático que gerou estruturação definida por três segmentos estreitos e longos, que compõem uma junção tríplex do tipo T-T-R (Costa *et al.* 1994, 1995, 1996) (Figura 4.3). O segmento distensivo tem direção NNW-SSE e é marcado por falhas normais de alto ângulo, que controlam o baixo curso do Rio Xingu e rios de segunda ordem; o segmento direcional NW-SE é composto por vários feixes de falhas transcorrentes dextrais que se interligam com o outro ramo direcional ENE-WSW e EW através de falhas normais, definindo várias bacias de afastamento. Estes dois ramos direcionais controlam a foz do Rio Amazonas, desde a cidade de Monte Alegre. As seqüências sedimentares do Pleistoceno/Holoceno podem alcançar espessuras da ordem de 1.000 m, refletindo taxas elevadas de movimentação durante o Quaternário.

Esquemáticamente, a evolução do Arco de Gurupá está expressa na Figura 4.4.

No Proterozóico houve a instalação de grábens que acolheram os sedimentos da Formação Prosperança. No Paleozóico, a região experimentou transgressão marinha, o que sugere que a região

do arco era uma área subsidente (Figura 4.4a). No Mesozóico, a região foi submetida ao tectonismo que responde pela formação do Atlântico Norte, onde houve o colapso que formou a Bacia de Marajó e promoveu o soerguimento da região, exumando rochas proterozóicas do antigo “gráben Prosperança” e da base do Paleozóico (Figura 4.4b), que foram recobertas por sedimentos cretácicos (Figura 4.4c). No Terciário, a região serviu de anteparo para a transgressão do “Mar de Pirabas”, não permitindo que este alcançasse a Bacia do Amazonas (Figura 4.4d). A partir do Mioceno, quando há o aumento do soerguimento dos Andes e a inversão do sentido do Paleo-Solimões para leste, há a regressão do “Mar de Pirabas” e a região passou a receber sedimentos do sistema fluvial Páleo-Amazonas e Páleo-Solimões (Figura 4.4e).

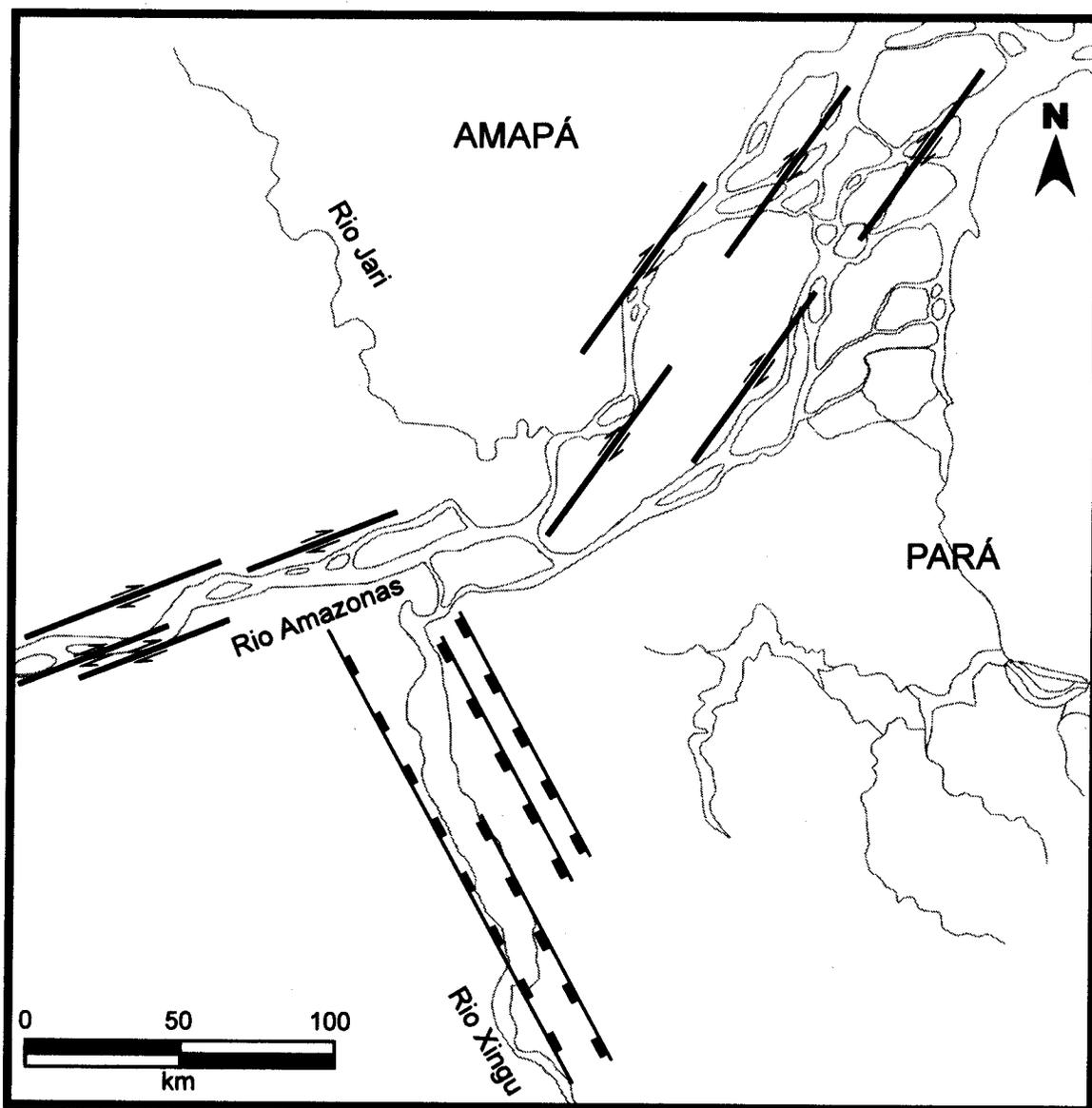
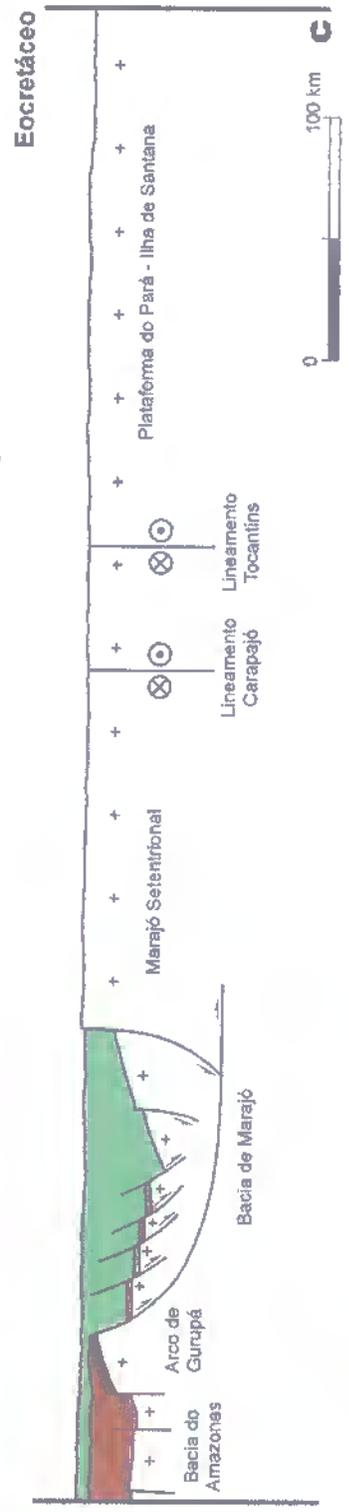
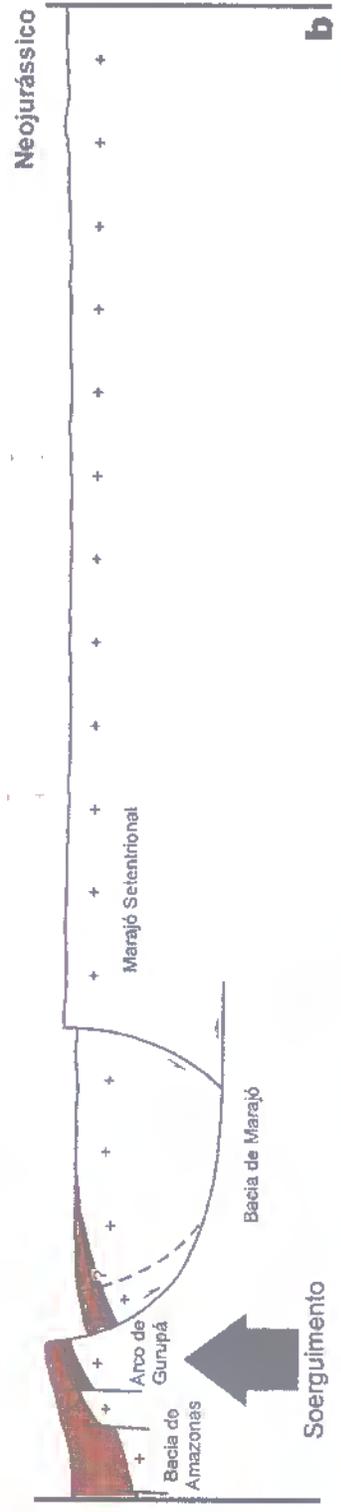
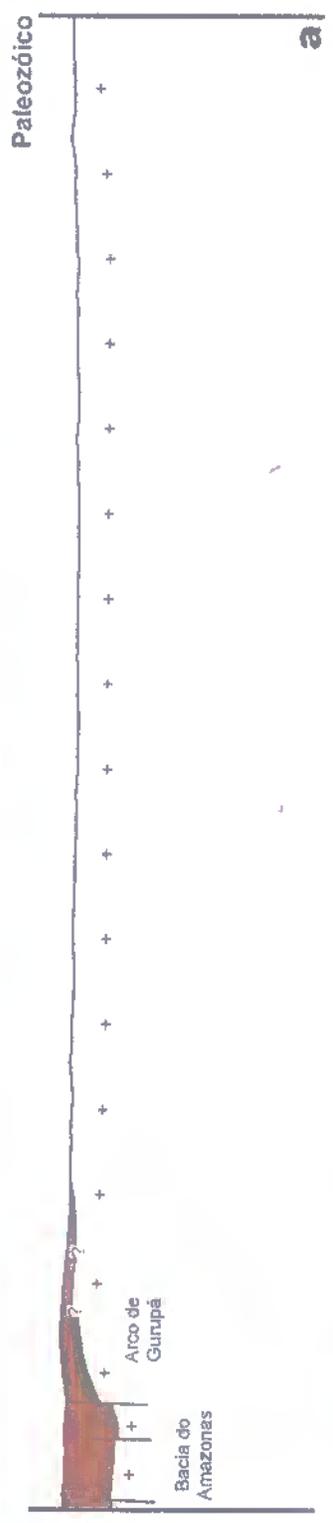


Figura 4.3: Principais estruturas neotectônicas da região do Arco de Gurupá (COSTA *et al.* 1996).

ARCO DE GURUPÁ - MARAJÓ SETENTRIONAL

A'



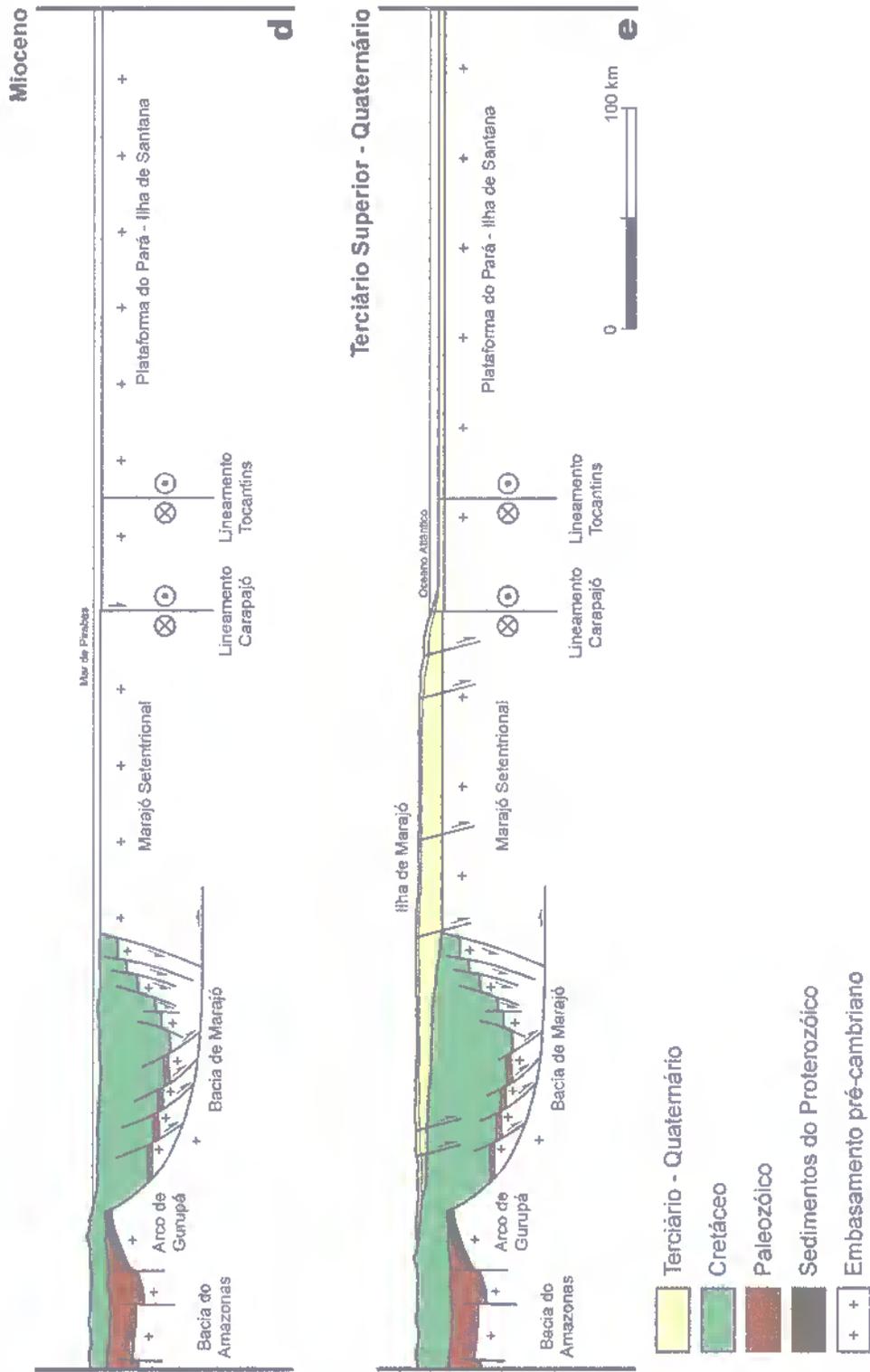


Figura 4.4: Evolução esquemática das regiões do Arco de Gurupá e Marajó Setentrional.

4.2 MARAJÓ SETENTRIONAL

O Marajó Setentrional compreende a região entre a ombreira nordeste da Bacia de Marajó até a Plataforma do Pará/Plataforma de Ilha de Santana, limitado, a noroeste, pelo lineamento Arari e, a sudeste, pelo Arco de Tocantins (Figura 4.1).

É uma região pouco conhecida geologicamente, pois não possui nenhuma linha sísmica que cubra toda a área e nenhum poço estratigráfico. Todas as informações referentes a esta região são derivadas das extremidades nordeste de linhas sísmicas que cortam a Bacia de Marajó e de estudos de superfície e morfoetectônicos.

Poucos trabalhos deram atenção a esta região especificamente, mas investigações em áreas mais abrangentes proporcionam a sua compreensão.

Segundo Bemerguy *et al.* (1995), durante a instalação da Bacia de Marajó no Cretáceo, individualizaram-se áreas altas a leste (Marajó Setentrional) e a oeste (Arco de Gurupá) dos depocentros, modeladas por sistemas de drenagem controlados por falhas transcorrentes de direção NE-SW. Em Marajó Setentrional, o fluxo desse sistema era de NE para SW. Este quadro se manteve até o Terciário Inferior a Médio, quando ocorreu a diminuição da movimentação extensional e intensificação dos movimentos direcionais em algumas zonas transcorrentes.

Costa *et al.* (1996) propuseram que a região da Ilha de Marajó faz parte de um segmento transtensivo desenvolvido no Terciário Inferior, ligado ao evento tectônico que formou a bacia que abrigou os sedimentos da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras. As falhas normais mestras que controlaram a instalação dessas seqüências sedimentares orientam-se preferencialmente na direção NW-SE, mergulham para NE e têm perfis lístricos e planares. Essas falhas estão articuladas a sul por falhas transcorrentes E-W e por falhas transcorrentes NE-SW na região do baixo Amazonas e em frente à cidade de Belém. De forma geral, estas falhas acompanham a orientação preferencial das falhas principais da Bacia de Marajó e podem ter evoluído a partir de processos de reativação.

Segundo Costa *et al.* (no prelo), durante o período sin-rifte na Bacia de Marajó, existiu um sistema fluvial com fluxo de oeste para leste (Arco de Gurupá) e de sudeste (Arco de Tocantins) para noroeste e havia fluxo de sedimentos para os depocentros da bacia a partir das regiões leste e norte. Mas estas áreas-fonte eram menos importantes, pelo menos no estágio final do sin-rifte, pois a região da Plataforma do Pará-Maranhão estava colapsando, devido à ampliação do Oceano Atlântico. Outro sistema de drenagem existia entre a Bacia de Marajó e o proto-Atlântico, na

região aqui denominada de Marajó Setentrional, que funcionou como barreira natural para o desenvolvimento de extensos rios a norte e a leste da Bacia de Marajó. Estes autores consideram ainda que a maior parte dos clásticos fluviais do estágio sin-rifte da sub-bacia de Mexiana foram derivados da região Marajó Setentrional.

Com o início da separação das placas Sul-Americana e Africana, incidiu no continente um regime essencialmente extensional, de caráter regional, que responde pelas primeiras falhas da Bacia de Marajó (sintéticas). Com o prosseguimento da movimentação extensional, houve o desenvolvimento de estruturas tipo *roll-over*, devido à progressiva propagação das falhas normais sintéticas para NE, com movimentos transcorrentes associados às falhas compartimentais e/ou de transferência (Villegas 1994).

A região de Marajó Setentrional começou a se individualizar a partir da instalação de falhas antitéticas na Bacia de Marajó, estabelecidas pela contínua ampliação da bacia. Essas falhas ocorrem principalmente na sub-bacia de Limoeiro como sistemas de falhas listricas e planares inclinadas para oeste, com pequenos rejeitos e posturas subhorizontais, em profundidades rasas. Nessa fase, o Marajó Setentrional começa a funcionar como área-fonte para a bacia de Marajó e o proto-Atlântico, no Aptiano-Albiano.

Com a propagação dos sistemas de falhas antitéticas, aumentou a taxa de soergimento do Marajó Setentrional e a Bacia de Marajó alcançou o estágio de ampliação máxima, havendo aporte expressivo de sedimentos do Marajó Setentrional a leste, do Arco de Tocantins a sudeste, e do Arco de Gurupá a oeste.

No Cenomaniano, diminuiu a magnitude dos movimentos extensionais na Bacia de Marajó, cessando os deslocamentos nas falhas normais (sintéticas e antitéticas) e intensificação do jogo de blocos ou compartimentos ao longo de transcorrências NE-SW (lineamentos Arari, Limoeiro, Tocantins e Carapajó) (Villegas 1994), que tiveram papel importante não apenas na Bacia de Marajó, mas também no Marajó Setentrional, com a formação do limite leste, através dos lineamentos de Tocantins e Carapajó e articulação interna de blocos, e possíveis rearranjos de sistemas de drenagem. Nessa fase, o limite noroeste do Marajó Setentrional começou a ficar mais expressivo, com a formação da sub-bacia de Mexiana, através de movimentos direcionais dextrais ao longo do Lineamento Arari. Os sistemas fluviais corriam não apenas do Marajó Setentrional, do Arco de Tocantins e do Arco de Gurupá, mas também das sub-bacias de Cameté e Mocajuba em direção às sub-bacias de Limoeiro e Mexiana.

No Terciário Superior ocorreu a última movimentação expressiva na Bacia de Marajó, expressa através de deformação transtensiva, relacionada a sistemas transcorrentes NE-SW, ENE-WSW e E-W. Essa movimentação gerou abatimentos menos importantes ao longo de novas falhas normais NW-SE e/ou reativação de falhas normais antigas da Bacia de Marajó (Villegas 1994). No Marajó Setentrional, falhas normais foram formadas, provavelmente articuladas com os sistemas transcorrentes que se propagam da Bacia de Marajó e os sistemas transcorrentes gerados no Cenozóico. Essa movimentação está relacionada à Neotectônica, e formou a bacia que abrigou os sedimentos da formação Pirabas e do Grupo Barreiras. No Mioceno, o Marajó Setentrional foi totalmente coberto pelo “Mar de Pirabas”, com a deposição dos carbonatos da Formação Pirabas e posterior regressão, com a deposição dos sedimentos transicionais do Grupo Barreiras.

No Pleistoceno Médio-Holoceno houve a formação de falhas transcorrentes dextrais E-W que se interligam através de falhas normais de direção NW-SE, NNW-SSE e N-S, definindo várias bacias *pull-apart* romboédricas de dimensões variadas (Costa *et al.* 1996; Bemerguy *et al.* 2001; Costa *et al.* no prelo). Nesse período houve o basculamento da Ilha de Marajó, promovendo migração de canais em direção à região sudoeste, onde domina um sistema de drenagem anastomosado. Algumas das estruturas do Pleistoceno-Holoceno são seccionadas por falhas transcorrentes de direção NE-SW, constituindo exemplos da última manifestação tectônica na região e estão intimamente relacionados à reativação das falhas transcorrentes que operaram no Terciário Superior (Costa *et al.* 1996). Nesta última movimentação destaca-se a captura do baixo curso do Rio Tocantins, que desaguava diretamente no Rio Amazonas, provavelmente encaixado nas falhas-mestras da Bacia de Marajó, adjacentes ao Arco de Gurupá. Essa captura do Rio Tocantins é articulada principalmente pela propagação dos lineamentos Tocantins e Carapajó da Bacia de Marajó em direção ao Marajó Setentrional.

Segundo Mito⁸ *apud* Costa *et al.* (1996), a foz dos rios Amazonas e Tocantins estão relacionados à Zona Sismogênica de Belém, com epicentros na região de Belém e noroeste da Ilha de Marajó, indicando que a Bacia de Marajó e o Marajó Setentrional são áreas com movimentação tectônica atual.

⁸ Mito, J. A. Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil. Rio Claro: IGCE/UNESP, v. 2. (Tese de Doutorado).

Atualmente, a Ilha de Marajó apresenta um sistema hidrográfico composto por inúmeros rios, que constituem bacias hidrográficas interligadas, dentre as quais a mais importante é a do Rio Arari, não só pela sua extensão e volume que drena, como também pela sua importância sócio-econômica. A rede de drenagem da região Marajó Setentrional, segundo Bemerguy (1981), é esparsa, constituída por rios, em maioria de caráter temporário, e inúmeros lagos em região de Campos Naturais, contrastando com a região da Bacia de Marajó, a oeste, onde a rede de drenagem é densa e ativa, caracterizada por um entrelaç de furos e igarapés em região de mata fechada.

Esquemáticamente, a evolução do Marajó Setentrional está expressa na Figura 4.4.

No Cretáceo incidiu um regime essencialmente extensional, de caráter regional, que formou as primeiras falhas da Bacia de Marajó (sintéticas) com o posterior desenvolvimento de estruturas do tipo *roll-over* (Figura 4.4b). No Aptiano-Albiano, a partir da instalação de falhas antitéticas na Bacia de Marajó, o Marajó Setentrional começou a individualizar-se, funcionando como área-fonte para a bacia de Marajó e o proto-Atlântico (Figura 4.4c). No Cenomaniano, houve diminuição da magnitude dos movimentos extensionais na Bacia de Marajó, cessando os deslocamentos nas falhas normais (sintéticas e antitéticas) e intensificação do jogo de blocos ou compartimentos ao longo de transcorrências NE-SW, com possíveis rearranjos de sistemas de drenagem e articulação interna de blocos. No Terciário Superior houve a geração de novas falhas normais, provavelmente articuladas com os sistemas transcorrentes que se propagaram da Bacia de Marajó e os sistemas transcorrentes gerados no Cenozóico, e o Marajó Setentrional foi totalmente coberto pelo “Mar de Pirabas” (Figura 4.4d). No Pleistoceno-Holoceno houve formação de falhas transcorrentes dextrais E-W que se interligam através de falhas normais de direção NW-SE, NNW-SSE e N-S, quando ocorre o basculamento da Ilha de Marajó, promovendo migração de canais em direção à região sudoeste e a captura do baixo curso do Rio Tocantins, que desaguava diretamente no Rio Amazonas. Essa captura do Rio Tocantins é articulada principalmente pela propagação dos lineamentos Tocantins e Carapajó da Bacia de Marajó em direção ao Marajó Setentrional (Figura 4.4e).

4.3 ARCO DE TOCANTINS

O Arco de Tocantins é a feição estrutural positiva que separa a Bacia de Marajó das bacias de Grajaú e Parnaíba, alinhado na direção NE-SW e ligado aos eventos tectônicos decorrentes do processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial (Figura 4.1).

Segundo Campos & Lima (1987), o Arco de Tocantins se formou devido à orogenia de borda do Gondwana e admitem que no Permiano, um soerguimento no noroeste da Bacia do Parnaíba promoveu o início da configuração do futuro Arco de Tocantins, rompendo a ligação que havia entre as bacias do Amazonas e Parnaíba.

Góes *et al.* (1993) não corroboraram as propostas de Campos & Lima (1987), baseados na evidência de que não há *onlap* das camadas permo-carboníferas e nem afinamento das siluro-devonianas que possam justificar a presença de uma região já elevada no Permiano. Estes autores concluem que entre a deposição da Formação Corda (Jurássico Superior) e da Formação Codó, a área noroeste da Bacia do Parnaíba foi soerguida e submetida a uma fase de erosão intensa, que expôs a seção basal paleozóica. O controle deposicional da Formação Codó na região do Arco de Tocantins é uma clara evidência de que essa porção das bacias de Grajaú e Parnaíba subaflorante já era bastante elevada, devido ao *onlap* dessa unidade na direção noroeste. Para estes autores o soerguimento do Arco de Tocantins, a exemplo do Arco Ferrer-Urbano Santos, é resultante dos processos tectônicos responsáveis pela ruptura do Gondwana e posterior formação dos oceanos Atlântico Norte e Equatorial, e a partir do rifteamento das bacias destas margens, a Bacia do Parnaíba experimentou soerguimentos periféricos, funcionando como a ombreira noroeste da Bacia de Grajaú.

Nesse período, a região do Arco de Tocantins, já soerguido, funcionou como a ombreira noroeste da Bacia de Grajaú, assim como a Serra do Estrondo, 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.

O desenvolvimento do Arco de Tocantins no Terciário está intimamente ligado à tectônica que gerou a Serra do Tiracambu, dentro do regime de tectônica intraplaca, composto por feixes de falhas transcorrentes E-W desenvolvidos no Terciário Superior, que na Serra do Tiracambu foi responsável pela geração de dobras e cavalgamentos nos sedimentos da Bacia de Grajaú. O Arco de Tocantins, geograficamente, localiza-se a noroeste da Serra do Tiracambu, e apresenta

orientação preferencial paralela à do eixo das dobras da serra e perpendicular ao eixo compressivo σ_1 . Segundo Costa *et al.* (1996), deslocamentos horizontais ao longo dos feixes transcorrentes geraram áreas transtensivas e transpressivas alternadas. Góes *et al.* (1993) através da análise de linhas sísmicas, citam a presença de falhas inversas na região do Arco de Tocantins, gerando soerguimento, que podem ter sido geradas sob a tectônica do Terciário Superior. Nesse período, o Arco de Tocantins, junto com a Serra do Tiracambu, funcionou como barreira geográfica para o avanço do “Mar de Pirabas” no nordeste do Estado do Pará e como área-fonte de sedimentos para este mar.

No Quaternário a região do Arco de Tocantins foi submetida à tectônica que gerou estruturas como vários feixes de falhas transcorrentes dextrais E-W que se interligam através de falhas normais de direção NW-SE, NNW-SSE e N-S, correspondendo à última manifestação tectônica na região, intimamente ligada à reativação das falhas transcorrentes que operaram no Terciário Superior (Costa *et al.* 1996).

Esquemáticamente, a evolução do Arco de Tocantins está expressa na Figura 4.5.

A região do Arco de Tocantins no Paleozóico era uma área de conexão entre as bacias do Amazonas e Parnaíba, situação que permaneceu até o Permiano (Figura 4.5a). No Eocretáceo, inicia o soerguimento do Arco de Tocantins, através da tectônica responsável pela formação do Oceano Atlântico Equatorial e pela formação da Bacia de Grajaú. O arco funcionou como divisor entre as bacias de Bacia de Grajaú e Marajó, através de uma área fortemente soerguida, que sofreu intensa erosão através de um sistema de drenagens que desaguava no “Mar Codó”, a sudeste e na Bacia de Marajó, a noroeste (Figura 4.5b). No Terciário Superior a região nordeste do Estado do Pará foi invadida pelo “Mar de Pirabas”, que foi impedido de entrar mais para sudeste desta região por altos estruturais, como o Arco de Tocantins e Serra do Tiracambu (Figura 4.5c).

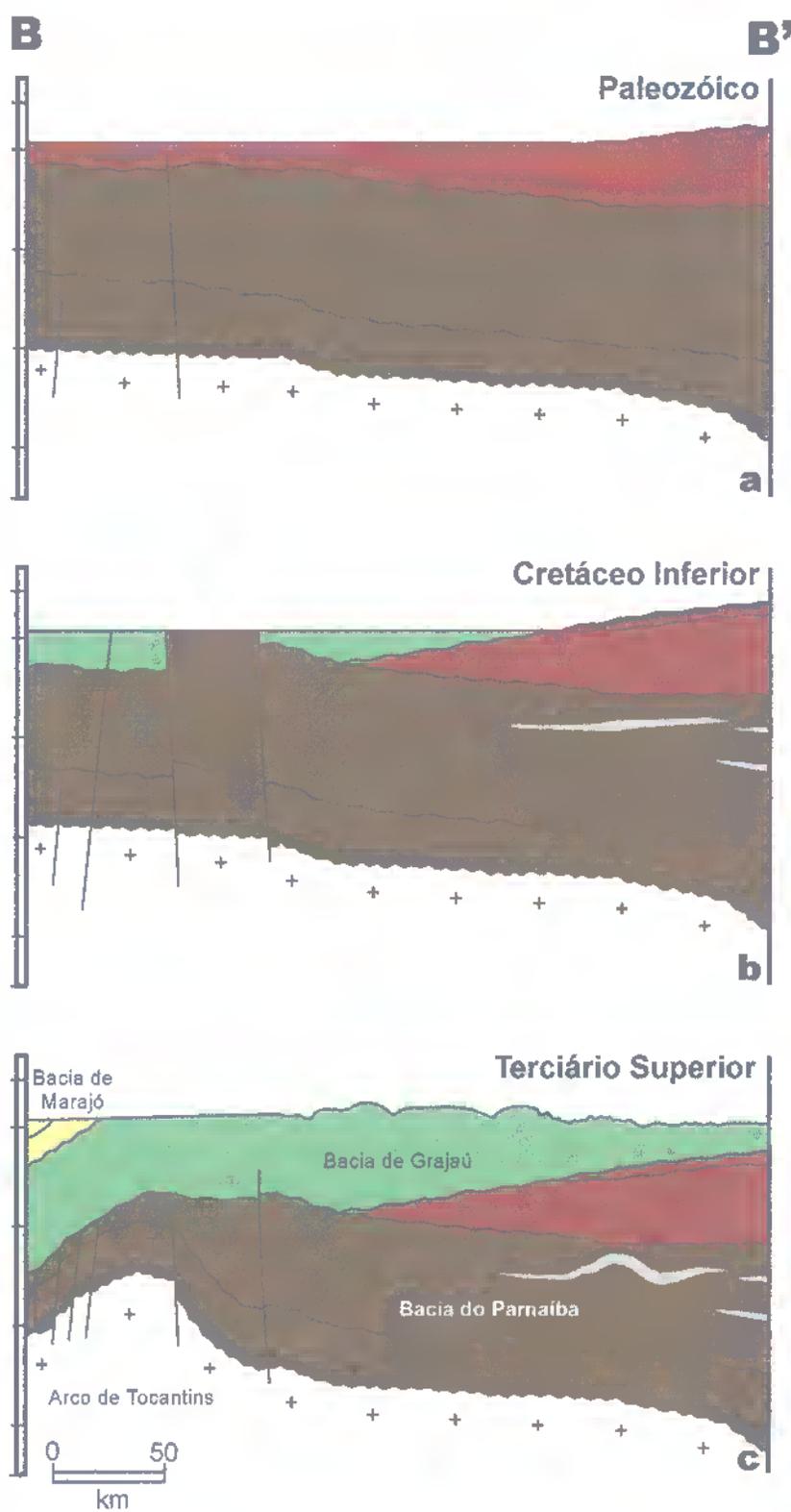


Figura 4.5: Evolução esquemática do Arco de Tocantins.

4.4 ARCO DE GURUPI

O Arco de Gurupi é a feição estrutural positiva que separa as bacias de Bragança-Viseu e São Luís, alinhado na direção NNE-SSW (Figura 4.1).

Segundo Igreja (1992), o Arco de Gurupi iniciou o processo de soerguimento no Eopaleozóico, baseado na presença de dobras e cavalgamentos na seqüência mais antiga encontrada na Bacia de Bragança-Viseu, que o autor considerou como a Seqüência Piriá-Camiranga, do Eopaleozóico. Atualmente, sabe-se que a seção basal desta bacia é composta pela Formação Bragança e Seqüência Codó-Grajaú (ver Capítulo III, item 3.2 e Figura 3.6), de idade aptiana. Portanto, utilizando o mesmo argumento deste autor, e ajustando a idade de incidência de tectônica nas rochas sedimentares mais antigas da bacia, considera-se aqui que o soerguimento deste arco iniciou no Aptiano/Albiano, dentro do contexto de formação das bacias Bragança-Viseu e São Luís e formação do Atlântico Equatorial. Igreja (1992) relata ainda que o soerguimento deste arco foi contínuo e alcançou até o Eoterciário, baseado no fato de ocorrer adelgaçamento da parte inferior da Formação Itapecuru e a ausência da Formação Pirabas e Grupo Barreiras na região do arco.

O Arco de Gurupi se prolonga para NE, alcançando a Plataforma Continental, que a segmenta em dois setores estruturalmente distintos, a Plataforma do Pará e a Plataforma de Ilha de Santana, assim como separa a Bacia Pará-Maranhão em setores ocidental e oriental (Igreja 1992; Coutinho 1988).

É formado por rochas do Cráton São Luís, parcialmente cobertas por rochas sedimentares das formações Codó-Grajaú e Itapecuru (Figura 4.6).

O Arco de Gurupi é caracterizado por alta complexidade estrutural, que Igreja (1992) interpretou como resultado de superimposição de movimentos verticais e horizontais em diferentes pulsos tectônicos.

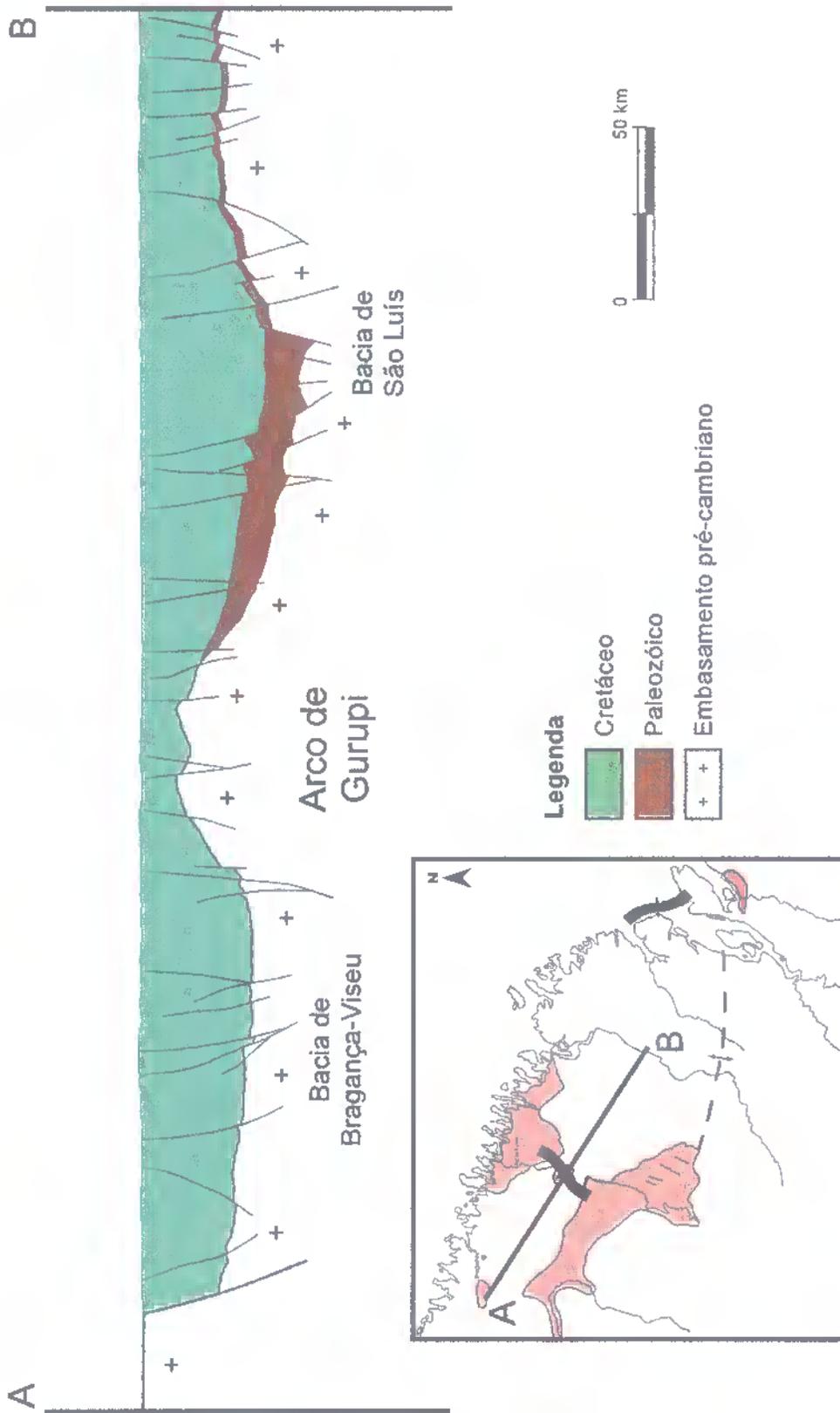


Figura 4.6: Seção geológica no Arco de Gurupi, desenhada a partir de interpretações de linhas sísmicas.

Esquemáticamente, a evolução do Arco de Gurupi está expressa na Figura 4.7.

No Eoaptiano, houve o início do rifteamento na Bacia de Bragança-Viseu, com deposição da Formação Bragança. A Bacia de São Luís ainda não havia se formado (Figura 4.7b).

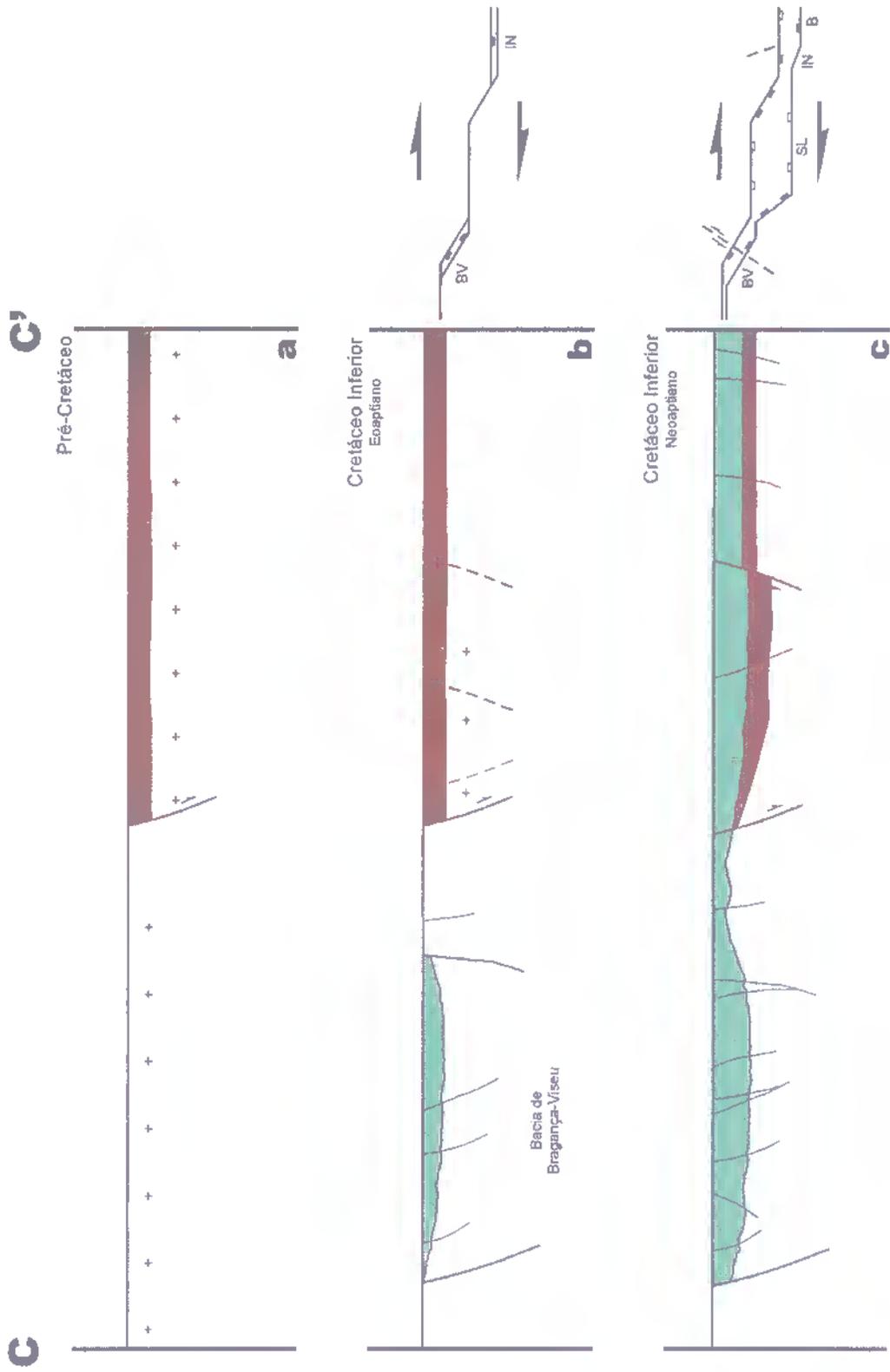
No Neoaptiano, começou a formação da Bacia de São Luís e a deposição da Seqüência Codó-Grajaú, nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís, inclusive na região do Arco de Gurupi e formação do “Lago Codó” em Bragança-Viseu e o “Mar Codó” em São Luís. O soerguimento do Arco de Gurupi pode ter ocorrido, ainda que de forma incipiente, após a deposição desta seqüência, com o aumento do rifteamento na região, devido ao fato da Seqüência Itapecuru Inferior não ocorrer sobre o arco, no intervalo entre o Neoaptiano e Eoalbiano. Nesse período, o Arco de Gurupi funcionou como divisor de águas, com drenagens instaladas no sentido WNW-ESE, desaguando nos dois corpos d’água (Figura 4.7c).

A partir do Eoalbiano, houve a deposição da Seqüência Itapecuru Inferior, no Arco de Gurupi e na Bacia de Bragança-Viseu, com sistemas de drenagens fluindo destas regiões para WSW, interagindo com o “Mar Itapecuru I”, que iniciava sua transgressão sobre a Bacia de São Luís. Ainda no Eoalbiano, 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 para o “Mar Itapecuru I”, sem mais deposição de sedimentos sobre o arco (Figura 4.7d).

A partir da metade do Albiano houve o retorno da sedimentação na Bacia de Bragança-Viseu e a regressão do “Mar Itapecuru I”, com predomínio de deposição de sedimentos continentais. 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. No final do Albiano houve o retorno de sedimentação na Bacia de Bragança-Viseu e uma nova ingressão marinha na Bacia de São Luís, com o “Mar Itapecuru II”. O Arco de Gurupi, nesse período, continuava sofrendo erosão sob clima predominantemente tropical (Figura 4.7e). No final do Albiano e a partir do Cenomaniano, houve a completa parada de deposição nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís.

A partir do Terciário Superior, foi retomada a deposição na Bacia de Bragança-Viseu, com a ingressão parcial do “Mar de Pirabas” e sedimentação de carbonatos da Formação Pirabas e arenitos da Formação Barreiras, com a posterior regressão deste mar. A região do Arco de Gurupi não recebeu sedimentos dessa seqüência sedimentar, funcionando como barreira geográfica para a ingressão deste mar, representando sinais de soerguimento ainda no Terciário Superior.

ARCO DE GURUPI



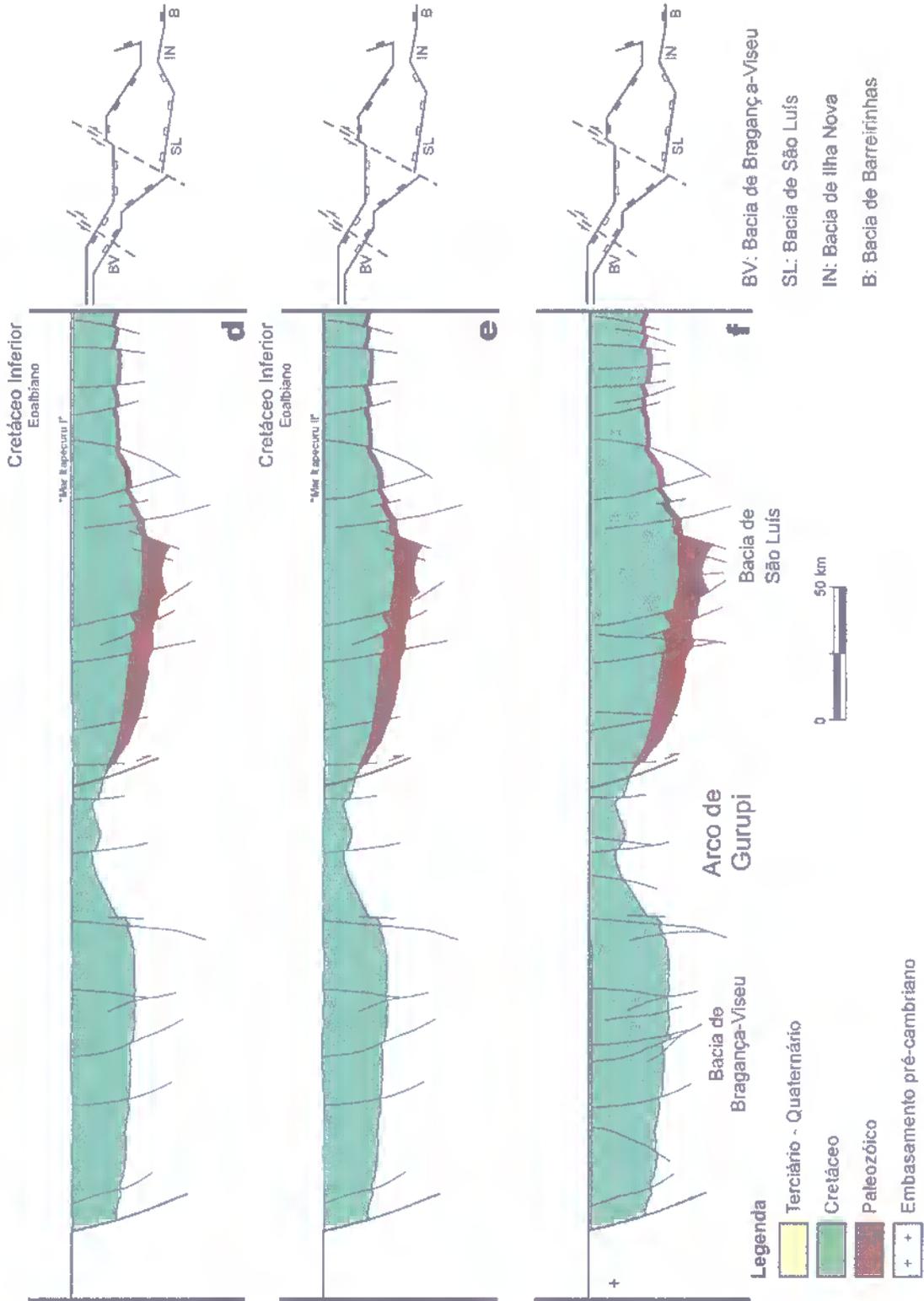


Figura 4.7: Evolução esquemática da região do Arco de Gurupi.

4.5 ARCO FERRER-URBANO SANTOS

O Arco Ferrer-Urbano Santos é a feição estrutural positiva que separa a Bacia de São Luís da Bacia de Grajaú, alinhada na direção E-W (Figura 4.1).

Este arco foi definido através de pelo menos cinco maneiras diferentes, que não necessariamente coincidem no espaço.

A definição original, de Linsser & Castro⁹ *apud* Azevedo (1991), é baseada em dados gravimétricos e considerou que o arco foi individualizado por alinhamentos de anomalias positivas Bouguer que contornam o Sistema de Grábens Gurupi e a Bacia de Barreirinhas a sul.

A proposta de Rezende & Pamplona (1970) sugere que o segmento oeste do arco atravessaria o centro da Bacia de São Luís, assumindo que o limite erosional das rochas paleozóicas deveriam estar a sul do arco e que a Bacia de São Luís não se desenvolveu com as outras bacias do Sistema de Grábens Gurupi, mas apenas no Neocretáceo.

A proposta de Campos & Lima (1987) é baseada em estudos geológicos de superfície e dados sísmicos e relaciona as linhas de charneira das anticlinais do embasamento, imageadas por perfis sísmicos e amarra lineamentos conhecidos do embasamento ao longo da borda sudeste das bacias. Nesta visão, a linha de charneira é desenhada sobre a Plataforma de Sobradinho até os altos de Bacaba e Rosário e estende-se até o alinhamento de embasamento a sudeste da região do Rio Gurupi, ao longo da borda sul da Bacia de São Luís.

Uma quarta proposta foi apresentada por Góes *et al.* (1993), baseada em dados sísmicos e magnéticos, em que o Arco Ferrer-Urbano Santos seria formado por duas feições estruturais distintas: o Arco Ferrer e o Arco Urbano Santos, com evoluções semelhantes, mas separadas no espaço. O Arco Ferrer se estenderia desde a região do Rio Gurupi até o Alto de Rosário, de direção WNW-ESE separando a Bacia de Grajaú da Bacia de São Luís e; o Arco de Urbano Santos, de direção NW-SE a sudoeste, virando para E-W a nordeste, que separa a Bacia de Grajaú da Bacia de Barreirinhas.

Algumas hipóteses foram propostas para explicar a origem e o desenvolvimento desta feição estrutural, todas baseadas na tectônica de ruptura do Gondwana e formação do Atlântico Sul e Norte-Equatorial (Góes *et al.* 1993).

⁹ Linsser, H. & Castro, P J. M. 1963. Problemas da interpretação da gravimetria na Bacia de Barreirinhas. 102-1870. (Relatório Interno).

Segundo Rabinowitz & La Brecque (1979), o Arco Ferrer-Urbano Santos teria sua origem relacionada ao processo de abertura do Atlântico Sul, com compressão na costa norte brasileira causada pela rotação anti-horária da África em relação à América do Sul.

Caputo (1988) criticou o modelo de Rabinowitz & La Brecque (1979), relatando que o arco encontra-se a mais de 350 km do contato crosta continental-crosta oceânica, onde deveria ocorrer maior concentração de esforços devido ao suposto choque com a placa africana.

Azevedo (1991) relatou que o soerguimento se deu de forma linear, gerando o arco durante o Neocomiano, pois não há registro de rochas desta idade em ambos os lados do arco. Este autor explica o fato de, nos dias atuais, a linha de charneira do arco cruzar o limite erosional das rochas paleozóicas, considerando o arco como uma feição dinâmica, onde o eixo de soerguimento na Bacia de São Luís migrou para sul com o tempo.

Litologicamente, este arco é formado por rochas pré-cambrianas, provavelmente do Cráton São Luís e Cinturão Tentugal, e rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Parnaíba, cobertas por rochas sedimentares cretáceas da Formação Itapecuru, que afloram na região (Figura 4.8).

Esquemáticamente, a evolução do Arco Ferrer-Urbano Santos está expressa na Figura 4.9.

No Eocretáceo (Neocomiano), houve o soerguimento inicial do arco, expondo sedimentos paleozóicos e o embasamento, que sofreram intensa erosão e serviram como fonte de sedimentos para as bacias adjacentes (Figura 4.9b). Segundo Azevedo (1991), alguns milhares de metros de rocha podem ter sido erodidas no Arco Ferrer-Urbano Santos, por estar associado a zonas de cisalhamento subverticais neoproterozóicas.

No Aptiano, após o evento erosional principal, houve subsidência na região do arco assim como na Bacia de Grajaú e no Sistema de Grábens Gurupi, com a deposição da Seqüência Codó-Grajaú (Figura 4.9c). Na Bacia de Grajaú e na sub-bacia de Pinheiro, na Bacia de São Luís a subsidência é lenta. E nas bacias de Bragança-Viseu, Ilha Nova e gráben Maracaçumé da Bacia de São Luís, a subsidência é relativamente rápida. A Seqüência Codó-Grajaú não é encontrada em todo o Arco Ferrer-Urbano Santos, o que leva a concluir que a região do arco no Aptiano estava parcialmente emersa e a conexão entre o “Mar Codó” na Bacia de São Luís e na Bacia de Grajaú era feita por um estreito canal, provavelmente instalado em falhas de transcorrentes atuantes no arco e nas bacias, como a da região do Alto de Rosário, que separa as bacias de São Luís e Ilha Nova.

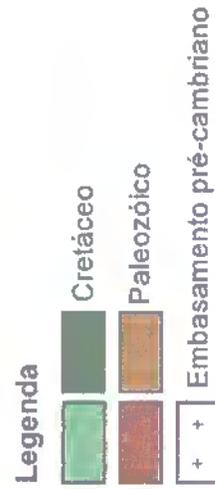
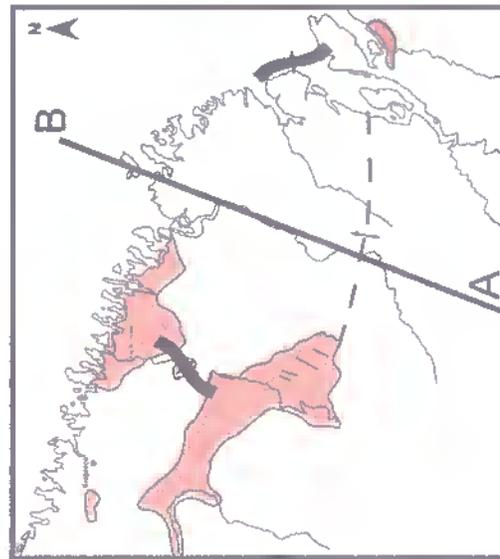
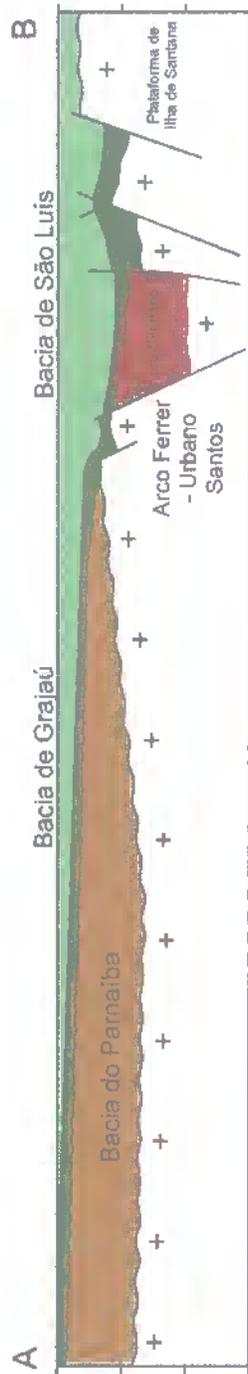
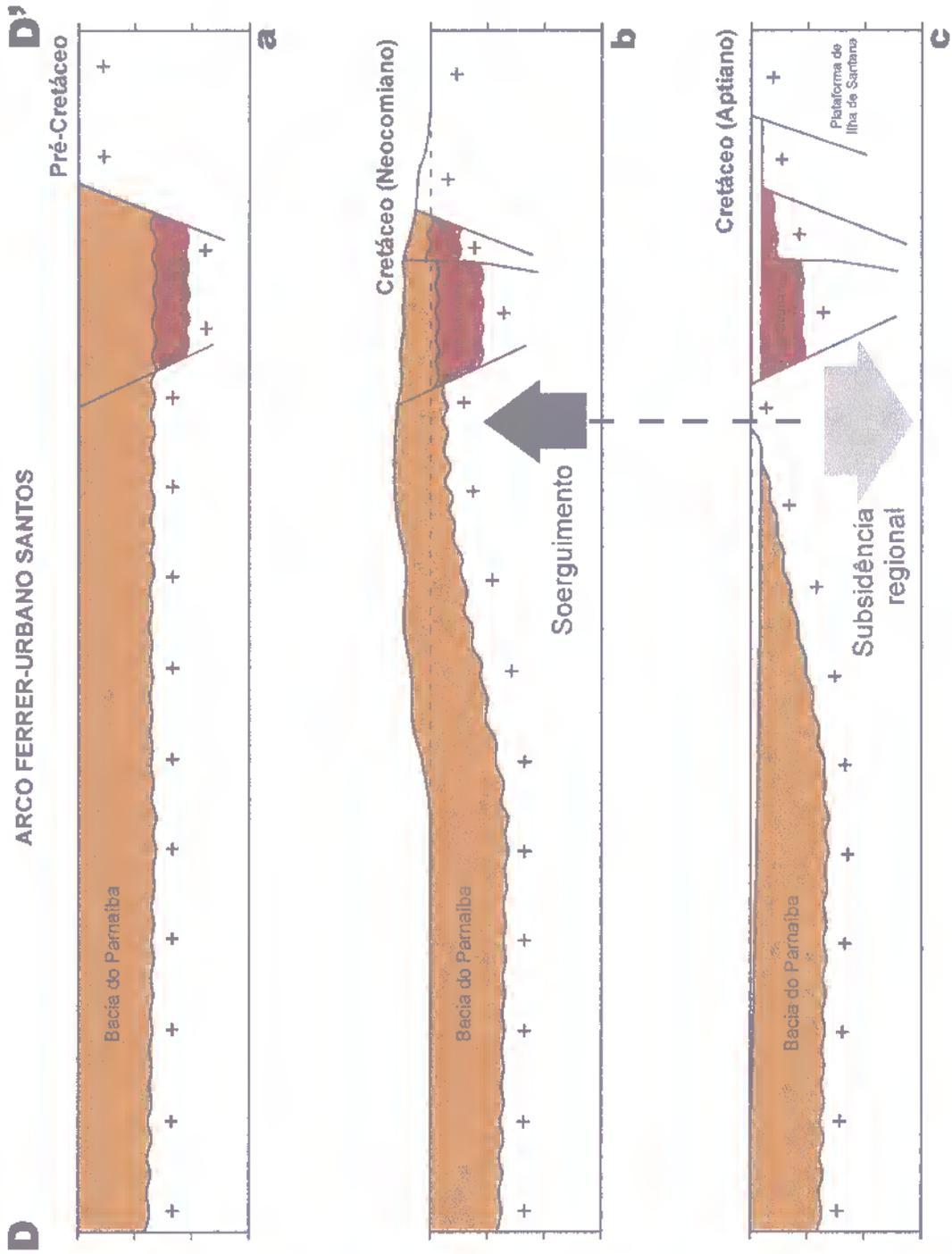


Figura 4.8: Seção geológica no Arco Ferrer-Urbano-Santos (AZEVEDO 1991).

No Albiano, altas taxas de subsidência dominaram no Sistema de Grábens Gurupi e na região do Arco Ferrer-Urbano Santos. Nesse período houve a deposição da Seqüência Itapecuru Inferior, no Sistema de Grábens Gurupi e na Bacia de Grajaú (Figura 4.9d).

O Arco Ferrer-Urbano Santos sofreu erosão até o final do Albiano, com a rápida transgressão do “Mar Itapecuru II”, que regrediu ainda no final desse período (Figura 4.9e).

Após o Albiano, com o Arco-Ferrer-Urbano Santos coberto por rochas sedimentares da Seqüência Itapecuru Superior (último registro sedimentar na região), passou a funcionar como fonte de sedimentos para o Oceano Atlântico que estava se formando a norte e para áreas adjacentes (Figura 4.9f).



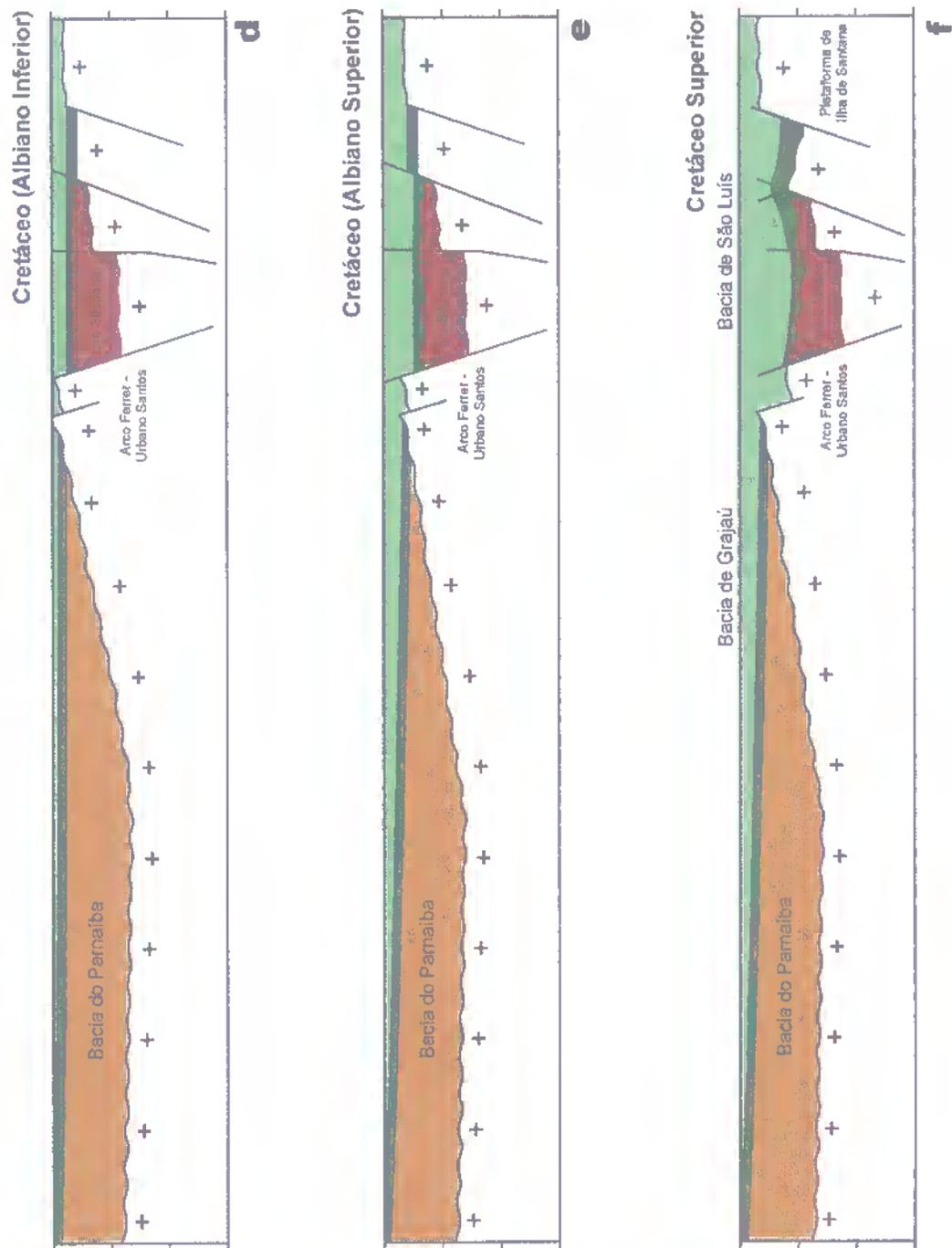


Figura 4.7: Evolução esquemática da região do Arco Ferrer-Urbano Santos.

4.6 SERRA DO TIRACAMBU

A Serra do Tiracambu está localizada nas regiões leste do Estado do Pará e oeste do Maranhão e possui uma área de aproximadamente 36.000 km² (Figura 4.1).

A evolução da Serra do Tiracambu foi discutida por diversos autores. Destaca-se aqui os seguintes trabalhos.

Borges *et al.* (1995a) discutiram a instalação da Bacia de Grajaú e a paleogeografia do Cretáceo na região. Dividiram a área norte e nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão em três compartimentos: Noroeste, Nordeste e Centro-Sul. O compartimento Noroeste compreende as sub-bacias de Limoeiro, Cameté e Mocajuba, da Bacia de Marajó; o compartimento Nordeste inclui as bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova e; o compartimento Centro-Sul, onde está inserida a Serra do Tiracambu, corresponde à Bacia de Grajaú, que é limitada a norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, a sul e sudeste pelo Arco de Xambioá-Teresina, constituído essencialmente por rochas paleozóicas da Bacia do Parnaíba e a Oeste pela Serra do Estrondo, onde se concentram as falhas normais mestras que controlaram a instalação do preenchimento sedimentar nesta região.

Borges *et al.* (1995b) identificaram, na região nordeste do Estado do Pará, vários conjuntos de estruturas relacionadas a dois movimentos. O mais antigo, do Mioceno-Plioceno gerou dois compartimentos estruturais distintos: compartimento sul, caracterizado por dobras de dimensões métricas a quilométricas com eixos orientados na direção N40-70E, cavalgamentos e falhas inversas, que se expressam no relevo através de um sistema de serras alongadas na direção NW-SE e com cotas de até 500 m.; compartimento norte que corresponde, estruturalmente, à bacia onde se instalaram os sedimentos da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, caracterizada por falhas normais listricas e planares orientadas na direção NW-SE. O evento tectônico mais novo, do Pleistoceno Médio-Holoceno gerou seis feixes principais de falhas transcorrentes dextrais E-W que interagem através de falhas normais de direção NW-SE e incidiu a norte da Serra do Tiracambu, em direção ao litoral.

Costa *et al.* (1996) descrevem que esta região é formada por um compartimento transpressivo instalado no Terciário Superior, com forma de um romboedro, limitado a norte e a sul por feixes de falhas transcorrentes E-W dextrais. No centro há a presença de dobras de dimensões métricas a quilométricas, com eixos orientados na direção N40-70E.

Segundo Borges *et al.* (1997), a Serra do Tiracambu se formou através da inversão da Bacia de Grajaú, desde o Paleogeno, após a calmaria tectônica que originou o perfil laterítico maduro, através de dois pulsos de inversão (transpressão e transtensão) decorrentes da propagação de sistemas transcorrentes dextrais E-W.

Bemerguy *et al.* (2001) relatam que as estruturas neotectônicas que formaram a Serra do Tiracambu correspondem a falhas transcorrentes dextrais E-W, vinculadas a dobras e falhas reversas de direções NNE-SSW e ENE-WSW do Terciário Superior. Estas são cortadas por falhas normais N-S e NW-SE do Quaternário.

Litologicamente, a Serra do Tiracambu é formada por rochas sedimentares da Bacia de Grajaú (ver item 3.3) (Rezende & Pamplona 1970; Azevedo 1991; Góes & Coimbra 1996; Borges *et al.* 1997) e por depósitos de fluxo gravitacional correlacionáveis aos sedimentos Pirabas/Barreiras, que se estendem até o Quaternário (Borges *et al.* 1997). Estes depósitos são formados, em geral, por argilas variegadas, silte e areia fina, com ou sem seixos, nódulos e concreções de ferro, decorrentes de fluxo gravitacional de lama e areia, vinculados a um sistema subaéreo (Espírito Santo 1999).

Estruturalmente, a Serra do Tiracambu foi formada totalmente dentro do regime de tectônica intraplaca (Hasui 1990), marcado por sistemas transcorrentes dextrais E-W (Costa & Hasui 1997) que articularam dois pulsos de inversão (transpressão e transtensão) da Bacia de Grajaú. 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 Sequência 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).

Esquemáticamente, a evolução da Serra do Tiracambu está expressa na Figura 4.10.

A Serra do Tiracambu é uma feição morfoestrutural formada pela inversão da Bacia do Grajaú. Durante a instalação desta bacia, no Eocretáceo, a região funcionou como área de sedimentação, provavelmente de áreas altas da época, como a Serra do Estrondo, Cráton São Luís e Cinturão Tentugal, Plataforma de Ilha de Santana e Bacia do Parnaíba. Nesta época houve o

predomínio de sistemas fluviais, com algumas transgressões marinhas.

No Cretáceo Superior - Terciário Inferior vários pulsos extensionais na Bacia de Grajaú proporcionaram a instalação da Formação Ipixuna, com sistemas fluviais interagindo com importante transgressão marinha na Bacia de Marajó (Figura 4.10a).

No Terciário Inferior a Médio o primeiro pulso transpressivo promoveu soerguimento e recuo considerável da linha de costa, seguido do desenvolvimento do perfil laterítico bauxítico (Figura 4.10b).

No Terciário Médio a Superior houve a inversão da Bacia de Grajaú, com soerguimento da região e a formação do relevo serrano através do segundo pulso transpressivo, que formou dobras e cavalgamentos de direções NE-SW e ENE-WSW (Figura 4.10c).

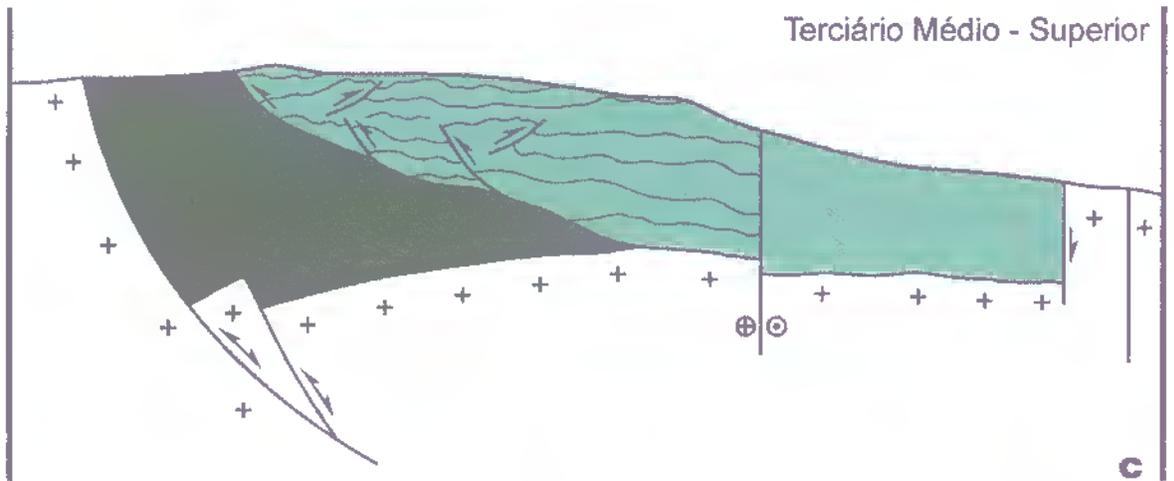
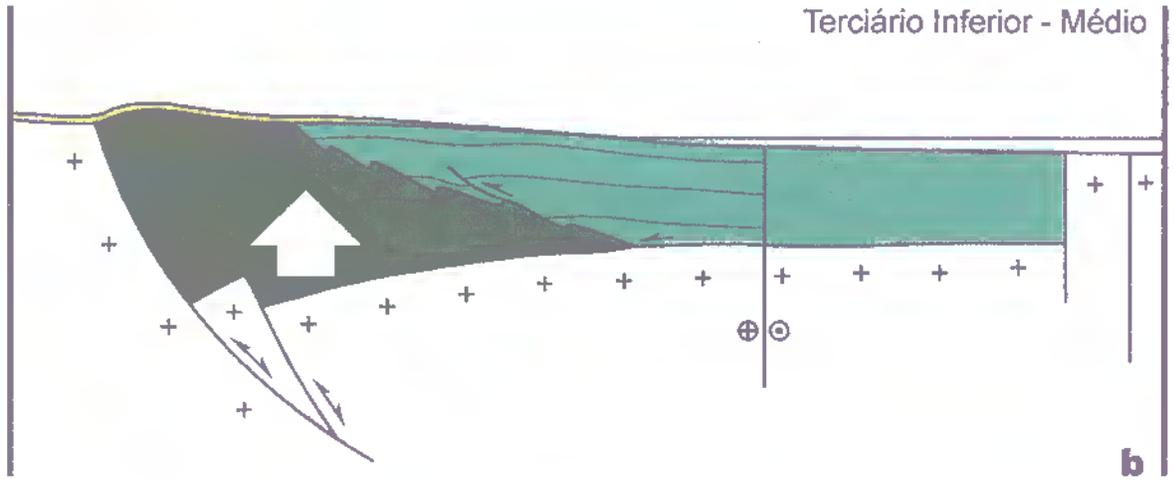
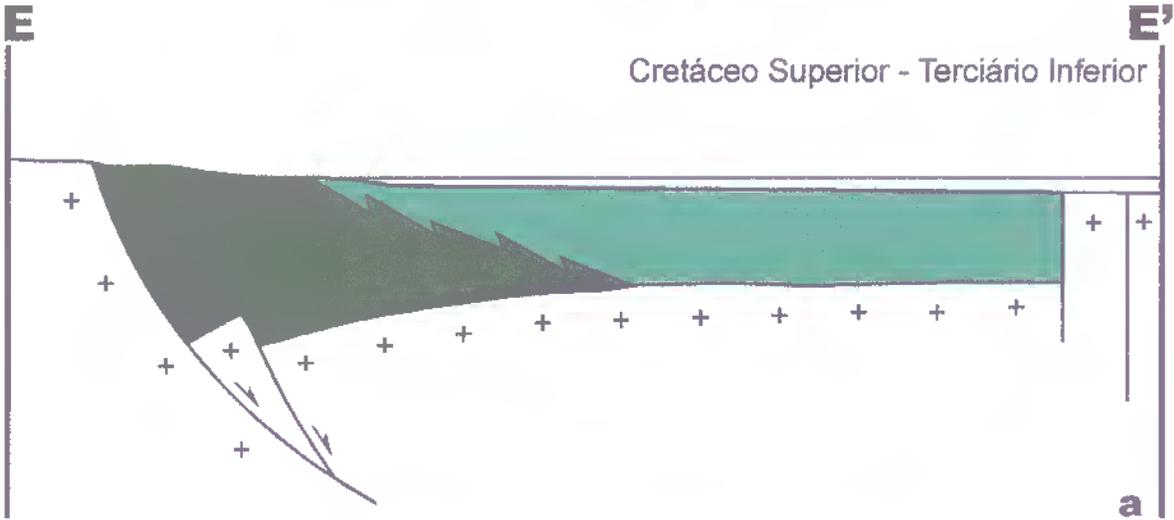
No Terciário Superior houve a instalação do primeiro pulso transtensivo, que gerou falhas normais planares que limitam grábens e semigrábens orientados na direção NW-SE, preenchidos por depósitos de fluxo de detritos cronocorrelatos à Sequência Pirabas-Barreiras do Mioceno-Plioceno (Borges *et al.* 1997). Nesta época a região deixou de ser área de sedimentação, para formar, junto com os outros elementos soerguidos, área-fonte para outras bacias, principalmente para a “Bacia de Pirabas”, assim como para as bacias São Luís, Bragança Viseu e para o Oceano Atlântico Equatorial. A Serra do Tiracambu, junto com a Serra do Estrondo, o Arco de Tocantins e o Arco de Gurupá, serviu de anteparo geográfico durante a transgressão do Mar de Pirabas, impedindo que este mar penetrasse mais para o interior do continente (Figura 4.10d).

No Terciário Superior - Pleistoceno Inferior ocorreu o terceiro pulso transpressivo, impondo deformações nas coberturas do Oligo-Mioceno e promovendo soerguimento, seguido de dissecação e estabilidade tectônica, que resultou na formação do perfil laterítico imaturo (Figura 4.10e).

No Pleistoceno Inferior houve a formação de uma segunda geração de falhas normais, formadas pelo segundo pulso transtensivo, impondo desnivelamentos nos depósitos do Terciário Inferior, sendo responsável pelo modelamento da paisagem atual (Borges *et al.* 1997).

No Pleistoceno Superior/Holoceno houve a instalação de dois conjuntos de falhas normais: um de direções N-S e NNW-SSE e outro de direção NW-SE articulado por falhas transcorrentes E-W, que truncam as estruturas dos dois pulsos anteriores (Borges *et al.* 1995; Borges *et al.* 1997) e controlam a paisagem atual (Figura 4.10f).

SERRA DO TIRACAMBU



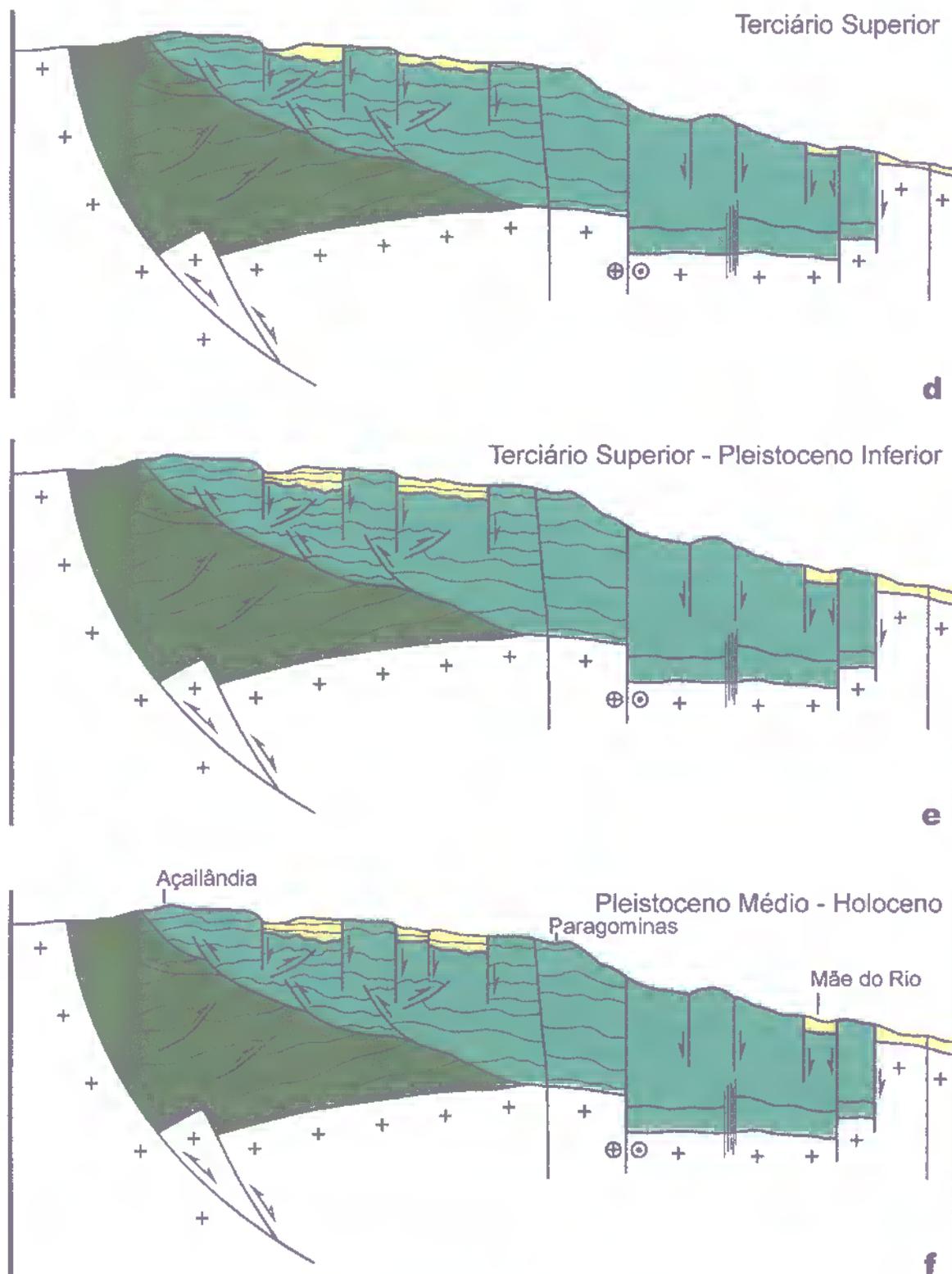


Figura 4.10: Evolução esquemática da Serra do Tiracambu.

4.7 SERRA DO ESTRONDO

A Serra do Estrondo é formada por rochas do Cinturão Araguaia, que aflora entre o Cráton Amazônico a oeste e pela Bacia do Parnaíba a leste, orientado na direção N-S e englobando na sua constituição rochas metassedimentares reunidas no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu & Hasui 1978), além de corpos máficos e ultramáficos. Na parte leste do cinturão, ocorrem porções de gnaisses migmatizados do Complexo Colméia (Costa 1980) e a sudeste, gnaisses de alto grau (Complexo Porto Nacional). A evolução estrutural do Cinturão Araguaia, segundo Costa & Hasui (1990), é entendida através de dois movimentos principais. O primeiro movimento gerou zonas de cisalhamento tangenciais, com mergulhos suaves para leste, as quais impuseram imbricação generalizada nos diversos conjuntos rochosos e forte transposição. Zonas de cisalhamento transcorrentes, orientadas na direção NW-SE e interpretadas como rampas laterais, acompanharam o desenvolvimento do sistema imbricado de zonas de cisalhamento tangenciais, sendo responsáveis pelo desenvolvimento de dobras no sistema imbricado inicial e soerguimento de rochas do embasamento na parte interna do cinturão. A esses movimentos associa-se uma lineação de estiramento inclinada para SE, indicando transporte de massas rochosas de SE para NW. O segundo movimento foi transcorrente sinistral, gerando o Lineamento Transbrasiliano.

Borges *et al.* (1995a) discutiram o desenvolvimento da Bacia de Gajau e definiram que a Serra do Estrondo funcionou, no Cretáceo, como ombreira desta bacia, através da instalação de falhas normais N-S que controlaram a instalação do preenchimento sedimentar nesta região. Nessa época, na região da Serra do Estrondo, estava instalado um sistema fluvial na parte oeste, com fluxo para ESE e E, interagindo com expressiva massa d'água, o "Mar Codó".

Segundo Costa *et al.* (1996), a Serra do Estrondo compõe o divisor das bacias hidrográficas dos rios Araguaia e Tocantins e é caracterizada por feixes de falhas normais N-S fortemente inclinadas para oeste e para leste, com movimentos verticais associados, as quais são destacadas por extensos trechos retilíneos do Rio Araguaia e de seus principais afluentes. O controle estrutural dos rios Araguaia e Tocantins é dado pelo Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, formado por falhas normais N-S inclinadas para oeste e leste. O sistema que mergulha para oeste é denominado Sistema Distensivo Vanderlândia e os sistemas que mergulham para leste são denominados sistemas distensivos Estreito-São José e Itauéiras-Rejeitado e seus rejeitos

respondem pelo conjunto de elevações da Serra do Estrondo e pelo deslocamento dextral dos sistemas transcorrentes. O desenvolvimento desse cinturão distensivo, seus sistemas e o conseqüente soerguimento da Serra do Estrondo resultou da reativação das falhas normais do Cretáceo durante a atuação dos movimentos transcorrentes dextrais no Terciário Superior e no Quaternário.

Bemerguy *et al.* (2001) relatam que a Serra do Estrondo está relacionada ao deslocamento de falhas normais N-S, que controlam fortemente o curso dos rios Araguaia e Tocantins, interpretadas como reativação de falhas normais durante o evento extensional do Cretáceo-Terciário Inferior.

Esquemáticamente, a evolução da Serra do Estrondo está expressa na Figura 4.11.

No Cretáceo Inferior, houve a formação de falhas normais planares N-S fortemente inclinadas para leste, que controlaram a instalação da Bacia de Grajaú, desenvolvidas pela reativação parcial do Cinturão Araguaia e da Bacia do Parnaíba e falhas de transferência dextrais e sinistrais, orientadas preferencialmente na direção NE-SW. Nesse período a região da Serra do Estrondo, ainda não fortemente soerguida, funcionou como área fonte de sedimentos para a Bacia de Grajaú, com sistema de drenagem desenvolvido segundo o padrão N-S e NE-SW, controlado pelas estruturas em formação no período. O sistema de drenagem primário deveria correr de S e SE para NW em direção à Bacia de Marajó, de acordo com as falhas normais N-S e o secundário deveria desaguar na Bacia de Grajaú, no “Mar de Codó”, segundo as falhas de transferência NE-SW. Estes movimentos estão relacionados ao evento de formação do Oceano Atlântico Equatorial e intimamente ligados à instalação da Bacia de Marajó a nordeste, e o Sistema de Grábens Gurupi a norte (Figura 4.11a, b).

No Terciário Superior e Quaternário houve a atuação de tectônica transpressiva a leste da Serra do Estrondo, o que gerou dobras e cavalgamentos orientados nas direções NW-SE e ENE-WSW (Serra do Tiracambu), com limites norte e sul correspondendo a feixes de falhas transcorrentes dextrais E-W, que afetam as seqüências sedimentares da Bacia de Grajaú e o perfil laterítico maturo, bauxítico-fosfático. O feixe de transcorrência sul estende-se por mais de 350 km, passando pelas cidades de Imperatriz e Marabá e impõe anomalias em cotovelo no baixo curso dos rios Araguaia e Tocantins, que configuram o “Bico de Papagaio”. Esta tectônica está relacionada ao soerguimento principal da Serra do Estrondo, através da reativação das falhas normais geradas no Cretáceo, cujos rejeitos formaram o conjunto de elevações da Serra do

Estrondo, articuladas pelas falhas transcorrentes dextrais. A partir do Terciário Superior, a Serra do Estrondo passa a funcionar como divisor das bacias hidrográficas dos rios Araguaia e Tocantins (Figura 4.11c).

SERRA DO ESTRONDO

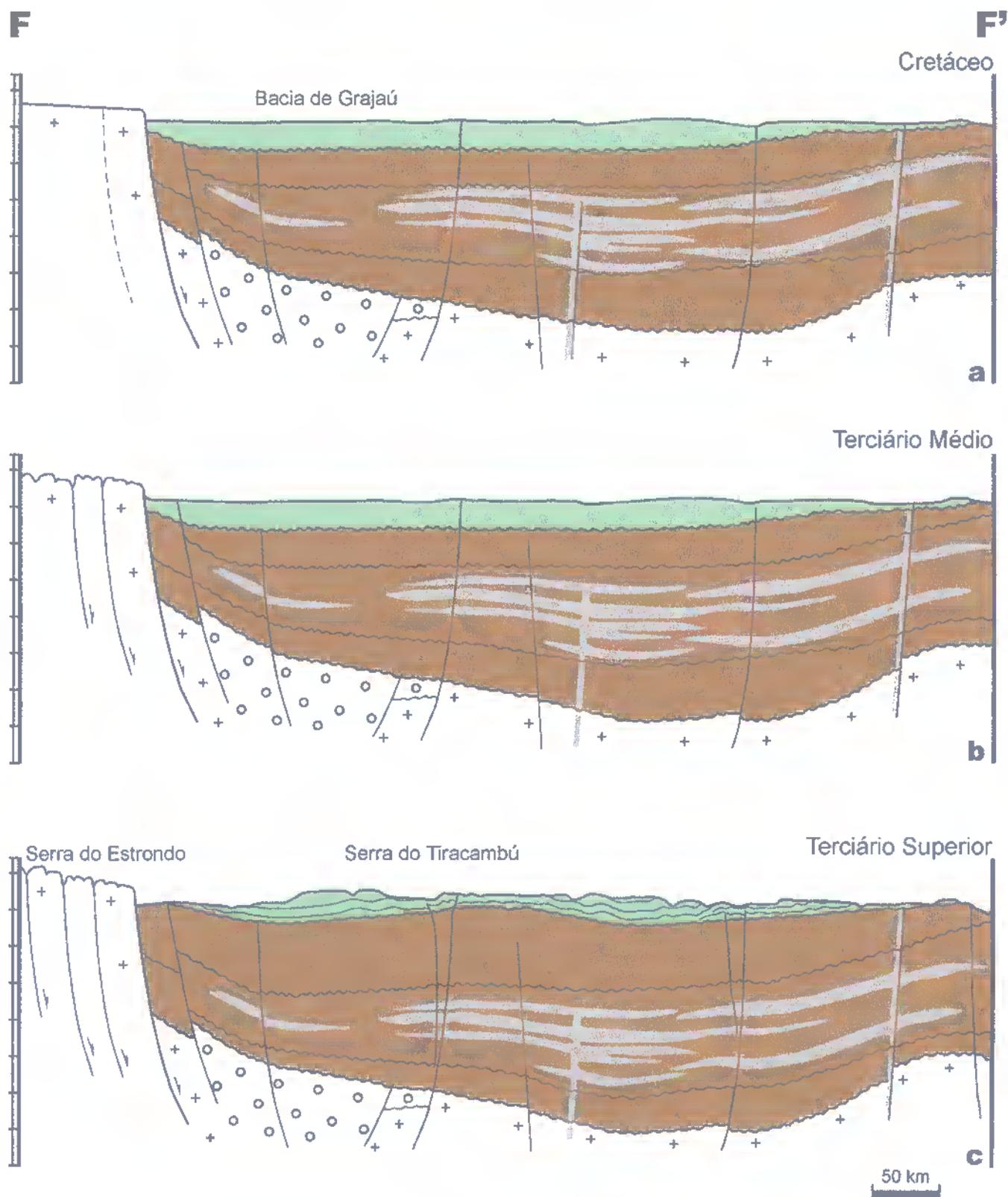


Figura 4.11: Evolução esquemática da Serra do Estrondo.

5 EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

A história mesozóica da área investigada começa no Juro-Triássico, através da fragmentação do Pangea e início da formação do Oceano Atlântico Norte, com a deriva do segmento litosférico que evoluiu para a formação da América do Norte, e a propagação de falhas para a região da Bacia de Marajó.

Antes da deriva ter começado há cerca de 210 M.a., o Pangea compreendia, na sua porção norte a Laurásia, a partir da qual se individualizaram a América do Norte e a Eurásia, e na sua porção meridional o Gondwana, onde se individualizaram a América do Sul, África, Antártica, Austrália e Índia.

No Paleozóico, a região de Marajó funcionou, em parte, como um canal por onde o mar penetrou para dentro do Gondwana, em direção às bacias do Amazonas e Parnaíba.

O desenvolvimento da Bacia de Marajó começou no Juro-Triássico, com a fragmentação do Pangea, a partir da instalação de um regime extensional de baixa intensidade na região de Marajó resultando na formação de falhas normais sintéticas, de direções NW-SE e NNW-SSE, inclinadas para NE, que controlaram o desenvolvimento do Arco de Gurupá, que funcionou como a ombreira principal e provavelmente forneceu grande parte dos sedimentos que preencheram os depocentros da bacia. O soerguimento 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 aqueles vinculados a sistemas fluviais e leques aluviais. Os principais sistemas fluviais originaram-se na área do Arco de Gurupá, foram controlados por falhas de transferência/compartimentais e fluíram em direção à Bacia de Marajó, ao proto-Atlântico Norte e à Bacia do Amazonas. Parte dos sedimentos provenientes destas áreas altas ficaram, provavelmente, confinados às proximidades das falhas mestras da Bacia de Marajó, onde grande parte deles deve ter sido depositada por processos gravitacionais (Figura 5.1).

JURÁSSICO SUPERIOR

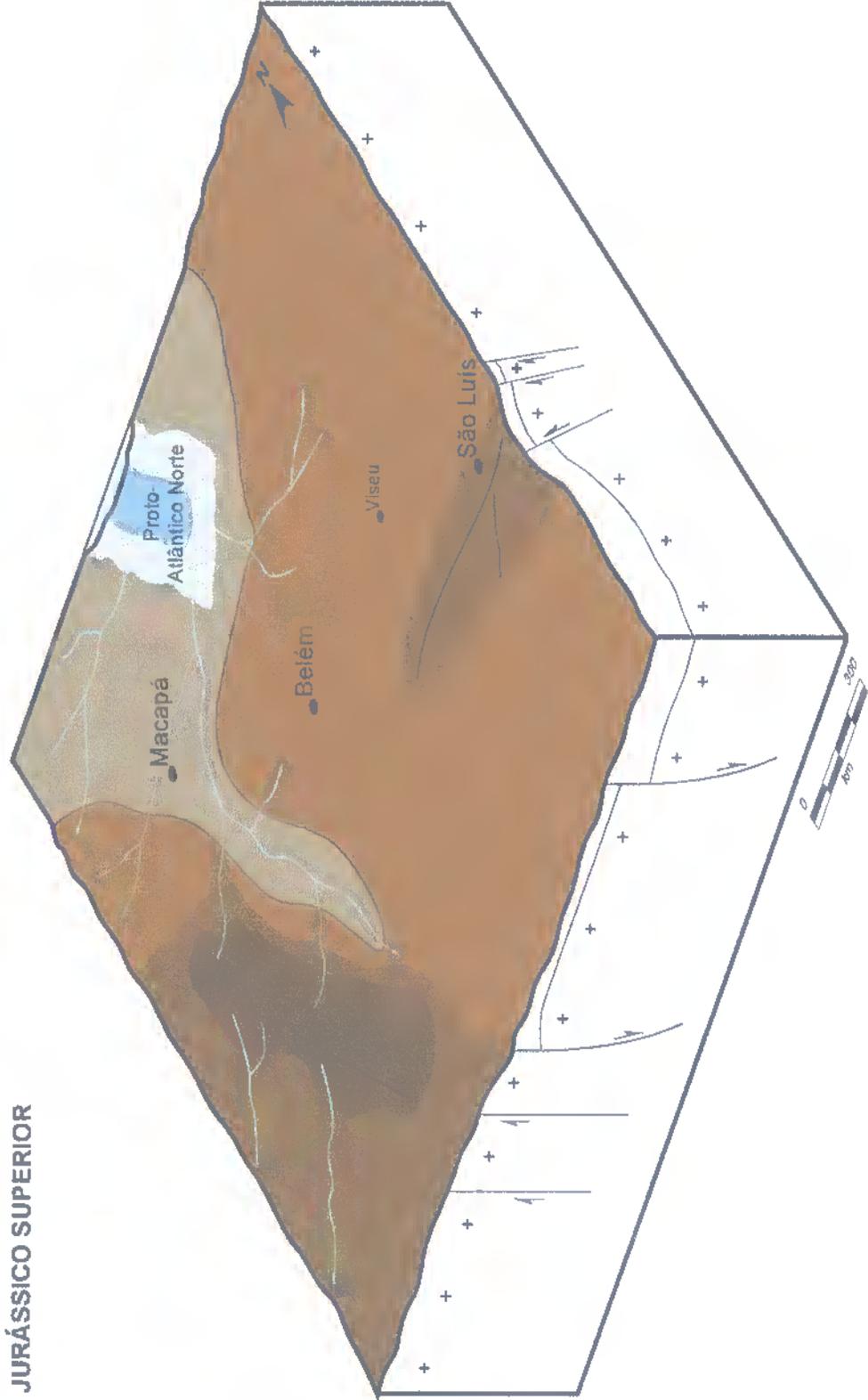


Figura 5.1: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Jurássico Superior.

No Eocretáceo, na porção leste do arco, houve o desenvolvimento de estruturas tipo *roll-over*, devido à progressiva propagação das falhas normais sintéticas para nordeste na Bacia de Marajó (Villegas 1994).

A leste da Bacia de Marajó, no Neocomiano, iniciou o soerguimento do Arco Ferrer-Urbano Santos, expondo sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba, sedimentos pré-silurianos e o embasamento cristalino, que sofreram intensa erosão e serviram como área fonte de sedimentos para os depocentros adjacentes.

A região de Marajó Setentrional começou a individualizar-se no Aptiano, a partir da instalação de falhas antitéticas na Bacia de Marajó, estabelecidas pela contínua ampliação da bacia. Essas falhas incidiram principalmente na sub-bacia de Limoeiro, como sistemas de falhas lítricas e planares inclinadas para oeste, com pequenos rejeitos e posturas subhorizontais, em profundidades rasas. Nessa fase, o Marajó Setentrional começou a funcionar também como área-fonte de sedimentos para a Bacia de Marajó e o proto-Atlântico, no Aptiano-Albiano.

No Aptiano, o mar penetrou na Bacia de Marajó e alcançou a porção noroeste das sub-bacias de Cameté e Mocajuba. Este evento aconteceu, provavelmente, pela ampliação geral da bacia e devido ao fato da zona de transcorrência de Mexiana começar a funcionar como um corredor de ligação entre o páleo-Amazonas e o proto-Atlântico. O avanço marinho ocorreu por uma calha estrutural formada por falhas normais sintéticas, inclinadas para NE e um sistema de falhas antitéticas. Tratava-se de um mar interior com limites bem retilíneos, separado do proto-Atlântico Equatorial por um bloco continental que corresponde ao Marajó Setentrional.

A paisagem montanhosa deveria predominar nas áreas adjacentes aos depocentros, considerando-se a grande espessura dos pacotes sedimentares depositados na Bacia de Marajó e os rejeitos da ordem de vários quilômetros ao longo das 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 e marinho marginal (Formação Breves), e na Bacia do Amazonas incidiam sistemas de leques e planícies aluviais (Formação Alter do Chão), que interagiam com os sistemas marinhos do proto-Atlântico.

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.

No Eoaptiano, começou o rifteamento nas áreas das bacias de Bragança-Viseu e Ilha Nova, seguido pela deposição dos sedimentos da Formação Bragança e início do desenvolvimento do Sistema de Grábens Gurupi. Nesse período, a Bacia de São Luís ainda não havia sido individualizada.

Ainda no Aptiano, o Arco de Tocantins se individualizou, antes da deposição da seqüência Codó-Grajaú na Bacia de Grajaú e Sistema de Grábens Gurupi, durante o estágio de ampliação da Bacia de Marajó, e funcionou como a ombreira noroeste da Bacia de Grajaú, assim como a Serra do Estrondo, 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 (Figura 5.2).

No Neoaptiano, houve subsidência regional na região do Arco Ferrer-Urbano Santos, com a formação da Bacia de São Luís e da Bacia de Grajaú, e deposição da Seqüência Codó-Grajaú, nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís, 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 (Figura 5.3).

A formação da Bacia de Grajaú está vinculada à instalação de falhas normais N-S, a partir da reativação da estruturas do Cinturão Araguaia, responsáveis pelo início do soerguimento da Serra do Estrondo, que funcionou, junto com o Arco de Tocantins, como a ombreira desta bacia. Na região da Serra do Estrondo, 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 e início do Albiano aconteceu o início do soerguimento do Arco de 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, desaguando nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís, e interagindo com o proto-Atlântico Equatorial. A partir do Eoalbiano, houve a deposição da Seqüência Itapecuru Inferior, na área do Arco de Gurupi e 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. Ainda no Eoalbiano, 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.

CRETÁCEO (APTIANO INFERIOR)

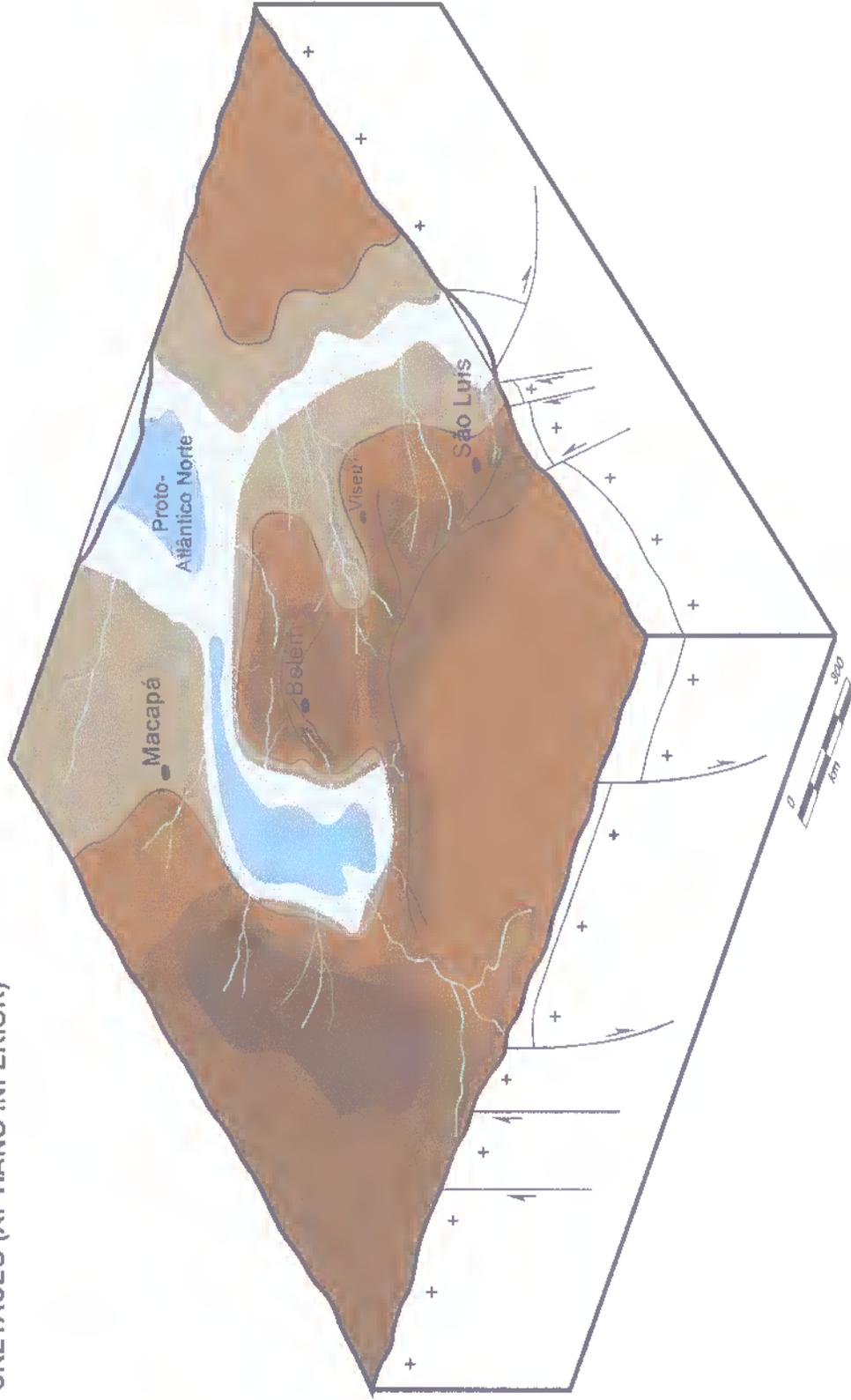


Figura 5.2: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Aptiano Inferior.

CRETÁCEO (APTIANO SUPERIOR)

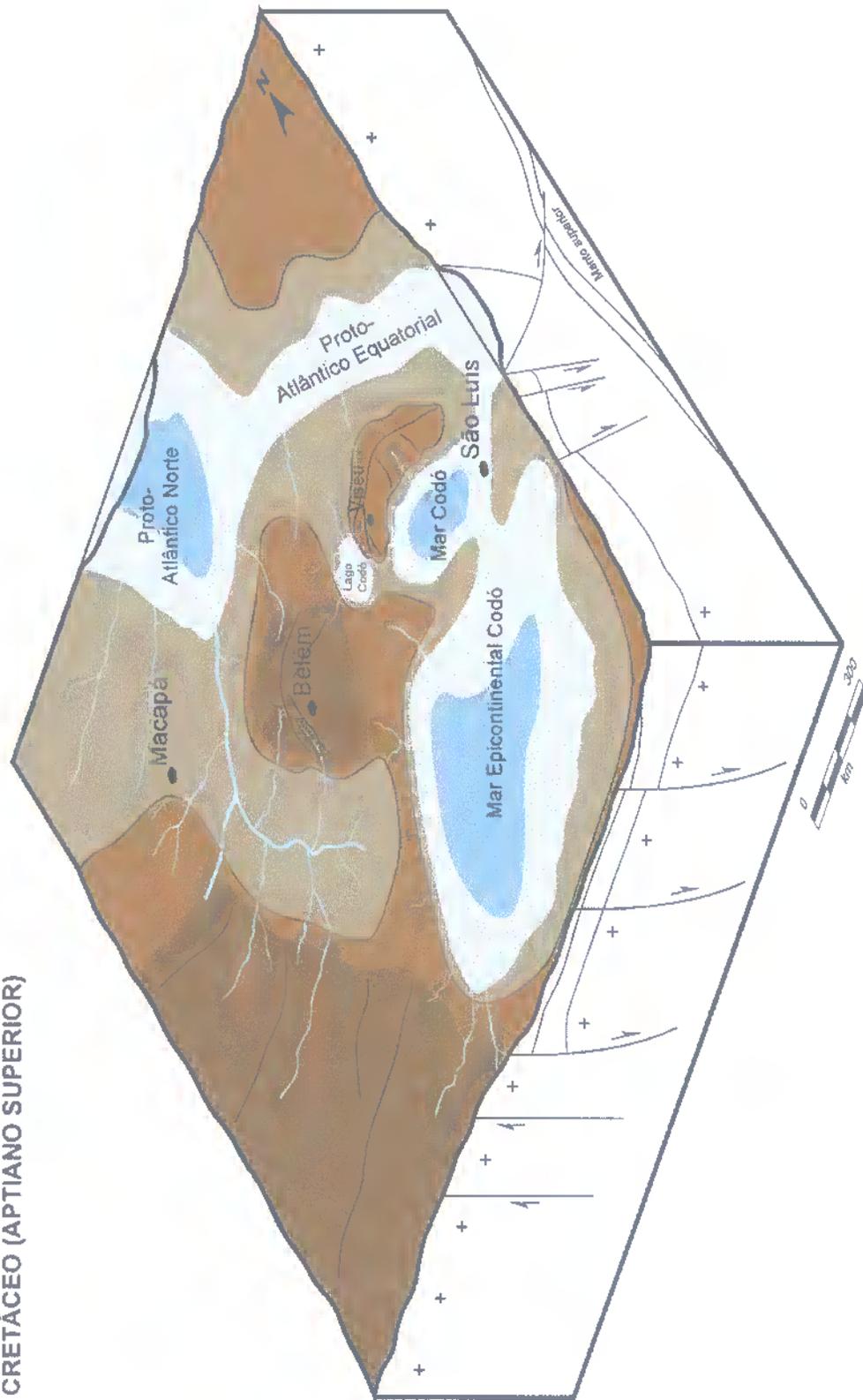


Figura 5.3: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Aptiano Superior.

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 demais depocentros adjacentes na área ocupada pelo proto-Atlântico Equatorial.

A partir da 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 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. Dominava na região sistemas de drenagens de direção ESE-WNW, fluindo para E e 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 (Figura 5.4).

No Cretáceo Superior (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 interagiam 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.

CRETÁCIO (ALBIANO)

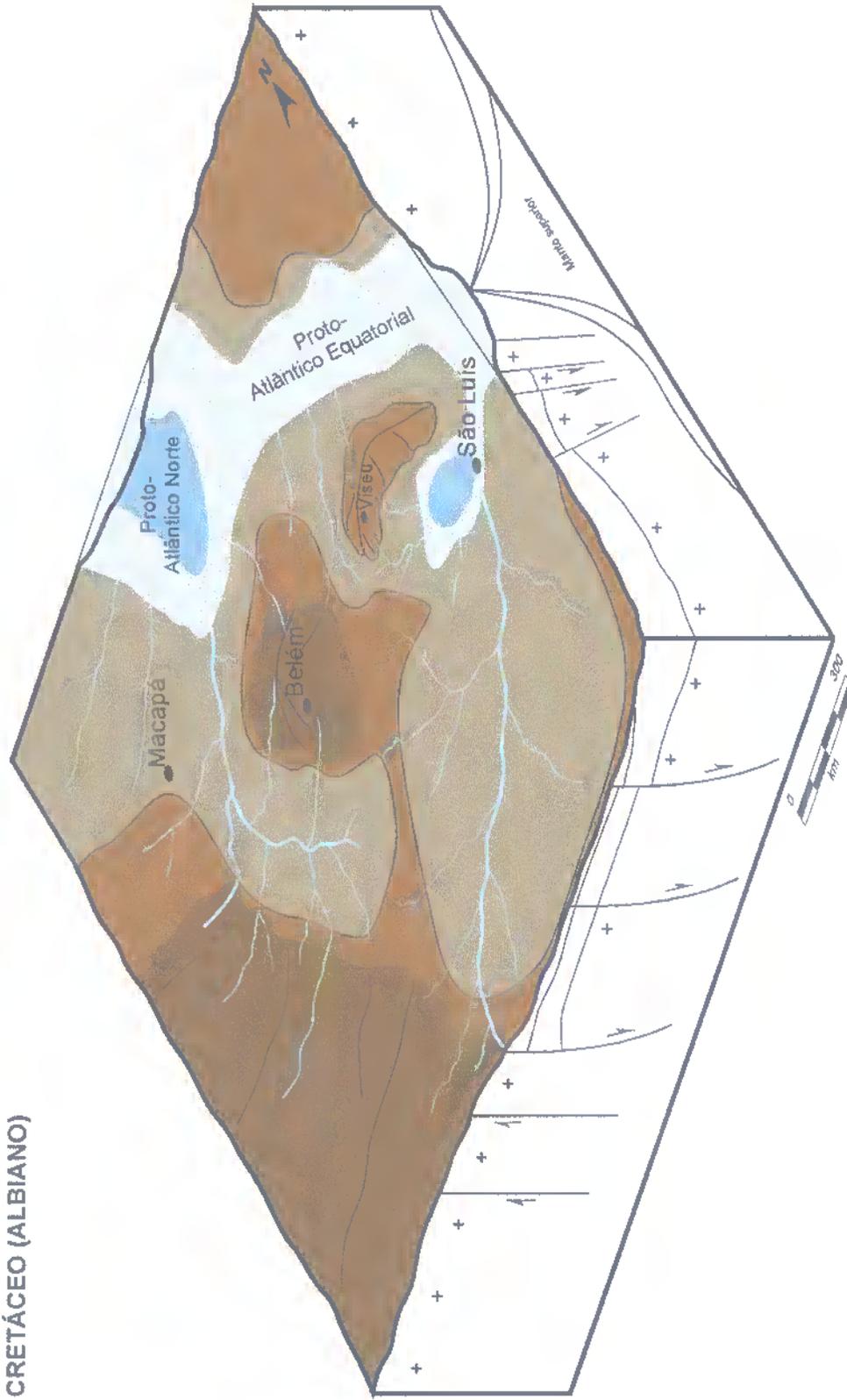


Figura 5.4: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Albiano.

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 da formação 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.

Durante o Cretáceo Superior - Terciário Inferior a região do Arco de Gurupá foi submetida a movimentos subsidentes, onde se instalou o pacote sedimentar do Cretáceo-Terciário e a geração de falhas normais NW-SE, falhas lítricas e reativação de falhas transcorrentes do Paleozóico na Bacia do Amazonas (Figura 5.5).

No Terciário Inferior (Eoceno) ocorreu outro evento de transgressão marinha na Bacia de Marajó, que alcançou a porção noroeste da sub-bacia de Cametá, evidenciado pela presença de glauconita na porção inferior da Formação Marajó, assim como por sedimentos que indicam ambientes de planícies de marés e níveis de argila negra com alto teor de matéria orgânica, representando possíveis depósitos de mangue. Esse período de deposição cobriu parcialmente os arcos de Gurupá e Tocantins e o Marajó Setentrional, ultrapassando os limites da bacia, já praticamente assoreada. Nesse período, a região experimentou clima tropical úmido, evidenciado por *red beds* sem evaporitos, na Bacia do Amazonas.

Esta era a única região onde ainda ocorria deposição de sedimentos, no início do Terciário. As outras regiões experimentavam erosão, vinculada a sistemas de drenagens. Na região do Sistema de Grábens Gurupi e na Bacia de Grajaú, estes sistemas tinham direção NE-SW e N-S e desaguavam diretamente no Oceano Atlântico, que se expandia mais expressivamente (Figura 5.6).

CRETÁCEO SUPERIOR

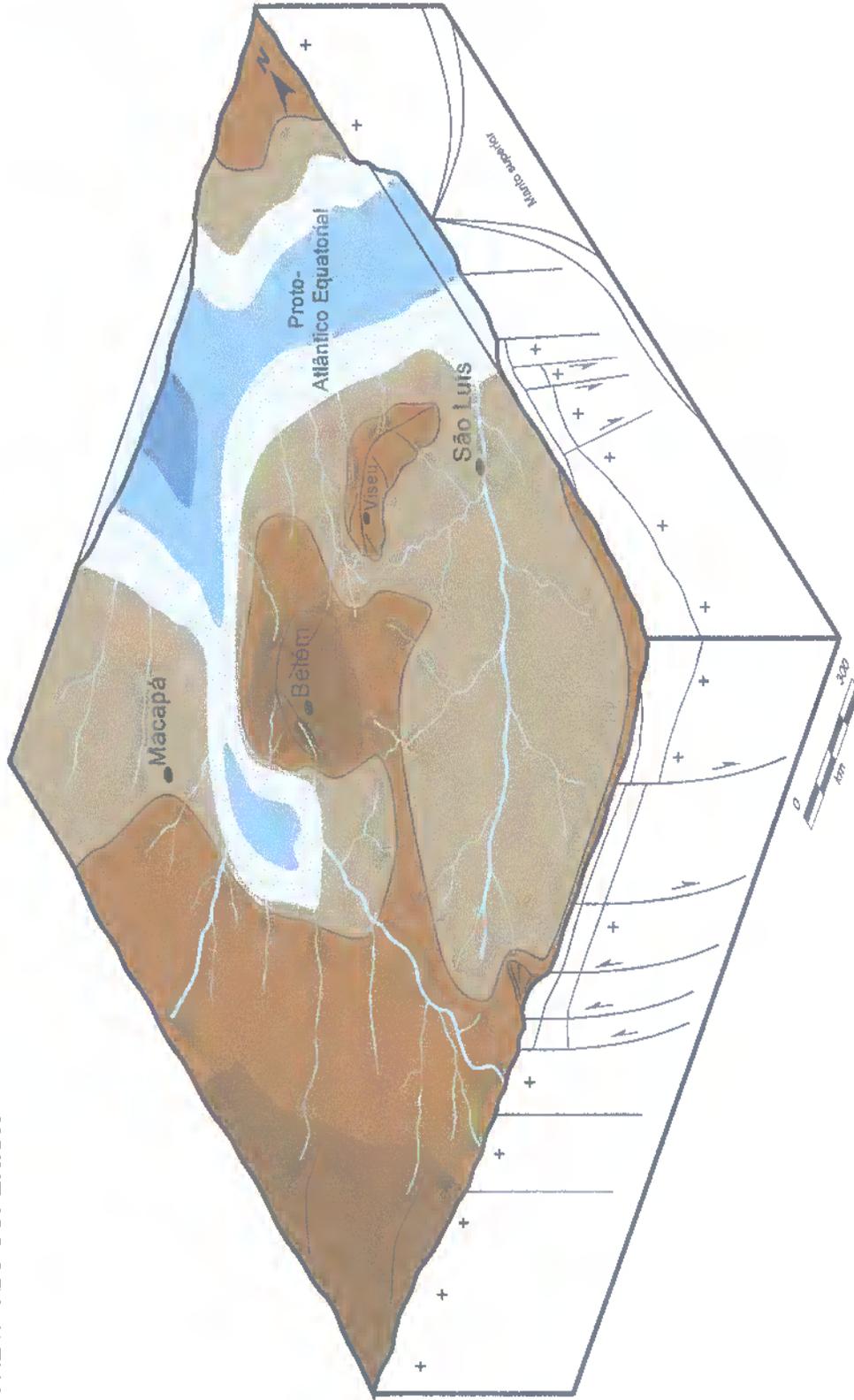


Figura 5.5: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Cretáceo Superior.

TERCIÁRIO INFERIOR

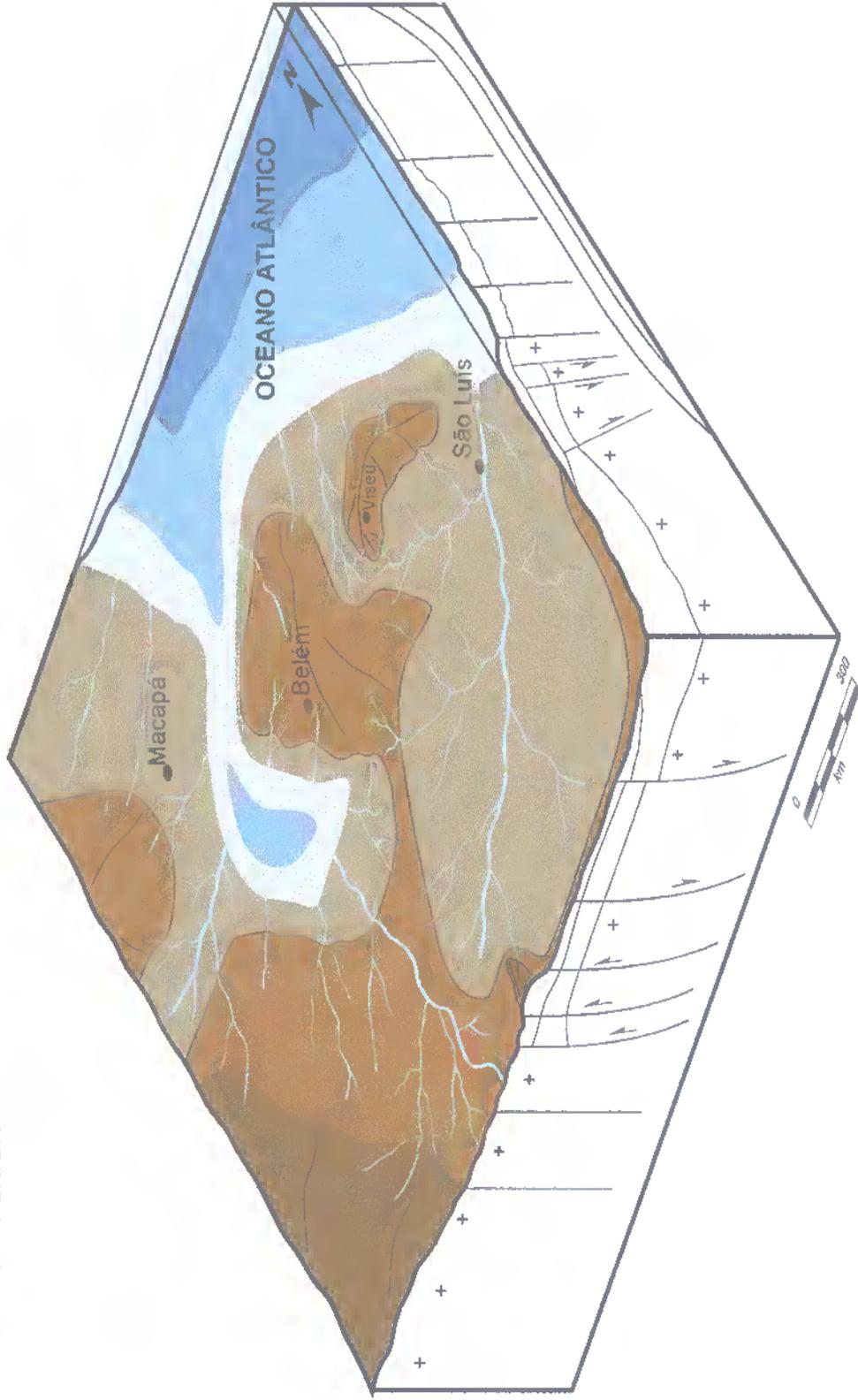


Figura 5.6: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Terciário Inferior.

O intervalo Eoceno-Oligoceno marcou a fase mais intensa de colisão entre as placas Sul-Americana e Nazca, resultando na instalação da cadeia andina. A ascensão gradual dos Andes pode ter promovido distintas etapas na reorganização dos cursos fluviais, uniformizando os sistemas de drenagem do páleo-Amazonas e páleo-Solimões, que passaram a se dirigir para ENE, no sentido do Oceano Atlântico, modelando o relevo e servindo como fonte de sedimentos para a Bacia de Marajó. O Oceano Atlântico já apresentava uma configuração muito próxima da atual.

A partir do Mioceno, com o final da interação das placas da América do Sul e África, incidiu, na região, o regime de tectônica intraplaca, marcado por sistemas transcorrentes dextrais E-W. Estes sistemas transcorrentes respondem pelos dois pulsos de inversão (transpressão e transtensão) da Bacia de Grajaú. No pulso transpressivo formaram-se dobras e cavalgamentos de direções NE-SW e ENE-WSW, que resultaram na inversão do relevo com o soerguimento da região e a formação da Serra do Tiracambu e; falhas normais planares que limitam grábens e semigrábens orientados na direção NW-SE e preenchidos por depósitos de fluxo de detritos cronocorrelatos à Sequência Pirabas-Barreiras, do Mioceno-Plioceno. Ao mesmo tempo em que a Serra do Tiracambu estava sendo ampliada, a noroeste, estavam se formando falhas normais, de direção NW-SE, na região do Arco de Gurupá, Bacia de Marajó e Marajó Setentrional, o que promoveu a ingressão do “Mar de Pirabas” na região. Estas falhas articularam-se através de falhas transcorrentes NE-SW, da Bacia de Marajó e que compartimentaram o Marajó Setentrional. A Serra do Tiracambu e o Arco de Gurupá, nesse período, funcionaram como anteparos à transgressão do “Mar de Pirabas” e como áreas-fonte de sedimentos.

O Marajó Setentrional deixou de ser área fonte de sedimentos a partir do Mioceno, quando toda esta região, entre a zonas transcorrentes Arari e o Arco de Tocantins e a Plataforma do Pará/Ilha de Santana foi abatida, ficando submersa pelo “Mar de Pirabas” e Oceano Atlântico.

Nessa época, sistemas fluviais importantes, como o Páleo-Amazonas e Páleo-Tocantins interagem com o “Mar de Pirabas”, desaguando diretamente em um mar raso e aberto, com conexão com o Oceano Atlântico.

Não houveram modificações expressivas na forma do litoral, caracterizado por rias alongadas na direção NE-SW, alternadas com enseadas voltadas para noroeste e norte. Este evento é caracterizado pelo avanço do mar, com extensão de 150 km, a partir da atual linha de costa, dentro do continente, na região nordeste do Pará, resultando em consideráveis mudanças na paisagem litorânea.

Ainda a partir da tectônica atuante no Mioceno, ocorreu a captura do baixo curso dos rios Tocantins e Araguaia, vinculados ao feixe transcorrente E-W, que se estende por mais de 350 km, passando pelas cidades de Imperatriz e Marabá, resultando na formação do “Bico de Papagaio”, na confluência destes rios. Este evento responde pelo soerguimento principal da Serra do Estrondo, através da reativação das falhas normais geradas no Cretáceo, articuladas pelas falhas transcorrentes dextrais. A partir do Terciário Superior, a Serra do Estrondo passa a funcionar como divisor das bacias hidrográficas dos rios Araguaia e Tocantins.

No extremo NW do Estado do Maranhão, houve a geração de falhas normais de direção NW-SE e inclinadas para NE, que limitam um depocentro preenchido por sedimentos do Grupo Barreiras e falhas transcorrentes de direção NE-SW que controlam as rias da região. Nessa época, o litoral já era caracterizado por rias e apresentava-se mais a sul da linha de Costa atual, dominada por elementos orientados na direção NE-SW (Figura 5.7).

Com o soerguimento dos Andes e o rearranjo das drenagens do Páleo-Amazonas e Páleo-Solimões, estes rios passam a correr para leste, desaguando no “Mar de Pirabas”, contribuindo, juntamente com outros importantes rios da região, como o Tocantins, a gradual regressão deste mar, com a deposição dos clásticos transicionais do Grupo Barreiras, a partir do Plioceno-Pleistoceno Inferior (Figura 5.8).

MIOCENO

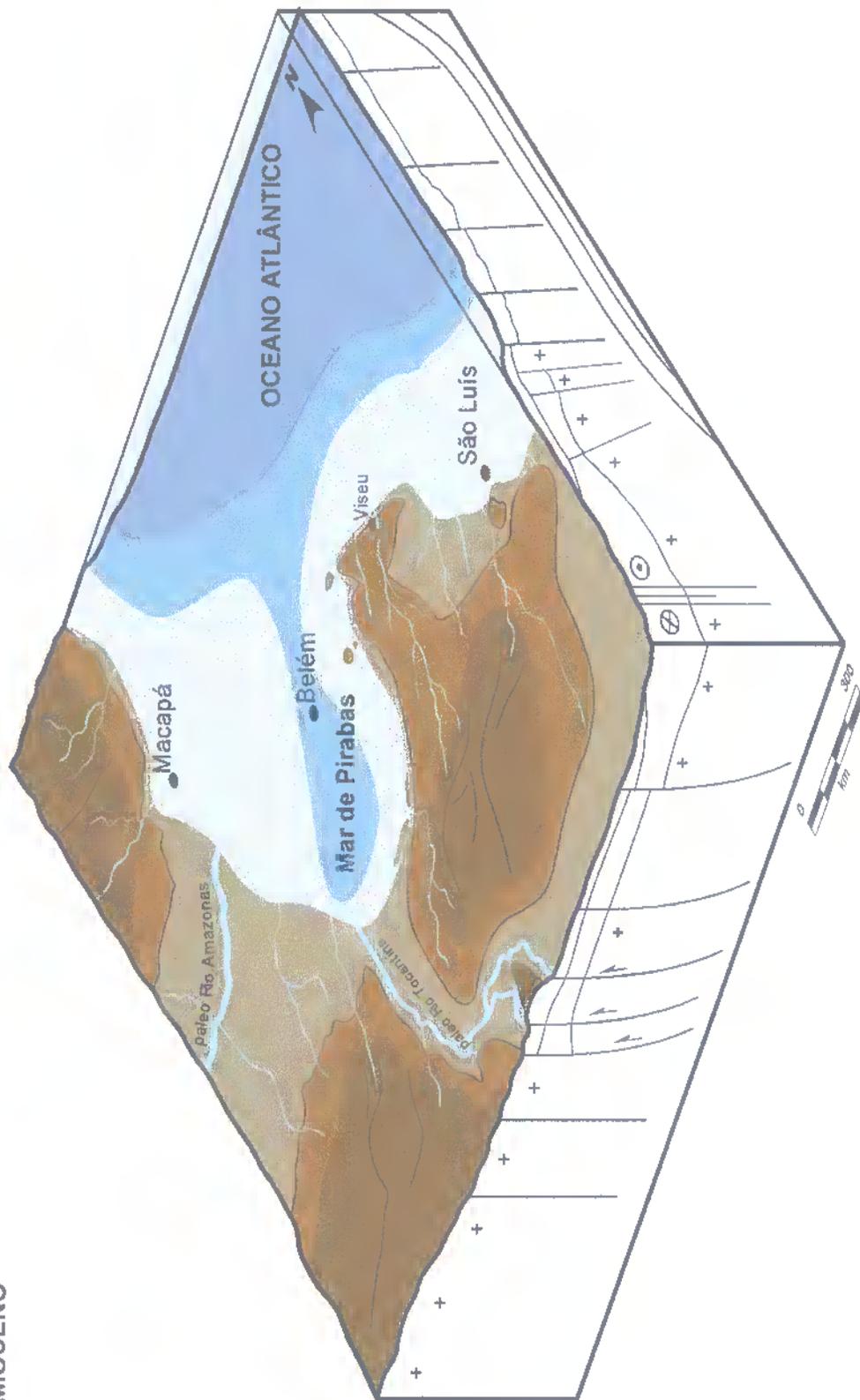


Figura 5.7: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Mioceno.

PLIOCENO - PLEISTOCENO INFERIOR

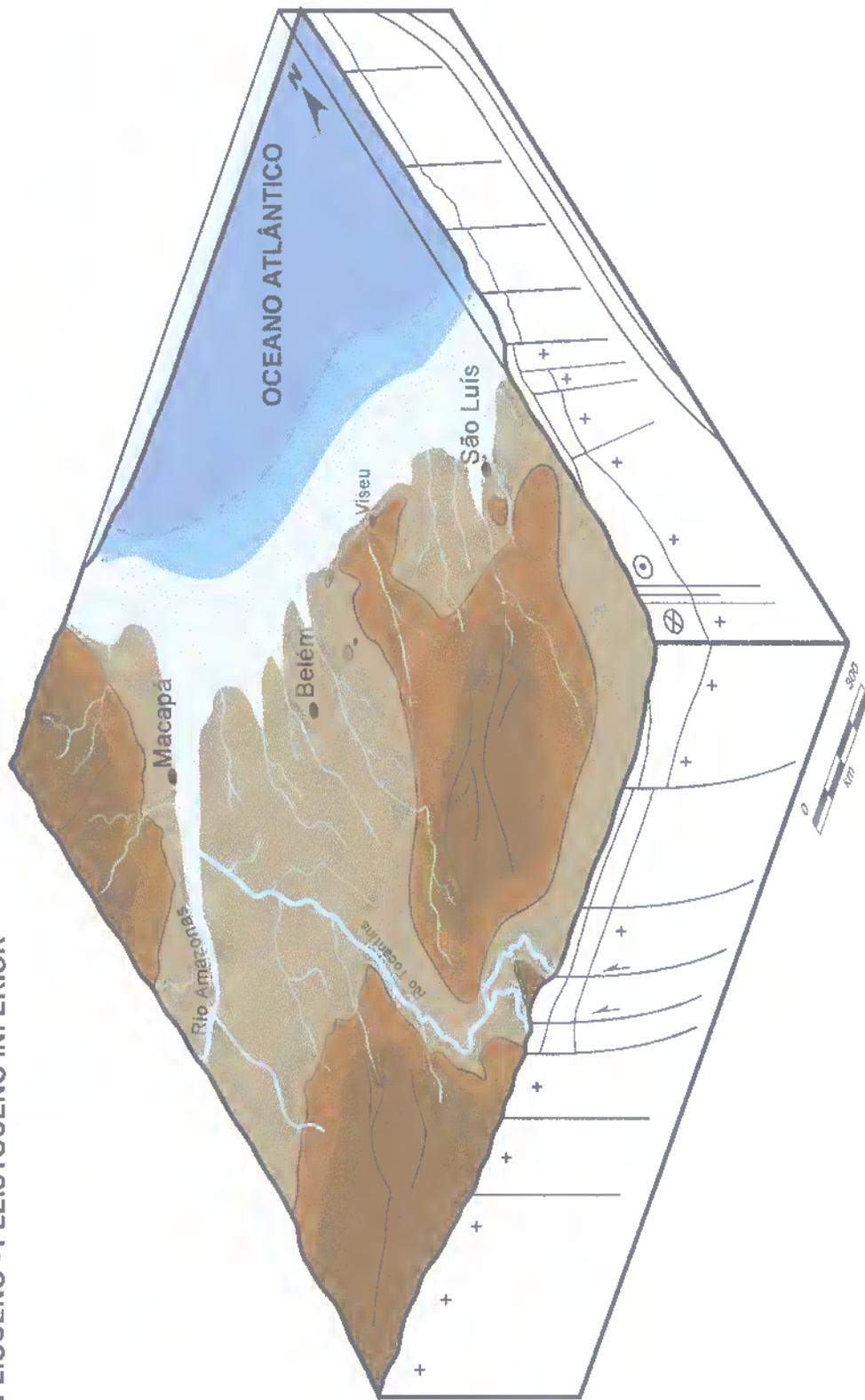


Figura 5.8: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Plioceno - Pleistoceno Inferior.

No Pleistoceno Superior/Holoceno, o pulso transtensivo formou uma segunda geração de falhas normais N-S na Serra do Tiracambu e na Serra do Estrondo, impondo desnivelamentos nos depósitos do Terciário Inferior, sendo responsável pelo modelamento da paisagem atual na região.

Na região entre o Marajó Setentrional, a Serra do Tiracambu e o litoral do Estado do Pará, até o Rio Gurupi, a movimentação mais recente foi responsável pelo desenvolvimento de feixes de falhas transcorrentes dextrais E-W que interagem através de falhas normais NW-SE, NNW-SSW e N-S, e geraram romboedros transtensivos de várias dimensões. A ocorrência das falhas normais é responsável pelo forte controle exercido na dissecação do relevo colinoso da área. Ao longo da direção dos feixes de falhas transcorrentes são evidenciadas áreas transpressivas e transtensivas que são produtos da junção de segmentos de falhas ou de mudanças nas suas orientações. Nas proximidades do município de Ipixuna sobressai-se um dúplex eqüidistante que se materializa na mais importante estrutura gerada a partir do contexto acima. Estas estruturas são responsáveis pela deposição dos sedimentos Pós-Barreiras, ligados a ambientes de terraços fluviais, fluxo de detritos e planícies costeiras e pelas anomalias verificadas na rede de drenagem, como arcos, cotovelos, segmentos retos, capturas e segmentos meandrantés. Nessa região, houve a captura, pelas falhas normais, do trecho do Rio Guamá entre as cidades de Ourém e Belém, que desaguava no Oceano Atlântico.

Este evento tectônico foi responsável também pelo basculamento de blocos, na região Marajó Setentrional, resultando na migração de canais em direção à região sudoeste da Ilha de Marajó, onde domina um sistema de drenagem anastomosado.

Nas áreas da Bacia de Marajó e do Marajó Setentrional, houve movimentação nas falhas transcorrentes Carapajó e Tocantins, gerando, principalmente, a captura do baixo curso do Rio Tocantins, que desaguava no Rio Amazonas e passou a desaguar diretamente no Oceano Atlântico. A captura promoveu a formação da baía de Marajó e o início da individualização da Ilha de Marajó. Estes são exemplos da última manifestação tectônica na região e estão intimamente ligados à reativação de falhas transcorrentes que operaram no Terciário Superior (Figura 5.9).

PLEISTOCENO SUPERIOR

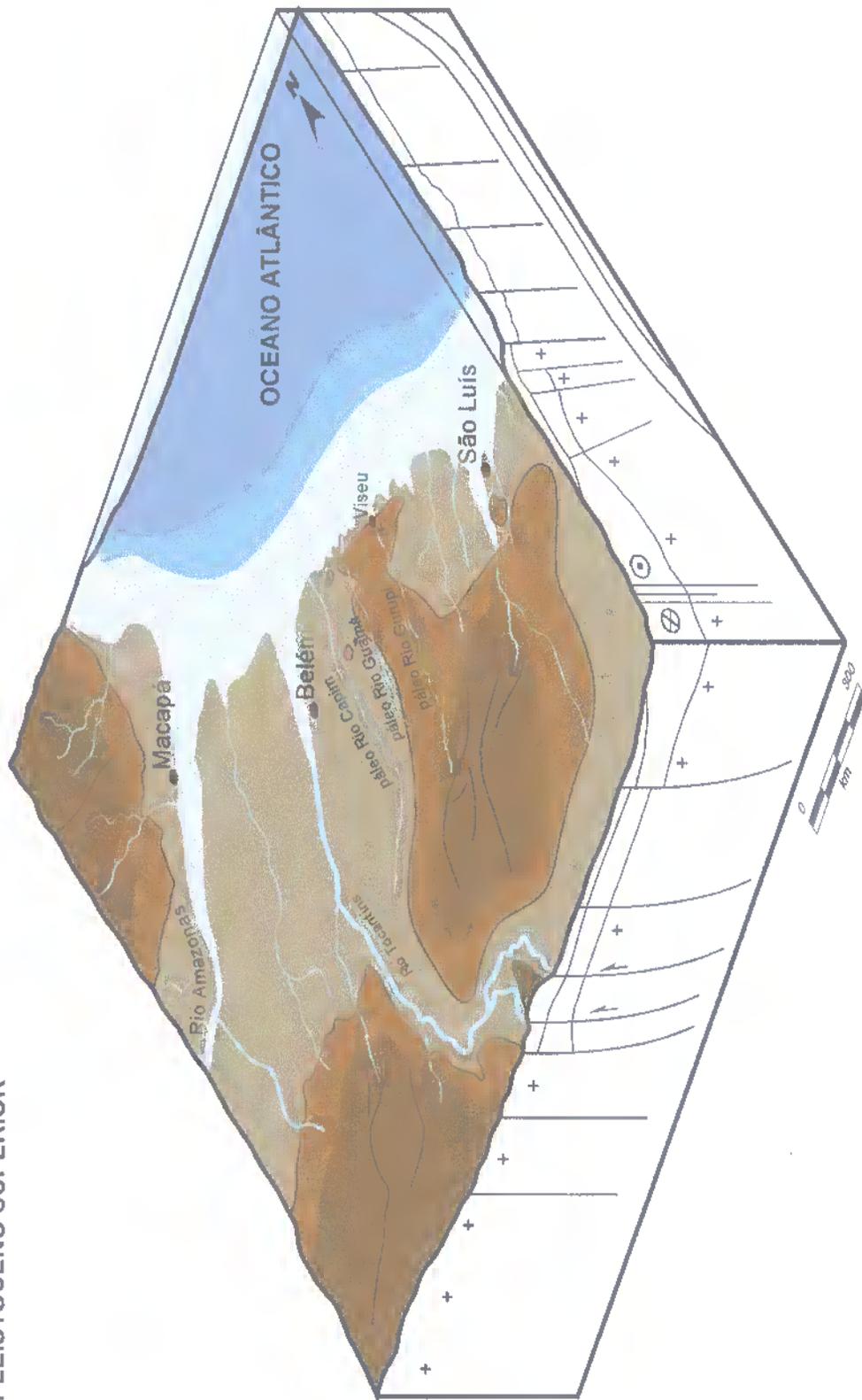


Figura 5.9: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Pleistoceno Superior.

A formação do quadro ambiental atual do litoral das regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão vincula-se ao final do Pleistoceno, há 17.400 anos. Nesse período, houve quiescência dos movimentos tectônicos e o desenvolvimento do perfil laterítico imaturo na região, principalmente sobre os sedimentos terciários do Grupo Barreiras. Adicionalmente, houve forte influência das glaciações no final do Pleistoceno, quando a linha de costa encontrava-se próximo da quebra da plataforma e um sistema de vales fluviais recortava o planalto costeiro e a plataforma continental, que se encontrava exposta e sujeita a processos de erosão subaérea. Os principais rios da região, como Amazonas e Tocantins formaram extensos vales na plataforma continental, depositando sedimentos diretamente no talude, erodindo os sedimentos depositados no Terciário Superior na Plataforma continental (Figura 5.10).

A subida contínua do nível do mar durante o Holoceno, provocou o afogamento de parte das planícies costeiras e a modelagem de falésias em depósitos do Grupo Barreiras, que sustenta o planalto costeiro. Esse evento é marcado por lençóis de areia com fragmentos de conchas, que representam, provavelmente, o nível de mar transgressivo mais alto do Holoceno, há cerca de 5.200 anos. Esta subida do nível do mar afogou a rede de drenagem, que foi progressivamente colmatada, evoluindo para uma sucessão de preenchimentos de paleoestuários, além de esculpir as falésias de um metro de altura, fossilizadas no contato do planalto com a planície costeira, representativas da linha de Costa deste período. A partir deste afogamento de drenagens, ocorreu a individualização da Ilha de Marajó, com a formação do Rio Pará e definição dos limites sul e sudoeste da ilha. Este representou a última modificação importante da paisagem na região (Figura 5.11).

PLEISTOCENO SUPERIOR - HOLOCENO

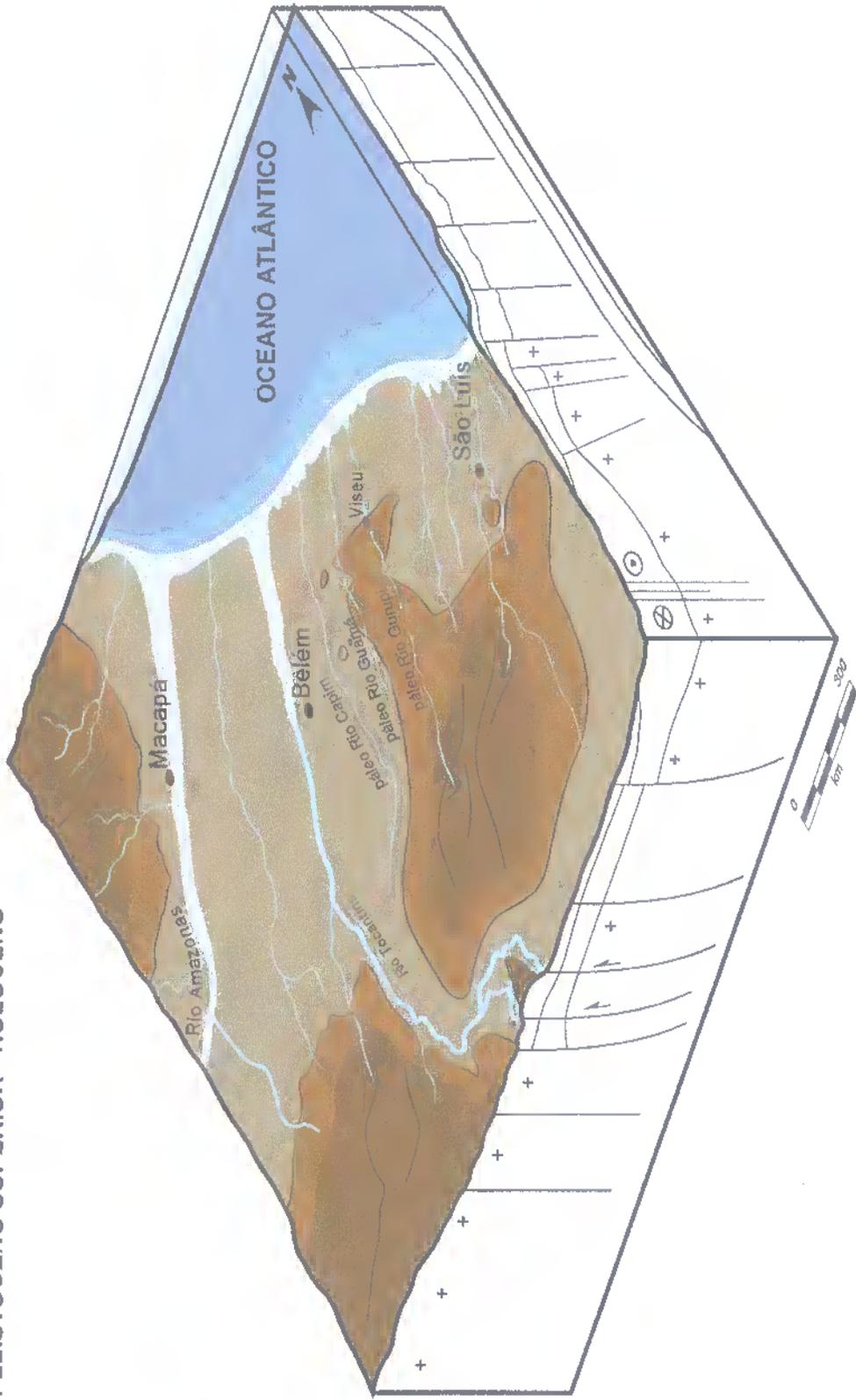


Figura 5.10: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Pleistoceno Superior - Holoceno.

HOLOCENO

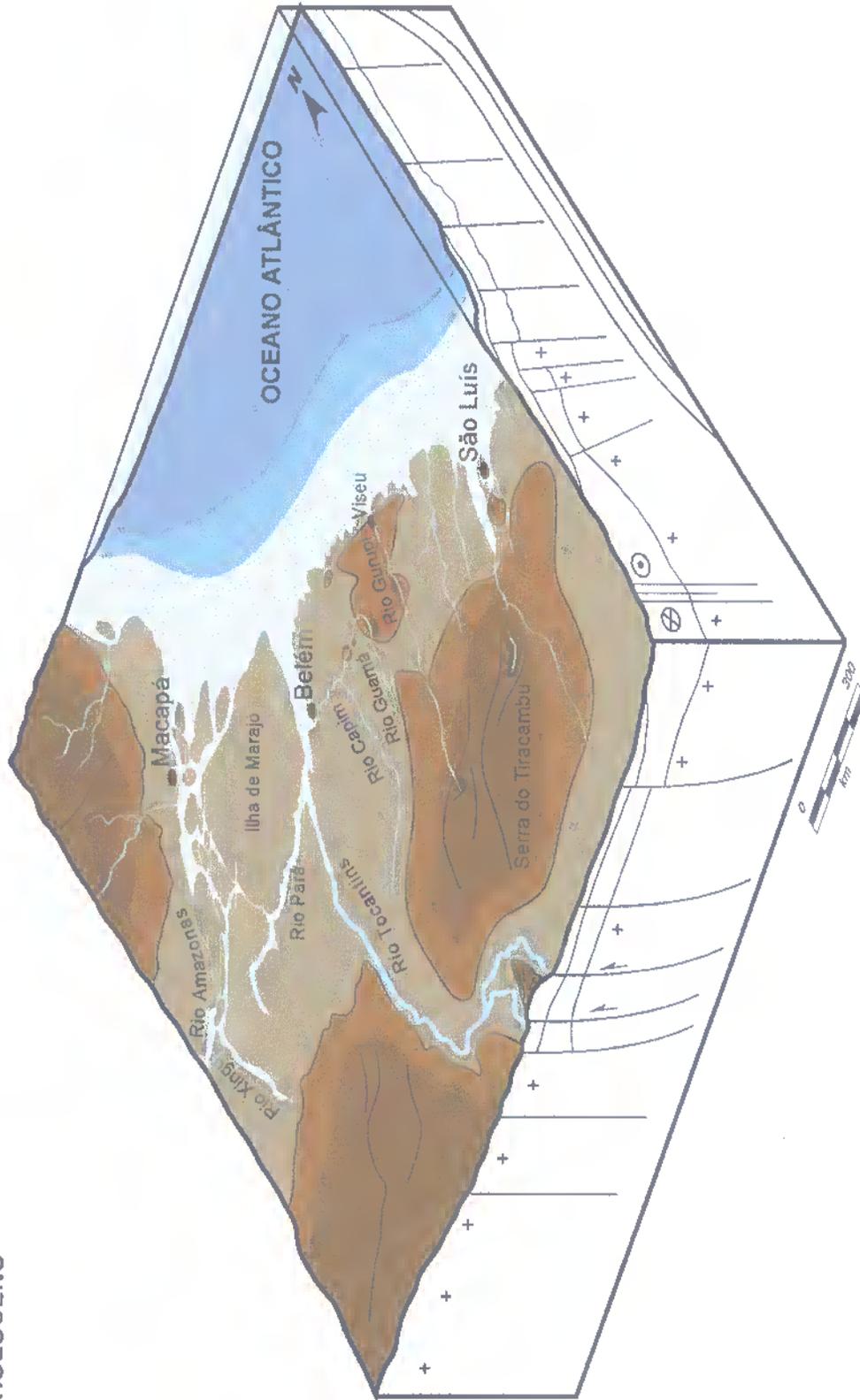


Figura 5.11: Bloco-diagrama ilustrando a paisagem do Holoceno.

6 CONCLUSÕES

- No Paleozóico, a região de Marajó funcionou, em parte, como um canal por onde o mar penetrou para dentro do Gondwana, em direção às bacias do Amazonas e Parnaíba.

- O desenvolvimento da Bacia de Marajó começou no Juro-Triássico, com a fragmentação do Pangea, a partir da instalação de um regime extensional de baixa intensidade na região de Marajó, que controlou o desenvolvimento do Arco de Gurupá, que funcionou como a ombreira principal e provavelmente forneceu grande parte dos sedimentos que preencheram os depocentros da bacia.

- No Neocomiano, iniciou o soerguimento do Arco Ferrer-Urbano Santos, expondo sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba, sedimentos pré-silurianos e o embasamento cristalino, que sofreram intensa erosão e serviram como áreas-fonte de sedimentos para os depocentros adjacentes.

- A região de Marajó Setentrional começou a individualizar-se no Aptiano, a partir da instalação de falhas antitéticas na Bacia de Marajó e funcionou como área-fonte de sedimentos para a Bacia de Marajó e o proto-Atlântico.

- No Eoaptiano, começou o rifteamento nas áreas das bacia de Bragança-Viseu e Ilha Nova, seguido pela deposição dos sedimentos da Formação Bragança e início do desenvolvimento do Sistema de Grábens Gurupi.

- No final do Aptiano, o Arco de Tocantins individualizou-se, durante o estágio de ampliação da Bacia de Marajó e funcionou como a ombreira noroeste da Bacia de Grajaú, assim como a Serra do Estrondo, servindo como área-fonte de sedimentos para as bacias de Marajó e Grajaú.

- No final do Aptiano, houve subsidência regional na região do Arco Ferrer-Urbano Santos, com a formação da Bacia de São Luís e da Bacia de Grajaú, e deposição da Sequência Codó-Grajaú, nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís, 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 partir do final do Aptiano e início do Albiano aconteceu o início do soerguimento do Arco de Gurupi, com o aumento do rifteamento na região.

- No Cretáceo Superior (Cenomaniano ao Maastrichtiano), diminuiu a intensidade dos movimentos extensionais na Bacia de Marajó.

- A partir do Mioceno, com o final da interação das placas da América do Sul e África, incidiu, na região, o regime de tectônica intraplaca, com inversão do relevo e soerguimento a sul da área e a formação da Serra do Tiracambu e, formação de falhas normais de direção NW-SE na região do Arco de Gurupá, Bacia de Marajó e Marajó Setentrional, o que promoveu a ingressão do “Mar de Pirabas” na região norte da área.

- No Pleistoceno Superior/Holoceno houve (1) a captura, por falhas normais, do trecho do Rio Guamá entre as cidades de Ourém e Belém, que desaguava no Oceano Atlântico, (2) o basculamento de blocos, na região Marajó Setentrional, resultando na migração de canais em direção à região sudoeste da Ilha de Marajó, onde domina um sistema de drenagem anastomosado, e (3) a captura do baixo curso do Rio Tocantins, que desaguava no Rio Amazonas e passou a desaguar diretamente no Oceano Atlântico.

- No Pleistoceno Superior houve quiescência dos movimentos tectônicos e o desenvolvimento do perfil laterítico imaturo na região e forte influência das glaciações, quando a linha de costa se encontrava próximo da quebra da plataforma e um sistema de vales fluviais recortava o planalto costeiro e a plataforma continental.

- No Holoceno, houve o afogamento de parte das planícies costeiras e da rede de drenagem, ocorrendo a individualização da Ilha de Marajó, com a formação do Rio Pará e definição dos limites sul e sudoeste da ilha. Este representou a última modificação importante da paisagem na região

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F. A. M. & HASUI, Y. 1980. Estruturas das Formações Gurupi e Santa Luzia. *In*: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú: SBG. v. 1 p. 269.
- ABREU, F. A. M. SILVA, J. M. R.; HASUI, Y. 1980. Evolução do Grupo Estrondo na região de Xambioá - GO. *In*: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú: SBG. 1: 2542-2550.
- ACKERMANN, F. L. 1964. Geologia e Fisiografia da Região Bragantina (Estado do Pará). *Cadernos da Amazônia*, 2: p. 1-90.
- ACKERMANN, F. L. 1969. *Esboço para a Geologia entre as cidades de Belém- Rio Gurupi e Atlântico-Rio Guamá*. Belém, (Relatório Interno).
- ACKERMANN, F. L. 1976. *A Formação Pirabas, sua evolução e interpretação*. Belém, (Relatório Interno).
- ALMARAZ, J. S. 1979. *Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas, Estado do Pará*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 198p. (Tese de Doutorado).
- ALMEIDA, F. F. M.; MELCHER, G. C.; CORDANI, U. G. 1966. *Absolute age determination from northern Brazil*. Annual Meeting Geol. Society of America. San Francisco. p. 3.
- ALMEIDA, F. F. M. 1968. Radiometric age determination from Northern Brazil. *Bol. Soc. Bras. Geol.* v. 17 (1): 3-14.
- ALMEIDA, H. G. 2000. *São Luís SW/NW folhas SA.23-V e SA.23-Y. Estados do Pará e Maranhão (1:500.000)*. Brasília. CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 35., Belém, 1988. *Anais...* Belém: v. 2 p. 738-752.
- ARANHA, L. G. F. 1990. Evolução tectônica e sedimentar das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova, *In*, *Bacias Sedimentares: Origem e Evolução*, Rio de Janeiro, PETROBRÁS, p. 221-234.

- ARANHA, L. G. F.; LIMA, H. P.; SOUZA, J. M. P.; MAKINO, R. K.; FIGUEIRAS, A. J. M. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova, *In*: RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J. (eds.), *Origem e evolução de bacias sedimentares*, Rio de Janeiro, 221-233.
- ARAÚJO, O. J. B. & MAIA, R. G. N. 1991. *Serra dos Carajás. Folha SB-22.Z.A. Estado do Pará*. Brasília, DNPM/CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. (Relatório Interno).
- ARAÚJO, O. J. B.; SILVA, A. & SOUSA, B. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. *In*: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém: v. *Anais...* p. 324-338.
- ARAÚJO, P. P. 1988. *Perfil Mineral do Estado do Pará*. Belém, SEICOM. (Relatório Interno).
- AVENIUS, C. G. 1988. *Cronostratigraphic study of the Post-rift/Sin-rift unconformity, Marajó rift system, Brazil*. (Relatório Interno).
- AZEVEDO, R. P. 1991. *Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins*. Londres, Imperial College. 580p. (Tese de Doutorado).
- BATISTA, A. M. 1992. *Caracterização paleoambiental dos sedimentos Codó-Grajaú, Bacia de São Luís (MA)*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 102p. (Dissertação de Mestrado).
- BEMERGUY, R. L. 1981. Estudo sedimentológico dos paleocanais da região do Rio Paracauari, Ilha de Marajó - Estado do Pará. 95p. (Dissertação de Mestrado).
- BEMERGUY, R. L. & COSTA, J. B. S. 1991. Considerações sobre o sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectono-estrutural. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Ciências da Terra)*. v. 3 p. 75-97.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. & BORGES, M. S. 1995. Tectônica e Paleogeografia da calha do Rio Amazonas. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS 5., Gramado, 1995. *Anais...* Gramado. p. 419-420.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S. & SOARES JR., A. V. 2001. Tectonic Geomorphology of the Amazon, Brazil. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 7., Belém, 2001. *Anais...* Belém: CD-ROM.
- BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arquivos*, 2: 2-14.

- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA, M. L. & HASUI, Y. 1995a. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS 5.*, Gramado, 1995. *Anais...* Gramado: SBG. p. 421-422.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G. & HASUI, Y. 1995b. Registros do evento de fragmentação do Gondwana na Região norte do Brasil: Implicações paleogeográficas durante o Cretáceo. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS 5.*, Gramado, 1995. *Anais...* Gramado: SBG. p. 270-271.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; FERREIRA JR., C. A. P. & HASUI, Y. 1995c. A esculturação da paisagem do litoral norte do Brasil e sua relação com os movimentos tectônicos do Quaternário. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS 5.*, Gramado, 1995. *Anais...* Gramado: SBG. p. 423-424.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; FERNANDES, J. M. G. & BEMERGUY, R. L. 1997. Instalação e inversão da Bacia do Capim. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS 6.*, Pirenópolis, 1997. *Anais...* Pirenópolis: SBG. p. 134-135.
- CAINELLI, C. 1986. Preenchimento sedimentar da Bacia do Pará-Maranhão. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 33.*, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia: v. 1: 131-144.
- CAMPOS, J. N. P. & LIMA, H. P. 1987. Evolução tectono-sedimentar dos arcos Ferrer-Urbano Santos e Tocantins. *TECTOS. I Seminário de Tectônica do Petrobrás*, 109-117.
- CAMPOS, J. N. P.; TEIXEIRA, L. B. & WANDERLEY FILHO, J. R. 1987. Movimentos tectônicos rotacionais terciários na Bacia do Baixo Amazonas. *In: TECTOS 1 - SEMINÁRIO DE TECTÔNICA DA PETROBRÁS/Depex*, Rio de Janeiro, 1987. *Anais...* Rio de Janeiro. p. 54-76.
- CAPUTO, M. V. 1984. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. Santa Bárbara: Universidade da Califórnia. 583p. (Tese de Doutorado).
- CAPUTO, M. V. & LIMA, H. P. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33*, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG. v. 2: 740-753.
- CAPUTO, M. V. 1988. *Análise do modelo geotectônico de Rabinowitz & La Brecque*. Belém, Petrobrás. (Relatório Interno).

- CAPUTO, M. V. & LIMA, H. P. 1988. Estratigrafia, Idade e Correlação do Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, Rio de Janeiro, 1988. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.2: 456-458.
- CAPUTO, M. V.; MARQUES, L. F. P.; CARVALHO, L. C. A. 1983. *Desenvolvimento tectônico das bacias do Parnaíba e Amazonas*. Belém, Petrobrás-Denor. (Relatório Interno).
- CARNEIRO, R. G. & JUCÁ, G. A. C. 1985. *Tectonismo epirogenético e transtensivo no Baixo Amazonas*. Belém, Petrobrás-Dinter. (Relatório Interno).
- CARNES, J. B.; CHOU, G. T.; KATZ, B. J.; LORENZETTI, E.; SHIH, T. C. 1989. *Exploration analysis of synrift section Marajó Basin, Brazil*. Belém, Texaco/Canadá. (Relatório Interno).
- CARVAJAL, D. A.; DORMAN, J. T.; KENK, A. R.; KEY, C. F.; MILLER, C. J.; SPECHT, T. D. 1989. *Final report of the third exploration phase - Marajó, Brazil*. Belém, Texaco/Canadá. (Relatório Interno).
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K. T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip fault, *In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds.), Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Soci. Econ. Paleont. and Mineral, p. 1-34.
- CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; FUCK, H. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. 1983. Estudo integrado do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Petrobrás-Cempes-Divex-Sintep. Série Ciência Técnica - Petróleo*. v. 15 p. 70.
- COSTA, J. B. S. 1980. Estratigrafia da região de Colméia - GO. *In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 1980. Anais...* Camboriú: SBG. 2: 720-728.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JR., C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L., FERNANDES, J. M. G. 1996. Neotectônica na Região Amazônica: Aspectos Tectônicos, Geomorfológicos e Depositionais. *Geonomos*, 4: 23-44.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA JR., P. S. & COSTA, M. L. 1994. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. *Geociências*. v. 12 (2): 373-396.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA JR., P. S.; COSTA, M. L. 1993. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do estado do Pará. *Geociências*. v. 12 (2), p. 373-396.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1997. O Fanerozóico da Amazônia Brasileira. *In: VI Simpósio*

- Nacional de Estudos Tectônicos, Pirenópolis, 1997. *Anais...* Pirenópolis: v. 42-44.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; SOARES JR., A. V.; VILLEGAS, J. M. C. Tectonic and Paleogeography of the Marajó Region, Northern Brazil. No prelo.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L. 1995. Arcabouço tectônico mesozóico-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. *Geociências*. v. 13 (2), p.
- COSTA, J. L. 1975. *Projeto Gurupi*. Belém, DNPM/CPRM. (Relatório Interno).
- COSTA, J. L. *Projeto Castanhal. Relatório Final Folha SA.23-V-C*. Belém, CPRM. (Relatório Interno) no prelo.
- CUNHA, P. R. C.; GONZAGA, L. F. C.; SILVA, J. G. F.; DANIEL, L. M. F.; MATSUDA, N. S.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. v. 8 (1), p. 47-55.
- ESPÍRITO SANTO, C. V. 1999. *Caracterização morfoestrutural e morfotectônica de áreas transpressivas*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 118p. (Mestrado).
- FERREIRA, C. S. 1966. Características litopaleontológicas da Formação Pirabas – Estado do Pará. In: Congresso Geológico das Guianas 6., Rio de Janeiro, 1966. *Anais...* Rio de Janeiro: p. 234-623.
- FERREIRA, C. S. 1980. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) N e NE do Brasil com as formações Chipola e Tampa da Península da Flórida – USA. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE PALEONTOLOGIA 1., Buenos Aires, 1980. *Anais...* Buenos Aires: v. 3 p. 49-55.
- FERREIRA, C. S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho no Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 1., 1982. *Anais...* v. 1 p. 84-88.
- FERREIRA, C. S. & CUNHA, O. R. 1957. Notas sobre a Formação Pirabas com descrição de novos invertebrados fósseis I (Mollusca–gastrópoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. v. 2 p. 61.
- FERREIRA, C. S. & FRANCISCO, B. H. R. 1988. As Relações da Formação Pirabas (Oligoceno-Mioceno) com as formações continentais terciárias do NE do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 35., Belém, 1988. *Anais...* Belém: v. 2: 761-764.

- FERREIRA JR., C. R. P. 1996. *Neotectônica na bacia de São Luís*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 139p. (Dissertação de Mestrado).
- FRANCISCO, B. H. R.; LOWEENSTEIN, P.; SILVA, G. G. 1971. Contribuição à Geologia da folha São Luís (SA-23), no Estado do Pará. *Boletim do Museu Emilio Goeldi. Série Ciências da Terra*. v. 17: 1-17.
- GALVÃO, M. V. G. 1991. *Evolução tectônica da Bacia de Marajó, Estado do Pará, Brasil*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto. Centro de Geociências. 193p. (Dissertação de Mestrado).
- GÓES, A. M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. São Paulo: Universidade de São Paulo. Instituto de Geologia. 171p. (Tese de Doutorado).
- GÓES, A. M. & COIMBRA, A. M. 1996. Bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 5., Belém, 1996. *Anais...* Belém: v. Boletim... p. 186-187.
- GÓES, A. M. & ROSSETTI, D. F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, In ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. & TRUCKENBRODT, W. (eds.), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém, MPEG, p. 15-29.
- GÓES, A. M.; ROSSETTI, D. F. & COIMBRA, A. M. 1999. A Bacia de Grajaú. In: V Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil. SIMPOSIO SOBRE EL CRETACICO DE AMERICA DEL SUR 1., Serra Negra, 1999. *Anais...* Serra Negra, UNESP. p. 255-259.
- GÓES, A. M. O. & FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. v. 8 (1), p. 57-67.
- GÓES, A. M. O.; TRAVASSOS, W. A. S.; NUNES, K. C. 1993. *Projeto Parnaíba: Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias*. Belém, Petrobrás. (Relatório Interno).
- GONZAGA, F. G.; GONÇALVES, F. T. T.; COUTINHO, L. F. C. 1997. Modelling of generation and migration in the Amazonas Basin, Brasil. In: AAPG Hedberg Research Symposium on Petroleum System of the South Atlantic Margin. *Abstracts volume*. Rio de Janeiro, Brasil. 65-71.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA NO SUDESTE DO BRASIL, Belo Horizonte, 1990. *Anais...* Belo Horizonte, v. 1: 766-771.

- HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; VILLAS, R. N. N. 1984. Província Parnaíba, *In*: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. (eds.), *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher, p. 154-189.
- HASUI, Y. & COSTA, J. B. S. 1991. *Zonas e Cinturões de Cisalhamento*. Belém, Editora Universitária. UFPA. 144 p.
- HASUI, Y. & COSTA, J. B. S. 1996. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, 1996. *Anais...* Belém: SBG. v. 1: 20-21.
- HURLEY, P. M.; ALMEIDA, F. F. M.; MELCHER, G. C. CORDANI, U. G.; RAND, J. R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P; PINSON JR., W. H. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*. v. 157 (3788), p. 495-500.
- IGREJA, H. L. S. 1992. *Aspectos Tectono-Sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 192p. (Tese de Doutorado).
- JORGE JOÃO, X. S. 1979. *Geologia da Região do Sudoeste do Amapá e Norte do Pará: Projeto Sudoeste do Amapá*. Brasília, DNPM/CPRM. (Relatório Interno).
- JORGE JOÃO, X. S. 1980. *O Litchfieldito Boca Nova no Nordeste do Estado do Pará: aspectos petroquímicos e implicação econômica*. Brasília, DNPM/CPRM. (Relatório Interno).
- JORGE JOÃO, X. S.; SILVA, A. & SOUSA, B. 1979. *Geologia da Região do Sudoeste do Amapá e Norte do Pará: Projeto Sudoeste do Amapá*. Brasília, CPRM/DNPM. (Relatório Interno).
- KLEIN, C. 1977. Some aspects of the sedimentary and diagenetic environment of proterozoic banded iron-formation. *Economic Geology*, v. 72 (8): 1457-1470.
- KLEIN, E. L. 1998. *Aspectos geoquímicos, geocronológicos e estudo dos fluidos associados às mineralizações auríferas dos garimpos Caxias e Areal, Cráton de São Luís, noroeste do Maranhão*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Centro de Geociências. 189p. (Dissertação de Mestrado).
- KRAATZ-KOSCHLAU, K. A.; VON HURBER, J. 1900. Zwischen ocean und guamá. Beitrag zur Kenntniss des States Pará. *Memorias do Museu de História Natural e Ethnographia*. v. 2 p. 31.
- LIMA, H. P. 1987. *Notas sobre a Análise Estratigráfica da Bacia de Marajó*. Belém, Petrobrás/Dinter/Denor. (Relatório Interno).

- LIMA, H. P. & ARANHA, L. G. F. 1993. *Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Gráben Ilha Nova: Análise integrada, perspectivas e direcionamento exploratório*. Belém, Petrobrás-Depex. (Relatório Interno).
- LIMA, H. P.; ARANHA, L. G. F.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Gráben de Ilha Nova. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. v. 8 (1), p. 111-116.
- LINSSER, H. & CASTRO, P. J. M. 1963. *Problemas na interpretação da gravimetria da Bacia de Barreirinhas*. Belém, Petrobrás-Siex. (Relatório Interno).
- MAURY, C. J. 1925. *Fósseis Terciários do Brasil*. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Men. Brasil. Div. Geol. Min. (Relatório Interno).
- MESNER, J. C. & WOOLDRIDGE, L. C. P. 1962. *The Maranhão study revision*. Belém, Petrobrás. (Relatório Interno).
- MILANI, E. J. & THOMAZ FILHO, A. 2000. Sedimentary Basins of South America, In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, SBG, p. 389-449.
- MILLER, C. J. & AVENIUS, C. G. 1986. *Interpretation regional: vibroseis and dynamite seismic survey, Marajó*. Belém, Texaco/Canadá. (Relatório Interno).
- MIURA, K. & THOMAZ FILHO, A. 1983. *Reavaliação das possibilidades petrolíferas na Bacia do Médio Amazonas*. Rio de Janeiro, Petrobrás-Depex. (Relatório Interno).
- MÖRNER, N. A. 1990. Neotectonics and Structural Geology: general introduction. *Bull. Int. Quat. Ass. Neotec. Comm*, 13: 32-55.
- MOURA, P. 1936. *Geologia do Baixo Amazonas*. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico. (Relatório Interno).
- PASTANA, J. M. N. 1995. *Geologia das Folhas Turiaçu e Pinheiro, Nordeste do Estado do Pará e Noroeste do Estado do Maranhão*. Belém, DNPM/CPRM. (Relatório Interno).
- PASTANA, J. M. N.; JORGE JOÃO, X. S. & FARIA, C. A. S. 1993. Folhas Turiaçu e Pinheiro: uma contribuição à Geologia do meio norte. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE 15, Natal, 1993. *Anais...* Natal: SBG. p. 237-239.
- PAVLIDES, S. B. 1989. Looking for a definition of Neotectonics. *Terra Nova*. v. 1 p. 233-235.
- PEDRÃO, E. 1992. *Revisão Bioestratigráfica da Região Norte do Brasil (Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova)*. Rio de Janeiro, Petrobrás-Cempes. (Relatório Interno).
- PETRI, S. 1957. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. *Bol. Fac. Ciên. Letr.* v. p. 79.

- RABINOWITZ, P. D. & LA BRECQUE, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 84: p. 5973-6002.
- REZENDE, W. M. & PAMPLONA, H. R. P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano-Santos. *Boletim Técnico da Petrobrás*. v. 13 (1/2): 5-14.
- ROSSETTI, D. F. 1988. *Reconstituição paleoambiental do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará*. Belém, CNPq. (Relatório Interno).
- ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W. & GÓES, A. M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*. v. 1: 25-38.
- STEWART, I. S. & HANCOCK, P. L. 1994. Neotectonics, In P. L. HANCOCK, ed., *Continental deformation*, New York, Pergamon Press, p. 370-409.
- TCHALENKO, J. S. & AMBRASEYS, N. N. 1970. Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geological Society of America Bulletin*, 81: p. 41-60.
- TEBCO. 1988. *Chronostratigraphy Study of the Postrift/Sysrift unconformity - Marajó Rift System*. Belém, Texaco/Canadá. (Relatório Interno).
- TRUCKENBRODT, W. & ALVES, R. J. 1982. Sobre a petrologia do arenito Guamá, NE do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra* v. 27: 1-19.
- VILLAS, R. N. N. 1982. Intrusões Ígneas Brasileiras na Bacia do Rio Guamá. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, 1982. *Anais...* Belém: SBG. v. 1 p. 233-247.
- VILLEGAS, J. M. C. 1994. *Geologia Estrutural da Bacia de Marajó*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 119p. (Dissertação de Mestrado).
- WANDERLEY FILHO, J. R. 1980. Geocronologia do granito de Mirasselas, NE do Pará. In: CONGRESSO, Cam boriú, 1980. *Anais...* Cam boriú: SBG. p. 426.
- WANDERLEY FILHO, J. R. 1991. *Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua Relação com o Embasamento*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 125p. (Dissertação de Mestrado).
- WOODCOCK, N. H. & SCHUBERT, C. 1994. Continental strike-slip tectonics, In: STEWART, I. S. & HANCOCK, P. L. (eds.), *Neotectonics*, New York, Pergamon Press, p. 370-409.