

EVOLUÇÃO DO RIFTEAMENTO E PALEOGEOGRAFIA DA MARGEM ATLÂNTICA EQUATORIAL DO BRASIL: TRIÁSSICO AO HOLOCENO

Adilson Viana SOARES JÚNIOR ¹, Yociteru HASUI ²,
João Batista Sena COSTA ³, Fábio Braz MACHADO ¹

(1) Departamento de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de São Paulo. Rua Antônio Doll de Moraes, 105. CEP 09920-540. Diadema, SP. Endereços eletrônicos: adilson.soares@unifesp.br; fabio.machado@unifesp.br

(2) Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, UNESP / Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: yociteru@gmail.com

(3) Instituto de Estudos Superiores da Amazônia, IESAM. Avenida Governador José Malcher, 1148 – Nazaré. CEP 66055-260. Belém, PA. Endereço eletrônico: jbsena@dir.iesam-pa.edu.br

Introdução
Evolução do Rifteamento e Paleogeografia
Triássico
Jurássico
Eocretáceo
Barremiano
Aptiano
Albiano
Neocretáceo
Limite Neocretáceo – Paleogeno
Paleogeno
Eoceno
Oligoceno
Neogeno
Mioceno
Plioceno
Pleistoceno – Holoceno
Conclusões
Considerações Finais
Referências Bibliográficas

RESUMO – A Margem Atlântica Equatorial se formou a partir de três frentes distensivas, registradas por um complexo conjunto de bacias sedimentares desenvolvidas desde o Neotriássico até o Eocretáceo (Albiano). A primeira frente formou a Bacia da Foz do Amazonas no Neotriássico; a segunda frente formou a Bacia de Marajó no Berriasiano, uma nova fase rifte na Bacia da Foz do Amazonas no Valanginiano e as bacias de Bragança-Viseu, São Luís, Ilha Nova e Barreirinhas no Aptiano; a terceira fase envolveu as bacias de Barreirinhas, Pará-Maranhão e formou novo rifteamento na Bacia da Foz do Amazonas entre o Aptiano e o Albiano e evoluiu para fragmentação continental. O campo de paleotensão principal durante o rifteamento possuiu direção principal NE-SW e após a fragmentação continental assumiu direção próxima a E-W, com o desenvolvimento das zonas transformantes na crosta oceânica. A partir do Mioceno a placa Sul-Americana foi submetida à tectônica intraplaca, com formação de falhas transcorrentes E-W que geraram segmentos transtensivos e transpressivos que formaram bacias sedimentares e serras, com grandes modificações na rede de drenagem. No Quaternário, a paisagem foi modificada pelas glaciações e deglaciações que alteraram o nível do mar e impôs o afogamento da rede de drenagem, formando o litoral atual.

Palavras-chave: Oceano Atlântico Equatorial, Oceano Atlântico Central, evolução de riftes mesozóicos, paleogeografia, Gondwana.

ABSTRACT – *A.V. Soares Junior, Y. Hasui, J.B.S. Costa, F.B. Machado - Rifting Evolution and Paleogeography of the Brazilian Equatorial Atlantic Margin: from Triassic to Holocene.* The Equatorial Atlantic Margin evolved from three rift systems as seen in a complex set of sedimentary basins, which developed from the Upper Triassic to the Lower Cretaceous (Albian). The first rift system formed Foz do Amazonas Basin in the Upper Triassic; the second phase formed (1) Marajó Basin in the Berriasian, (2) a new rift in Foz do Amazonas Basin in the Valanginian, and (3) Bragança-Viseu, Ilha Nova, São Luís e Barreirinhas basins in the Aptian; and the third phase formed (1) Barreirinhas and Pará-Maranhão basins, and (2) a new rifting in the Foz do Amazonas Basin between the Aptian and the Albian, which eventually evolved into continental break up. The main paleostress field which was NE-SW during rift evolution took up an E-W direction after the continental break up that resulted from the development of transform zones in the ocean crust. From the Miocene on, South America was subject to intraplate tectonics, which led to the formation of E-W transcurrent faults, thus generating transtensive and transpressive segments that formed sedimentary basins and hills. Such segments caused drastic changes to the drainage network. In the Quaternary, the ice age changes in the sea level modified the landscape by drowning the coastal drainage network leading to the formation of the current coastline.

Keywords: Equatorial Atlantic Ocean, Central Atlantic Ocean, mesozoic rifting evolution, paleogeography, Gondwana.

INTRODUÇÃO

Os estágios de rifteamento que formaram os oceanos Atlântico Central e Equatorial deram origem a uma série de bacias sedimentares ao longo da região Meio-Norte do Brasil (Figura 1). Estas bacias, formadas no Neotriássico e Eocretáceo passaram por vários estágios de evolução, experimentando diversos ambientes sedimentares que moldaram a paisagem ao longo do tempo.

Este trabalho apresenta a paleogeografia da região meio-norte do Brasil do Triássico ao Holoceno

baseado na integração de dados sedimentares, paleontológicos, estratigráficos e estruturais das bacias e suas ombreiras, assim como os eventos magmáticos e a evolução do rifteamento da região, sintetizados na Figura 2.

A área estudada compreende a região litorânea dos estados do Amapá, Pará e Maranhão; as bacias sedimentares apresentadas são Foz do Amazonas, Pará-Maranhão, Barreirinhas, Marajó, Bragança-Viséu, Ilha Nova, São Luís e Grajaú.

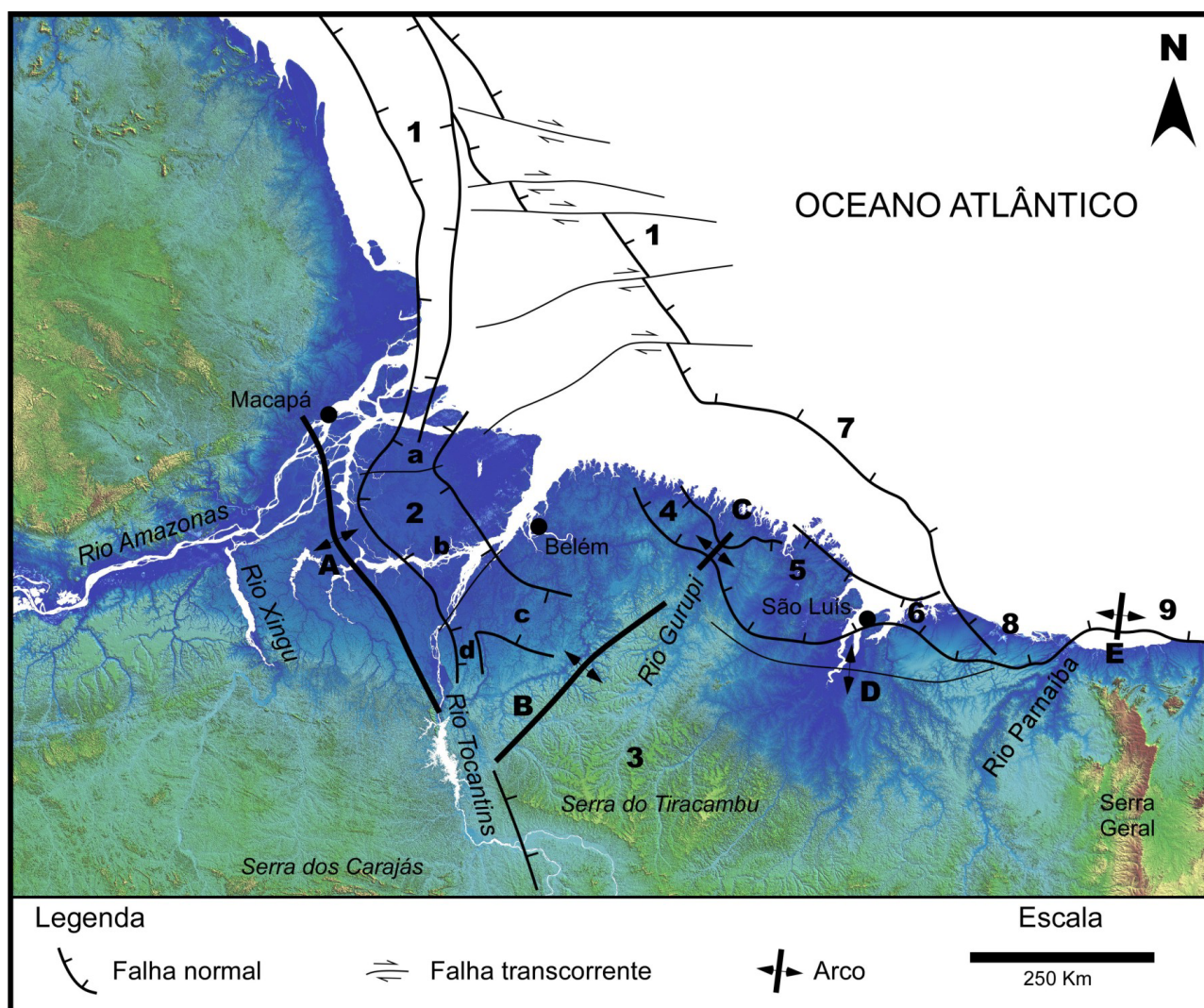


FIGURA 1. Mapa de localização da área estudada.

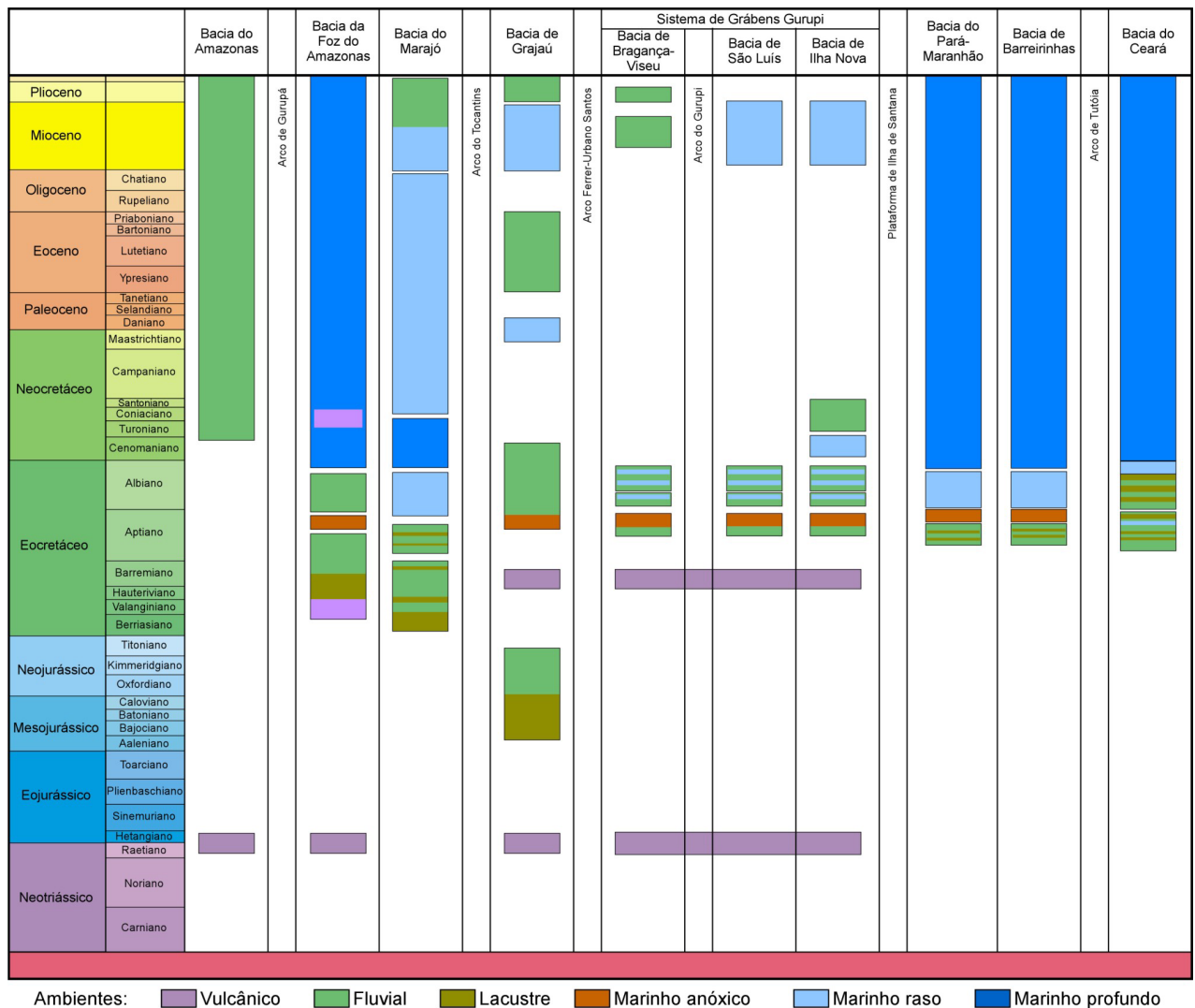


FIGURA 2. Carta das bacias sedimentares estudadas, ilustrando os ambientes sedimentares e vulcanismo ao longo de sua evolução.

EVOLUÇÃO DO RIFTEAMENTO E PALEOGEOGRAFIA

TRIÁSSICO

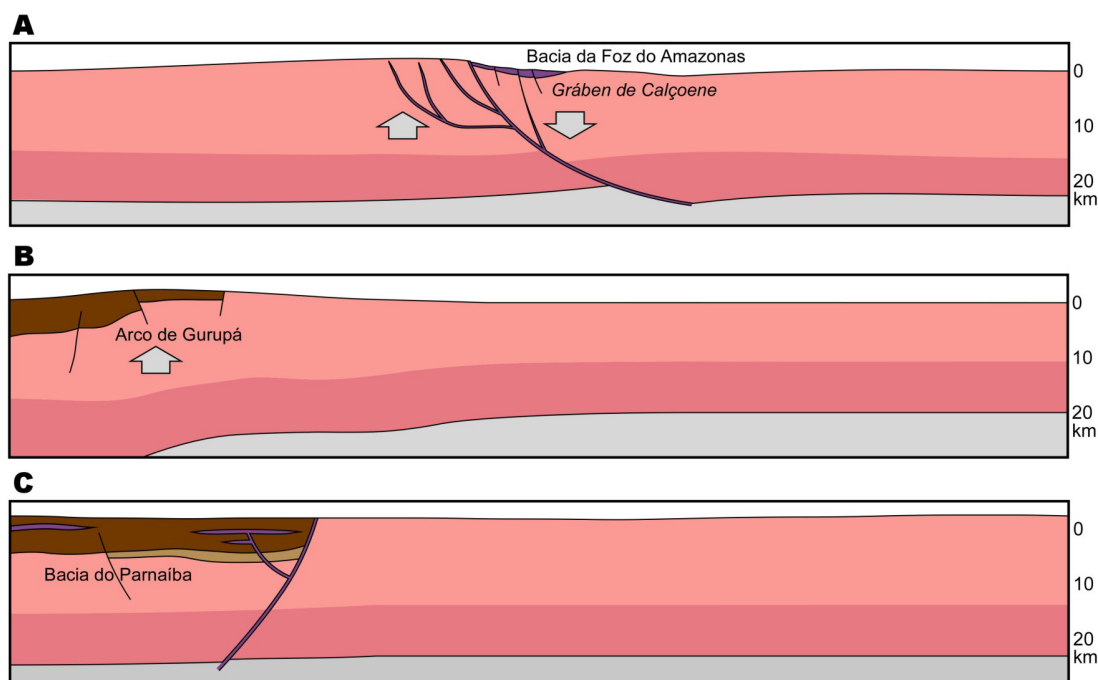
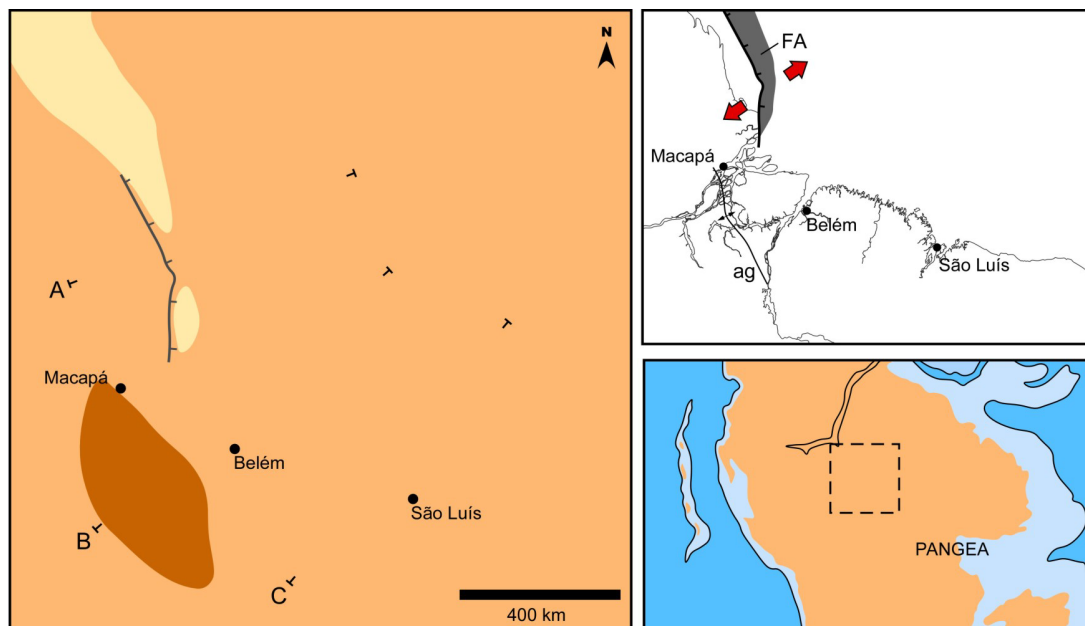
Importantes mudanças na tectônica global iniciaram no Triássico, com fortes impactos na paisagem. O panorama neste período foi marcado pela existência de um único e enorme continente (Pangea), que ocupava quase um hemisfério, e pelo mega-oceano Pantalassa.

A estabilidade na paisagem foi interrompida no final do Triássico, em torno de 200 Ma, pelo evento magmático CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) (Marzoli et al., 2000; Hames et al., 2003; McHone, 2000; 2002; 2006, dentre outros). A região da Foz do Amazonas, sudeste do Pará, sudoeste do Maranhão, a região norte do Estado de Roraima e as áreas adjacentes dos países vizinhos, experimentaram soerguimento ligado a anomalias térmicas do manto

astenosférico, seguido de magmatismo e rifteamento. A Bacia da Foz do Amazonas contém registros de derrames basálticos intercalados a arenitos desérticos neotriássicos (Figueiredo et al., 2007) (Figura 3, seção A), enquanto que na Bacia do Parnaíba este evento está materializado pelos derrames e intrusões magmáticas da Formação Mosquito (Aguiar, 1971) (Figura 3, seção C).

Os derrames do evento CAMP alcançaram a superfície por meio de condutos que hoje estão registrados como o enxame de diques do leste do Estado do Amapá (Rodarte & Brandão, 1988 segundo Soares Júnior, 2007) e no Gráben de Calçoene, primeiro estágio de formação da Bacia da Foz do Amazonas.

A América do Norte estava se separando da África através de um movimento rotacional no sentido horário,



Legenda (mapas)

- Cidades
- ☒ Área estudada
- ↘ Falha normal
- ↗ Arco estrutural
- ☐ Rifte ativo
- ↔ Direção da distensão

- Orange box: Paleo relevo
- Green box: Paleozóico

- Blue box: Paleo batimetria

Legenda (seções)

- Dark purple box: Neotriássico
- Light purple box: Diques/Sills
- Upward arrow: Soerguimento
- Downward arrow: Subsidência
- Green box: Paleozóico
- Brown box: Neoproterozóico (?)
- Light pink box: Crosta Superior
- Dark pink box: Crosta Inferior
- Grey box: Astenosfera

FIGURA 3. Mapa paleogeográfico do Neotriássico. FA – Bacia da Foz do Amazonas; ag – Arco de Gurupá.

onde a região da Flórida se movimentava com maior velocidade que a região sudeste do Canadá (Swanson, 1982; Favre & Stampfli, 1992; dentre outros). Esta movimentação acentuada a sul iniciou a separação da América do Norte da América do Sul e África, formando o Gráben Calçoene da Bacia da Foz do Amazonas, um braço abortado deste evento. O Gráben Calçoene possui natureza transtensiva, com falhas normais de direção NW-SE e formato alongado, onde se encontram aproximadamente 1.000 m de rochas vulcânicas com intercalações de arenitos de ambiente desértico (Brandão & Feijó, 1994; Milani & Thomaz Filho, 2000; Figueiredo et al., 2007).

No interior dos continentes, inclusive na região Meio-Norte do Brasil, dominavam paisagens desérticas (Brandão & Feijó, 1994; Figueiredo et al., 2007), com pouca ou nenhuma drenagem desenvolvida, que geraram raros registros sedimentares (Figura 3).

JURÁSSICO

No Jurássico, o magmatismo e o soerguimento foram sucedidos pela formação de riftes, seguindo direções impostas por junções tríplexes associadas aos *hotspots* que originaram o Oceano Atlântico Central (Morgan, 1981).

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

Aproveitando as áreas não soerguidas, houve a deposição de sequências flúvio-lacustres das formações Corda e Pastos Bons (Rezende & Pamplona, 1970 segundo Soares Júnior, 2007), representando o primeiro evento de formação da Bacia de Grajaú em baixos estruturais de forma geométrica pouco conhecida durante o Meso e Neojurássico. A direção deste controle estrutural não é entendida; presume-se que tenham acompanhado as direções principais da Bacia do Parnaíba.

EOCRETÁCEO

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

No Eocretáceo, antes do Barremiano, passou a

dominar na região da Ilha de Marajó um regime distensivo de baixa intensidade (Costa et al., 2002), resultando na formação da Bacia de Marajó, com falhas normais sintéticas, de direções NW-SE e NNW-SSE, inclinadas para NE, que controlaram a formação das sub-bacias de Cametá e Mexiana, e o desenvolvimento do Arco de Gurupá; este funcionou como a ombreira principal e provavelmente forneceu grande parte dos sedimentos que preencheram os depocentros da bacia (Figura 4).

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

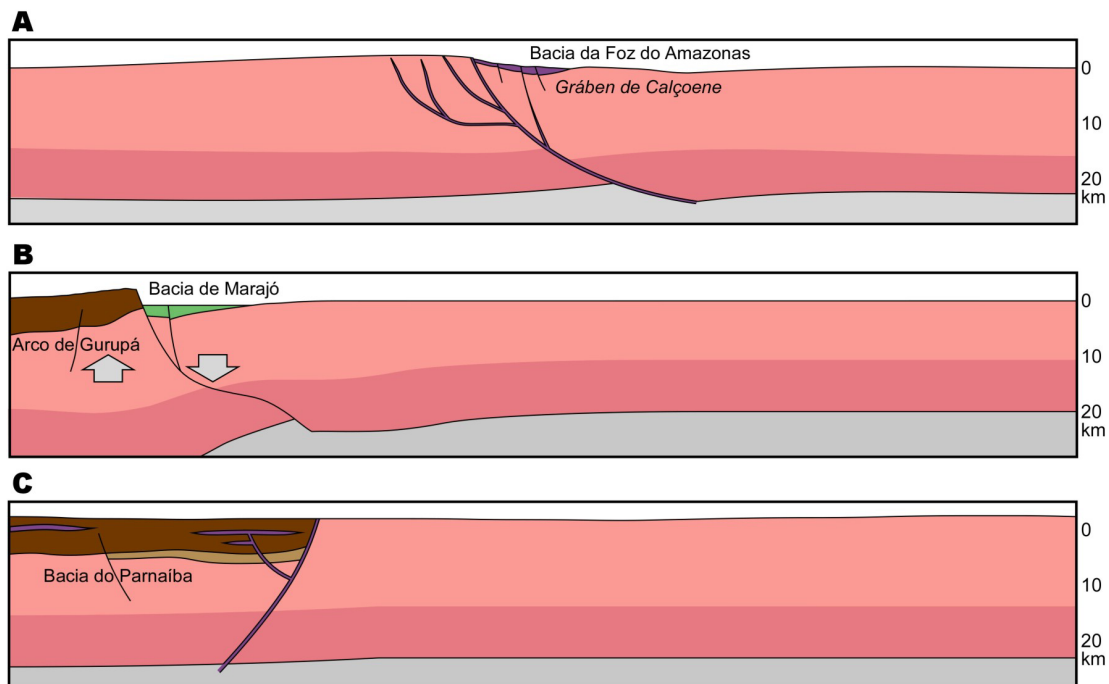
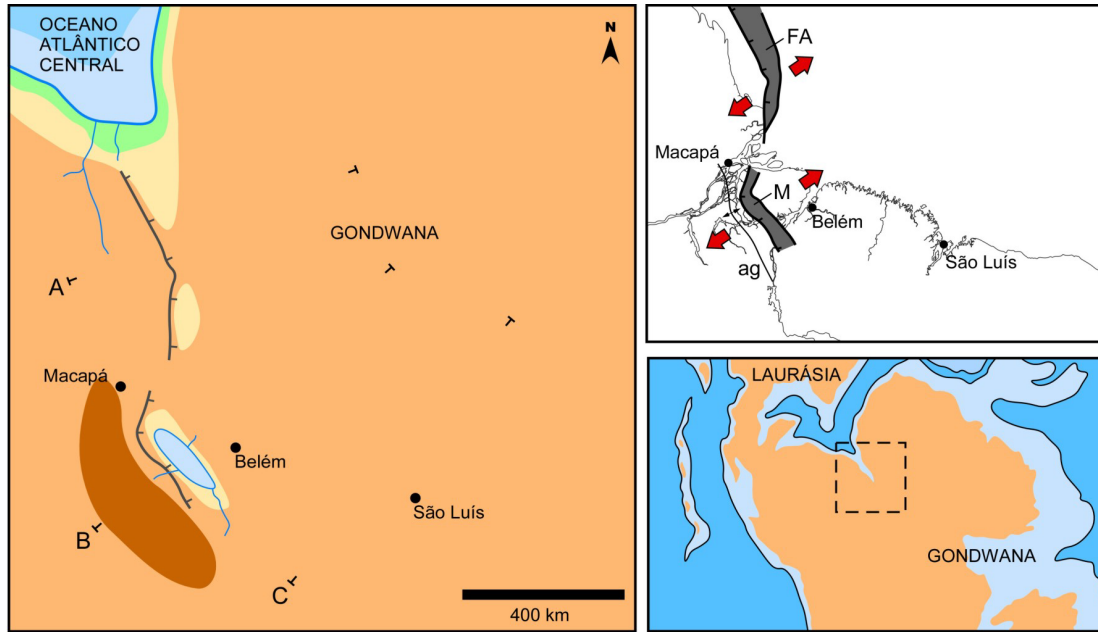
O Arco de Gurupá formou-se devido a desnivelamentos impostos pelas principais falhas normais lítricas que originaram a Bacia de Marajó, através de soerguimento por alívio de carga e por rotações de blocos falhados nas adjacências do arco (Costa et al., 2002) (Figura 4, seção B). O soerguimento antecedeu a deposição das sequências reunidas na Formação Alter do Chão (Neocretáceo), pois esta recobre, nas áreas da Bacia do Amazonas e do Arco de Gurupá, as unidades mais antigas, chegando a assentar-se sobre o pacote sedimentar do Pré-Cambriano, incluído na Formação Prosperança (Wanderley Filho, 1991).

O desenvolvimento do Arco de Gurupá expôs rochas das sequências paleozóicas da Bacia do Amazonas e do embasamento pré-cambriano, que foram intensamente erodidas. Os sedimentos depositados na Bacia de Marajó nesse período são pouco conhecidos, mas é previsível que tenham dominado sistemas fluviais e leques aluviais (Zalán & Matsuda, 2007); nesse caso, os principais sistemas fluviais provavelmente originaram-se na área do Arco de Gurupá, devem ter sido controlados pelas falhas transcorrentes de direção NE-SW e fluíam em direção à Bacia de Marajó, ao proto-Atlântico Central e à Bacia do Amazonas. Parte dos sedimentos provenientes destas áreas altas ficou confinada às proximidades das falhas mestras da Bacia de Marajó, depositados por processos gravitacionais (Figura 5).

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

Barremiano

Neste Estágio, um novo evento de rifteamento com vulcanismo associado incidiu na região, resultando na reativação das estruturas da Bacia da Foz do



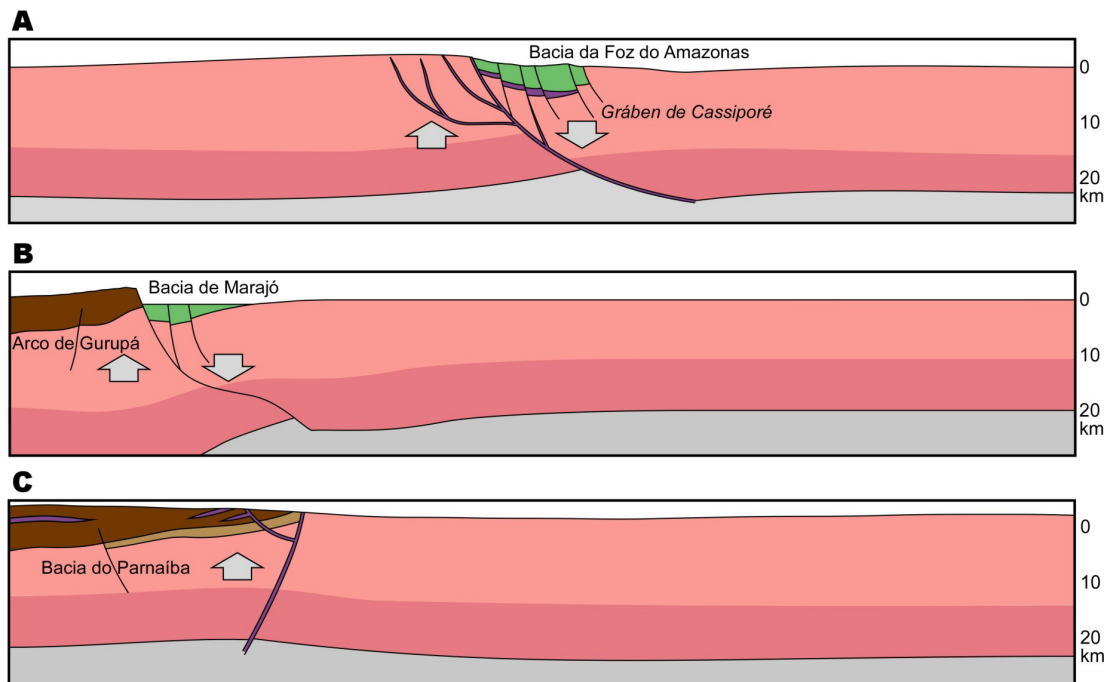
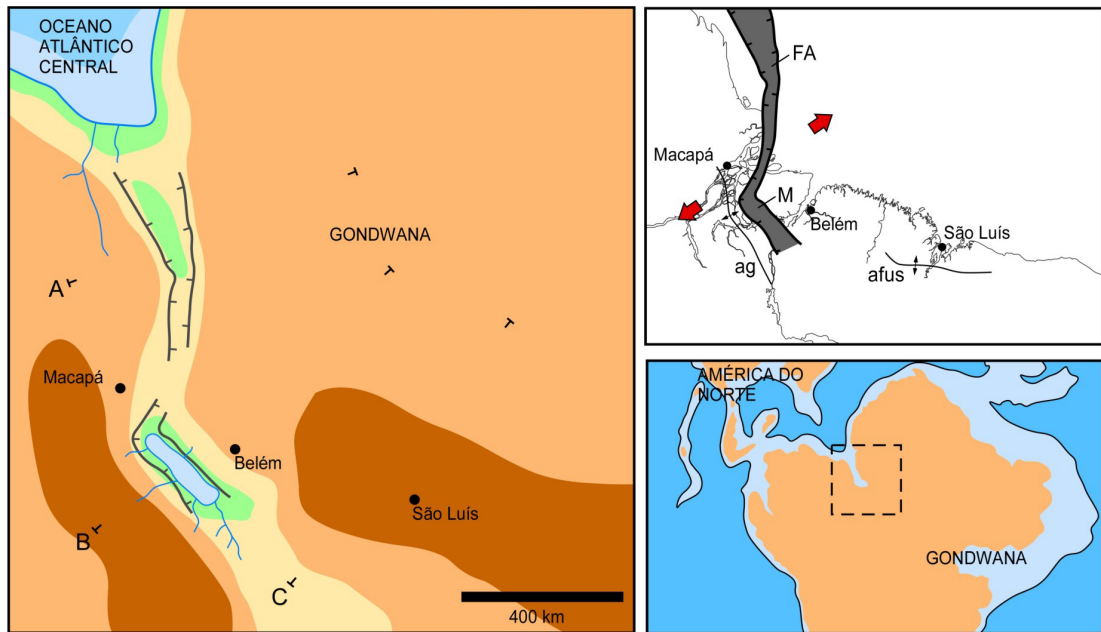
Legenda (mapas)

- | | | | | |
|-----------------|------------------------|-----------------|----------------|--------------------|
| ● Cidades | ↗ Arco estrutural | 🌊 Borda marinha | 📊 Paleo relevo | 🌊 Paleo batimetria |
| ⊠ Área estudada | ⚡ Rifte ativo | 🌊 Lagos | | |
| ↘ Falha normal | ↔ Direção da distensão | 🌊 Drenagem | | |

Legenda (seções)

- | | | | |
|----------------|-----------------------|-------------------|---------------|
| 🟩 Eocretáceo | 🟪 Neotriássico | 🟪 Crosta Superior | 🟩 Astenosfera |
| 📏 Diques/Sills | 🟫 Paleozóico | 🟪 Crosta Inferior | |
| ⬆ Soerguimento | 🟫 Neoproterozóico (?) | | |
| ⬇ Subsidência | | | |

FIGURA 4. Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Berriasiano).
FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; ag – Arco de Gurupá.



Legenda (mapas)

- | | | | | |
|-----------------|------------------------|-----------------|----------------|--------------------|
| ● Cidades | ↘ Arco estrutural | ☁ Borda marinha | 🟠 Paleo relevo | 🟡 Paleo batimetria |
| ⊠ Área estudada | ⬇ Rifte ativo | ☁ Lagos | | |
| ↘ Falha normal | ↔ Direção da distensão | 🌊 Drenagem | | |

Legenda (seções)

- | | | | |
|----------------|-----------------------|-------------------|---------------|
| 🟢 Eocretáceo | 🟣 Neotriássico | 🟠 Crosta Superior | 🟤 Astenosfera |
| 🟡 Diques/Sills | 🟤 Paleozóico | 🟡 Crosta Inferior | |
| ⬆ Soerguimento | 🟤 Neoproterozóico (?) | | |
| ⬇ Subsidência | | | |

FIGURA 5. Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Valanginiano). FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos.

Amazonas e na deposição da Formação Cassiporé, correspondendo à segunda fase rífte nesta bacia (Brandão & Feijó, 1994; Figueiredo et al., 2007). Houve a conexão das falhas normais das bacias da Foz do Amazonas e Marajó, a partir da região da Sub-Bacia de Mexiana (Soares Jr. et al., 2008) (Figura 6) e os dois sistemas de rífte passaram a atuar de forma conjunta.

O Gráben Cassiporé abriga um pacote com cerca de 8.000 m espessura de rochas vulcânicas e sedimentos de origem fluvial, deltáica e lacustre, depositados em um período de aproximadamente 15 Ma (Figueiredo et al., 2007). A origem destes sedimentos é a região leste do Estado do Amapá, incluindo a Plataforma Continental do Amapá, que corresponde à ombreira principal, que foi amplamente soerguida, resultando na exposição de rochas formadas na crosta inferior e dos diques mesozóicos que serviram de condutos para os derrames do Gráben Calçoene.

A estruturação marcada no Gráben Cassiporé são falhas de direções NW-SE e N-S, que se conecta à Bacia de Marajó através de falhas que compõem a Sub-bacia de Mexiana, que controlou um grande sistema flúvio-lacustre, com drenagens fluindo do Arco de Gurupá para a Bacia de Marajó e em direção à Bacia da Foz do Amazonas. A grande distância de transporte dos sedimentos, nesta época, é evidenciada pela presença de arenitos com grãos bem selecionados, depositados em um sistema lacustre, formando folhelhos e arenitos, associados a turbiditos.

A região norte da Bacia do Parnaíba sofreu soerguimento, expondo sedimentos de toda sua coluna estratigráfica e de rochas do embasamento, antigas bacias proterozóicas (Figura 6, seção C).

Aptiano

No Aptiano (Figura 7), a borda flexural da Bacia de Marajó começou a individualizar-se a partir da instalação de falhas antitéticas, estabelecidas pela contínua ampliação da bacia. Essas falhas definiram principalmente sistemas lítricos e planares, inclinados para oeste na sub-bacia de Limoeiro, com pequenos rejeitos e posturas subhorizontais, em profundidades rasas. Nessa fase, essa região, chamada aqui de Marajó Setentrional, começou a funcionar também como área-fonte de sedimentos.

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

A paisagem montanhosa deveria predominar nas

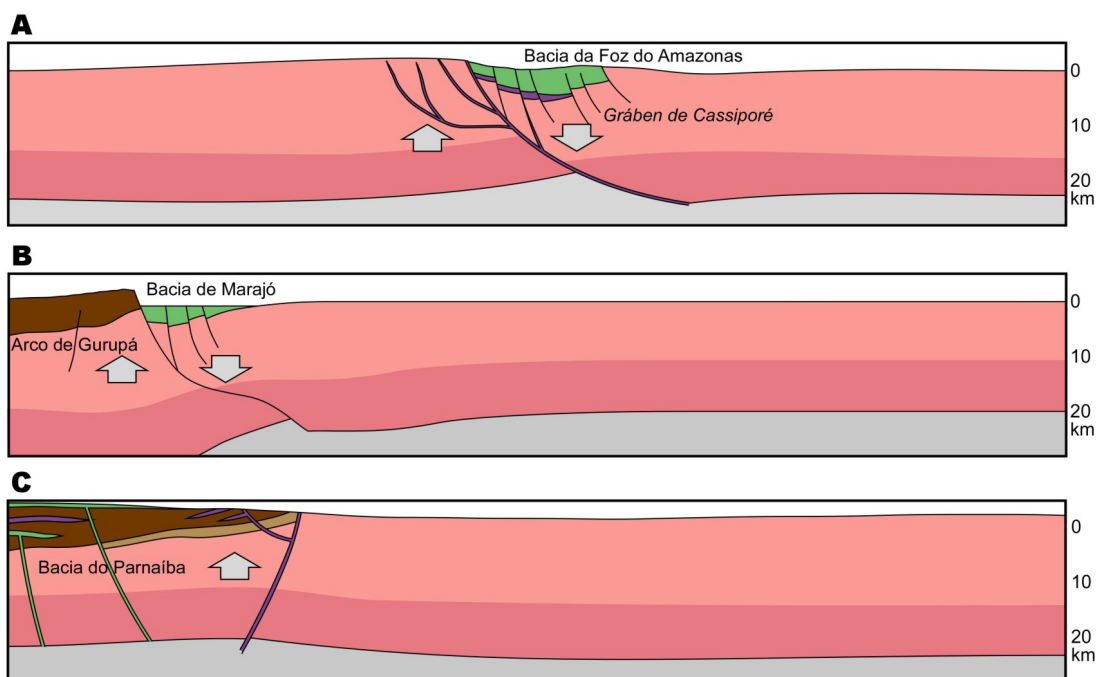
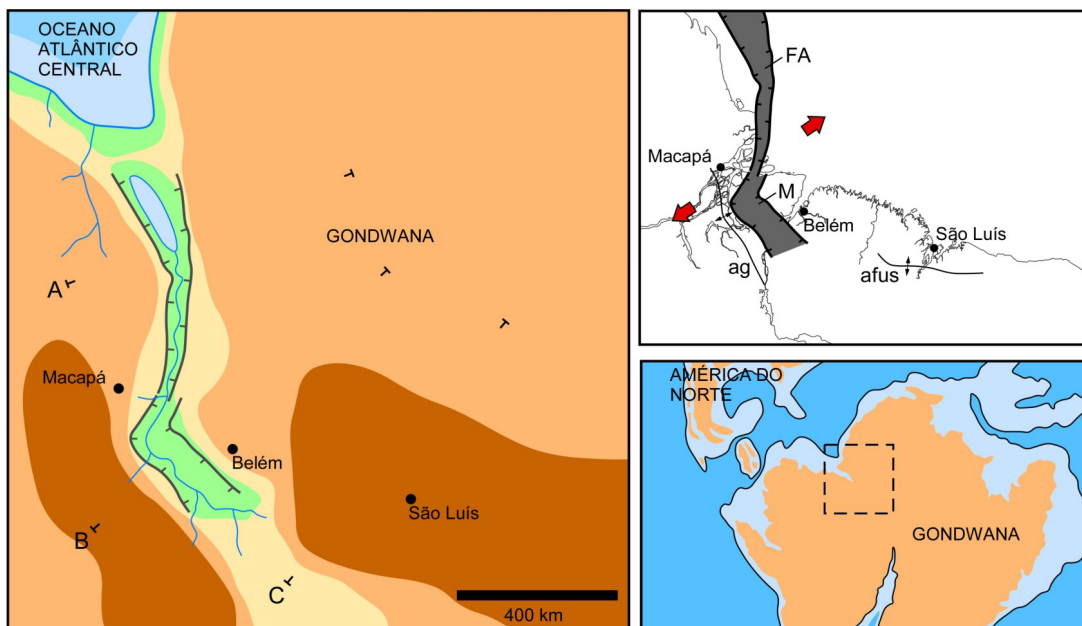
áreas adjacentes aos depocentros, considerando-se a grande espessura dos pacotes sedimentares depositados na Bacia de Marajó e na Bacia da Foz do Amazonas, e os rejeitos da ordem de vários quilômetros associados às falhas normais.

Nesta época, os ambientes dominantes na Bacia de Marajó vinculavam-se a sistemas de leques e talus aluviais (Formação Jacarezinho), passando para fluvial a flúvio-deltáico, interagindo com sistemas lacustres (Formação Breves). Avenius (1988, segundo Soares Junior, 2007) interpretaram os depósitos lacustres da Formação Breves como possíveis ingressões marinhas nas sub-bacias de Mexiana e Limoeiro, porém, nesta época, a Bacia de Marajó estava ligada à Bacia da Foz do Amazonas e esta bacia não apresenta registros marinhos mais antigos que o final do Albiano. A única conexão possível seria com o “Mar Codó” na Bacia de Grajaú. Essa conexão é dada como pouco provável, pois a Bacia de Marajó é separada da Bacia de Grajaú pelo Arco de Tocantins, que na época era uma feição positiva que servia como área fonte de sedimentos para as bacias em formação. Outro motivo é que deveria haver registros marinhos na Sub-bacia de Cameté, o que não ocorre.

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

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

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



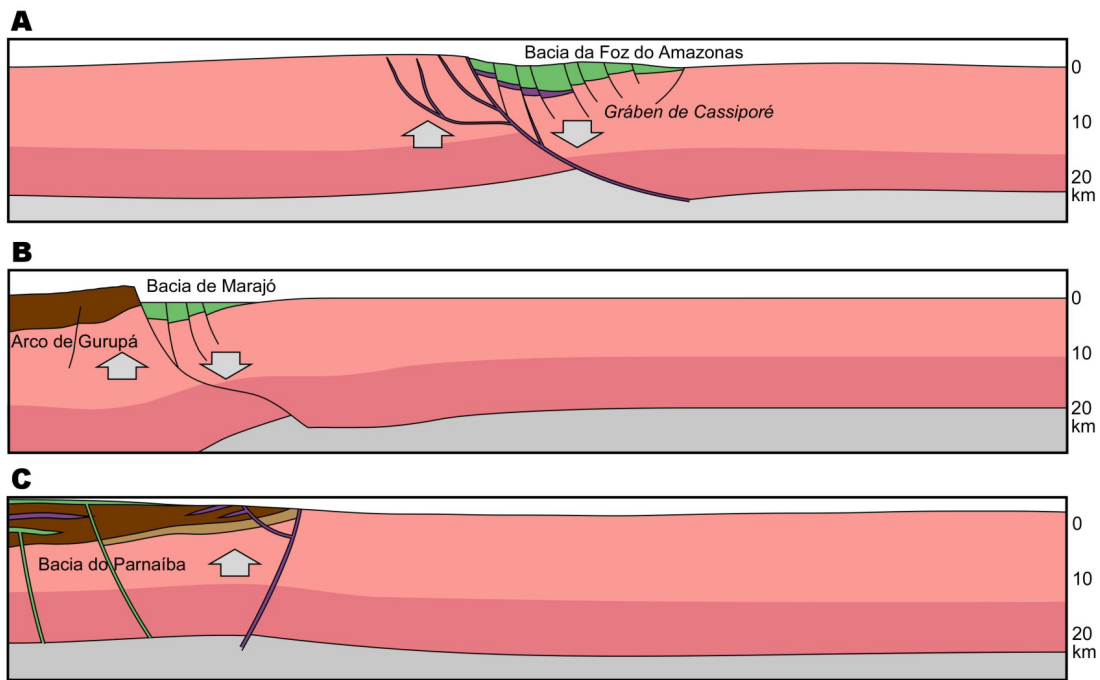
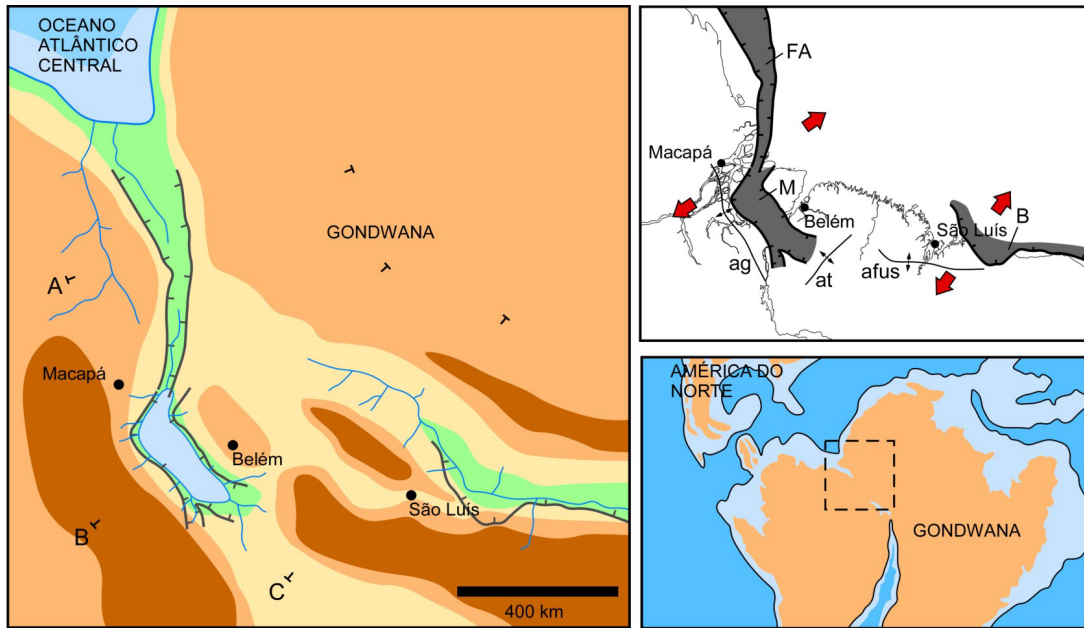
Legenda (mapas)

- | | | | | |
|-----------------|------------------------|-----------------|----------------|--------------------|
| ● Cidades | ↗ Arco estrutural | 🌊 Borda marinha | 🟠 Paleo relevo | 🟡 Paleo batimetria |
| ⊠ Área estudada | ⬇ Rifte ativo | 🌊 Lagos | 🟡 | 🟡 |
| ↘ Falha normal | ↔ Direção da distensão | 🌊 Drenagem | 🟢 | 🟡 |

Legenda (seções)

- | | | | |
|----------------|-----------------------|-------------------|---------------|
| 🟢 Eocretáceo | 🟣 Neotriássico | 🟡 Crosta Superior | 🟤 Astenosfera |
| 🟤 Diques/Sills | 🟤 Paleozóico | 🟡 Crosta Inferior | |
| ⬆ Soerguimento | 🟤 Neoproterozóico (?) | | |
| ⬇ Subsidência | | | |

FIGURA 6. Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (Barremiano). FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos.



Legenda (mapas)

- | | | | | |
|-----------------|------------------------|-----------------|----------------|--------------------|
| ● Cidades | ✱ Arco estrutural | 🌊 Borda marinha | 🟠 Paleo relevo | 🟡 Paleo batimetria |
| ⊠ Área estudada | ⚡ Rifte ativo | 🌊 Lagos | 🟡 | 🟡 |
| ↘ Falha normal | ↔ Direção da distensão | 🌊 Drenagem | 🟢 | 🟡 |

Legenda (seções)

- | | | | |
|----------------|-----------------------|-------------------|---------------|
| 🟢 Eocretáceo | 🟣 Neotriássico | 🟡 Crosta Superior | 🟤 Astenosfera |
| 🟤 Diques/Sills | 🟤 Paleozóico | 🟡 Crosta Inferior | |
| ⬆ Soerguimento | 🟤 Neoproterozóico (?) | | |
| ⬇ Subsidência | | | |

FIGURA 7. Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (início do Aptiano).
 FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas;
 ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.

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

No final do Aptiano, houve subsidência regional na região do Arco Ferrer-Urbano Santos, e a formação da Bacia de São Luís e deposição da Formação Codó nas bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Grajaú, acompanhada de transgressão que responde pela formação do “Lago Codó” na Bacia de Bragança-Viseu, do “Mar Codó” na Bacia de São Luís e do “Mar Epicontinental Codó” na Bacia de Grajaú (Soares Jr. et al. 2008) (Figura 8). A Bacia de Marajó e o Sistema de Grábens Gurupi alcançaram a sua ampliação máxima, com o completo desenvolvimento de sistemas de falhas antitéticas.

A formação da Bacia de Grajaú parece estar vinculada à instalação de falhas normais N-S, a partir da reativação das estruturas do Cinturão Araguaia, responsáveis pelo início do soerguimento da Serra do Estrondo, e falhas normais NE-SW no Arco de Tocantins, que juntos funcionaram como a ombreira desta bacia (Borges et al., 1997). Nesta região, estava instalado um sistema fluvial, com fluxo para ESE e E, interagindo com o “Mar Epicontinental Codó” na Bacia de Grajaú.

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

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

Albiano

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

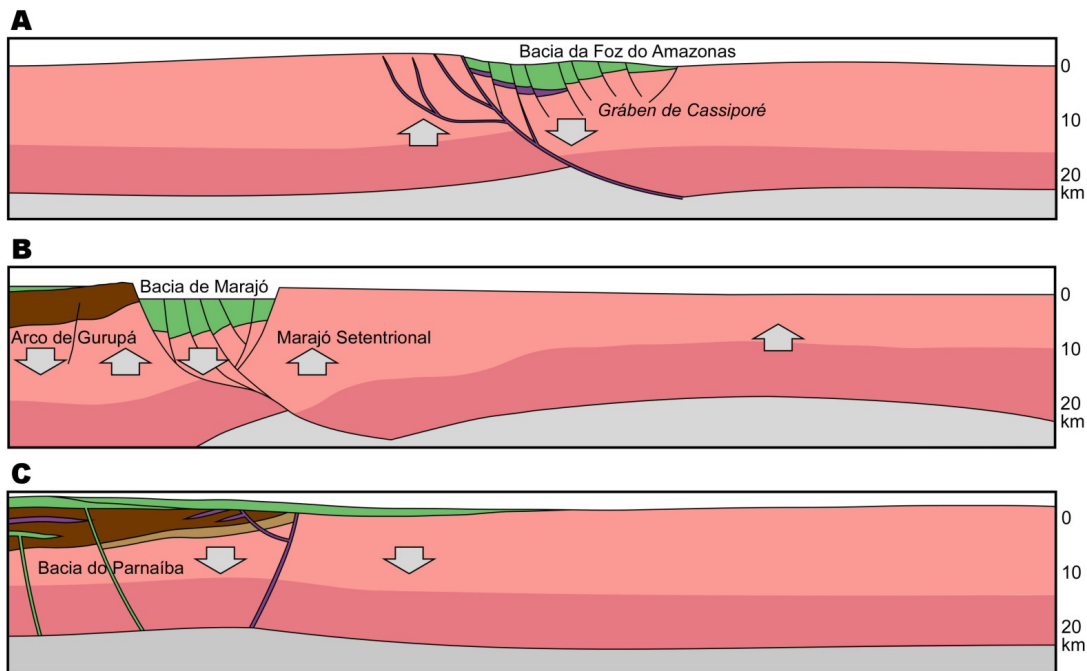
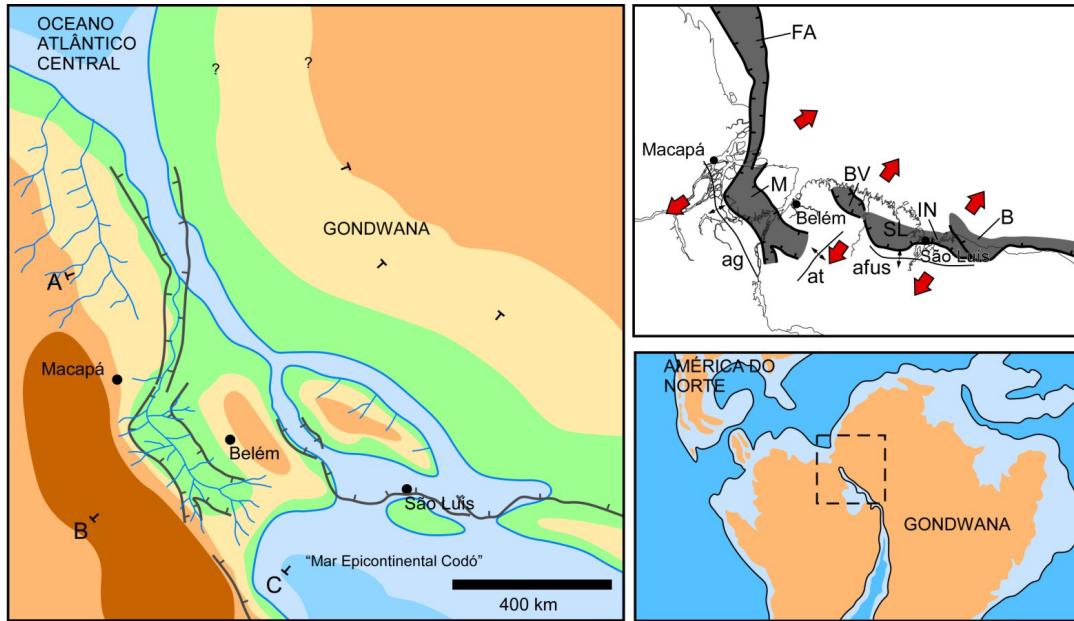
No Albiano, diminuiu a intensidade das movimentações na Bacia de Marajó e no Sistema de Grábens de Gurupi, e ambos experimentaram principalmente subsidência, a julgar pelo pequeno aporte de sedimentos, seguido de assoreamento. A região Marajó Setentrional estava experimentando forte soerguimento, a partir da contínua expansão da Bacia de Marajó e formação das falhas antitéticas, funcionando ainda como fonte de sedimentos para a Bacia de Marajó e para os sistemas flúvio-lacustres da Bacia do Pará-Maranhão (Figura 9).

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

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

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

No final do Albiano, ocorreu o último ciclo deposicional nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís e nova ingressão marinha nesta última, denominada de “Mar Itapecuru II”. O Arco de Gurupi, nesse período, continuava sendo erodido, desta vez, sob influência de clima predominantemente tropical. Dominavam na região sistemas de drenagens de direção ESE-WNW, fluindo para leste e 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 10).



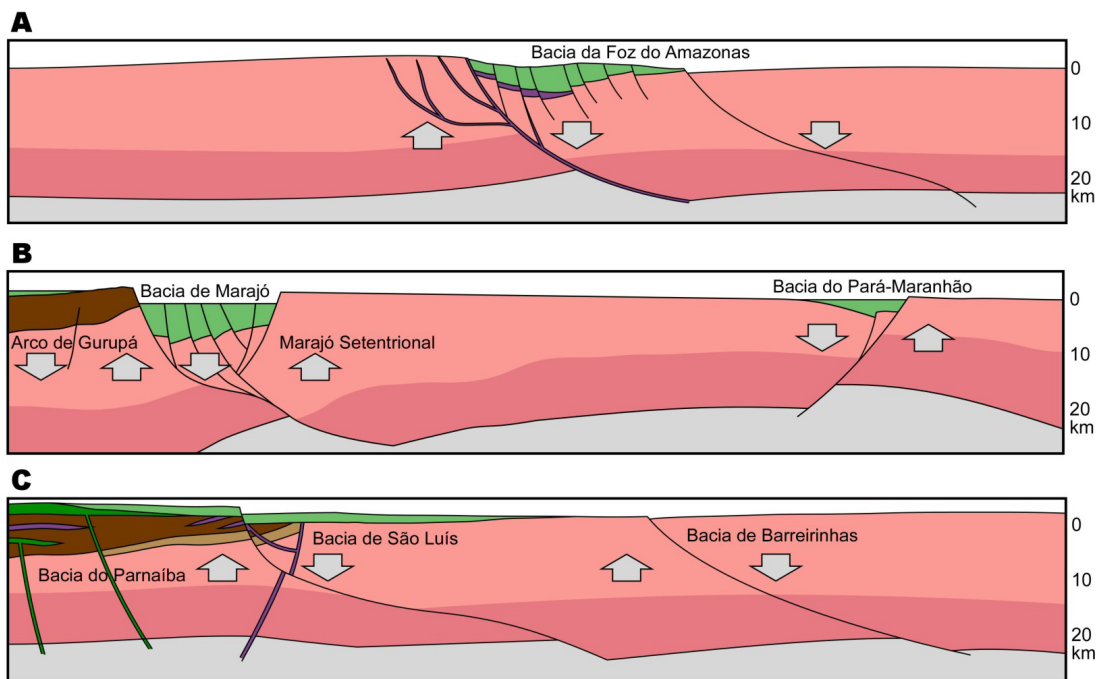
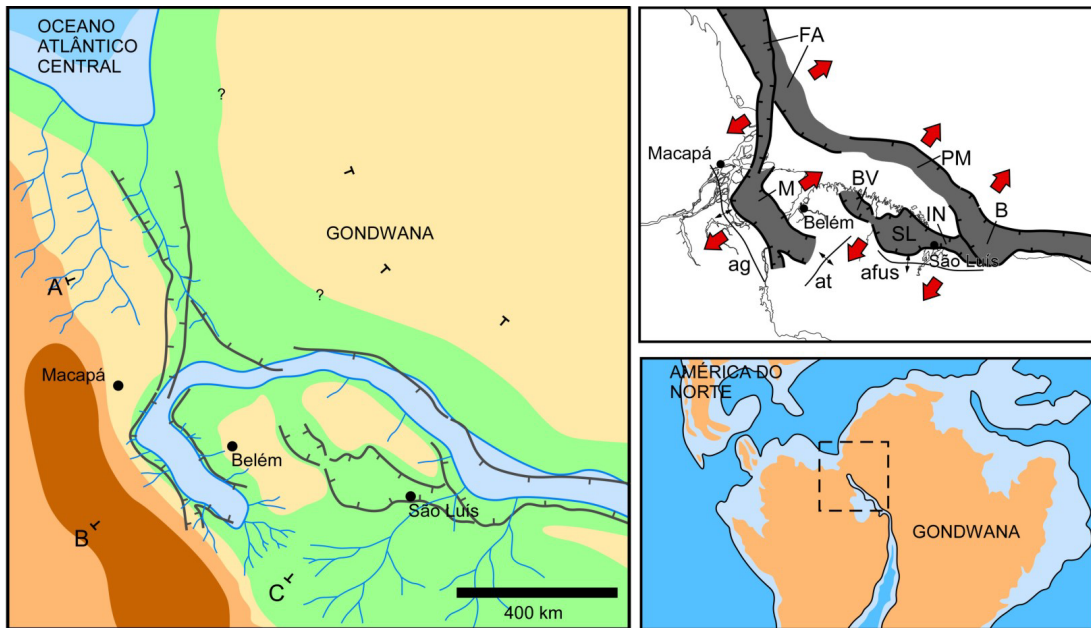
Legenda (mapas)

- | | | | | |
|-----------------|------------------------|-----------------|----------------|--------------------|
| ● Cidades | ↗ Arco estrutural | 🌊 Borda marinha | 🟠 Paleo relevo | 🟡 Paleo batimetria |
| ⊠ Área estudada | ⚡ Rifte ativo | 🌊 Lagos | | |
| ↘ Falha normal | ↔ Direção da distensão | 🌊 Drenagem | | |

Legenda (seções)

- | | | | |
|----------------|-----------------------|-------------------|---------------|
| 🟢 Eocretáceo | 🟣 Neotriássico | 🟠 Crosta Superior | 🟤 Astenosfera |
| 🟡 Diques/Sills | 🟤 Paleozóico | 🟡 Crosta Inferior | |
| ⬆ Soerguimento | 🟤 Neoproterozóico (?) | | |
| ⬇ Subsidência | | | |

FIGURA 8. Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (final do Aptiano). FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.



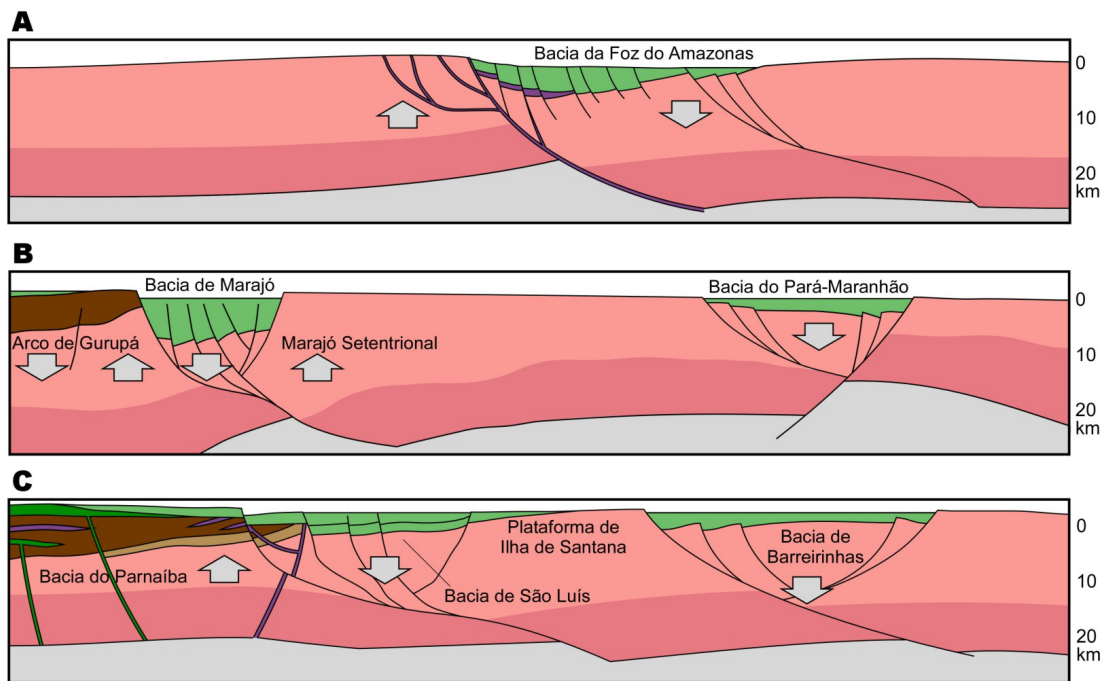
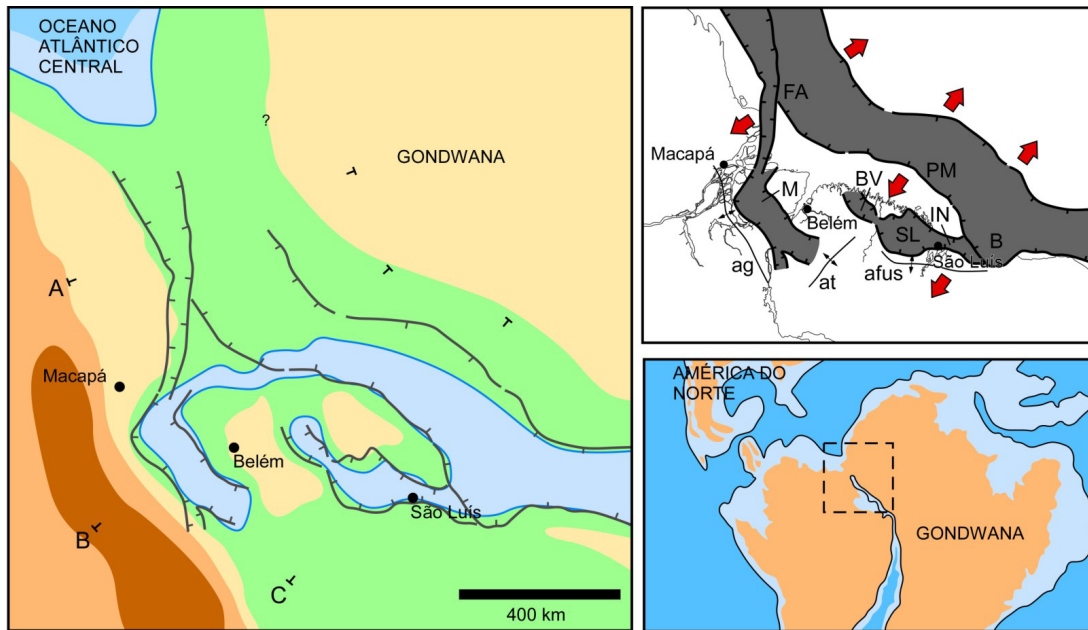
Legenda (mapas)

- Cidades
- ▭ Área estudada
- ↘ Falha normal
- ↗ Arco estrutural
- ↔ Rifte ativo
- ↔ Direção da distensão
- ☁ Borda marinha
- ☁ Lagos
- ☁ Drenagem
- 🟠 Paleo relevo
- 🟡 Paleo batimetria

Legenda (seções)

- 🟢 Eocretáceo
- 🟠 Diques/Sills
- ⬆️ Soerguimento
- ⬇️ Subsidência
- 🟣 Neotriássico
- 🟤 Paleozóico
- 🟡 Neoproterozóico (?)
- 🟡 Crosta Superior
- 🟠 Crosta Inferior
- 🟤 Astenosfera

FIGURA 9. Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (início do Albiano). FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.



Legenda (mapas)

- Cidades
- ▭ Área estudada
- ↘ Falha normal
- ↘ Arco estrutural
- ↘ Riftes ativos
- ↔ Direção da distensão
- Borda marinha
- Lagos
- Drenagem
- Paleo relevo
- Paleo batimetria

Legenda (seções)

- Eocretáceo
- ▨ Diques/Sills
- ↑ Soerguimento
- ↓ Subsidência
- Neotriássico
- Paleozóico
- Neoproterozóico (?)
- Crosta Superior
- Crosta Inferior
- Astenosfera

FIGURA 10. Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (metade do Albiano). FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.

Segundo Azevedo (1991), no Aptiano, a taxa de subsidência do Sistema de Grábens Gurupi foi relativamente alta (460 m/Ma) e decresceu no Albiano (90-130 m/Ma), com a fase sintectônica terminando no Neoalbio-Eocenomaniano. O descréscimo da sedimentação neste conjunto de bacias coincide com o início de uma nova fase de rifteamento, que gerou as bacias do Pará-Maranhão e Barreirinhas.

Ainda no final do Albiano, ocorreu a ligação entre os oceanos Atlântico Equatorial e Central, através do contínuo desenvolvimento do rifteamento da Bacia do Pará-Maranhão para a direção noroeste, através de movimentação rotacional no sentido anti-horário da África em relação à América do Sul, gerando nova fase de rifteamento e a entrada do mar na Bacia da Foz do Amazonas (Figura 11).

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

No Eoalbio, o bloco continental a ser separado da África foi definido a partir da formação das Bacias do Pará-Maranhão e Barreirinhas. Houve a conexão destas duas bacias com a Bacia da Foz do Amazonas, compondo um único sistema de grábens onde dominavam sistemas marinhos, agora conectados com o Atlântico Central (Figura 11).

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

NEOCRETÁCEO

No Neocretáceo 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.

Ainda, com a diminuição da magnitude dos movimentos extensionais na Bacia de Marajó, cessaram os deslocamentos nas falhas normais (sintéticas e antitéticas) e a intensificação do jogo de blocos ou compartimentos ao longo de transcorrências NE-SW (lineamentos Arari, Limoeiro, Tocantins e Carapajó), que tiveram papel importante na região do Marajó Setentrional, com possíveis rearranjos de sistemas de drenagem e articulação interna de blocos. Nessa fase, o limite noroeste do Marajó Setentrional começou a se destacar na paisagem, em decorrência do desenvolvimento da sub-bacia de Mexiana, através de movimentos direcionais dextrais ao longo do Lineamento Arari. Os sistemas fluviais fluíam não apenas do Marajó Setentrional, do Arco de Tocantins e do Arco de Gurupá, mas também das sub-bacias de Cameté 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 soergimento.

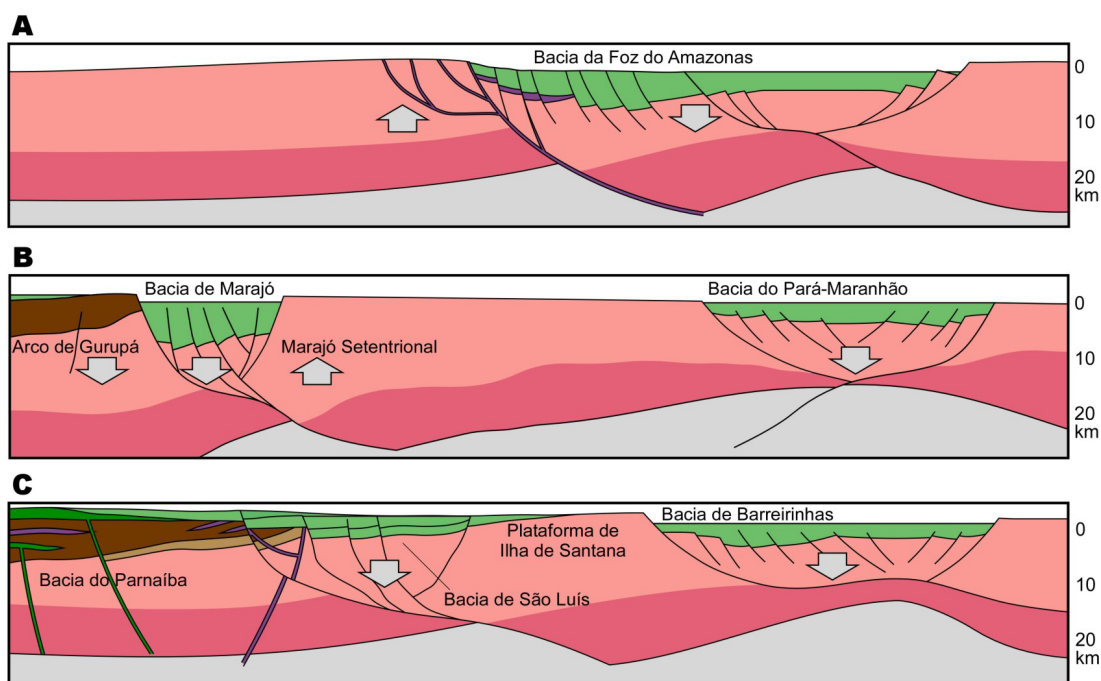
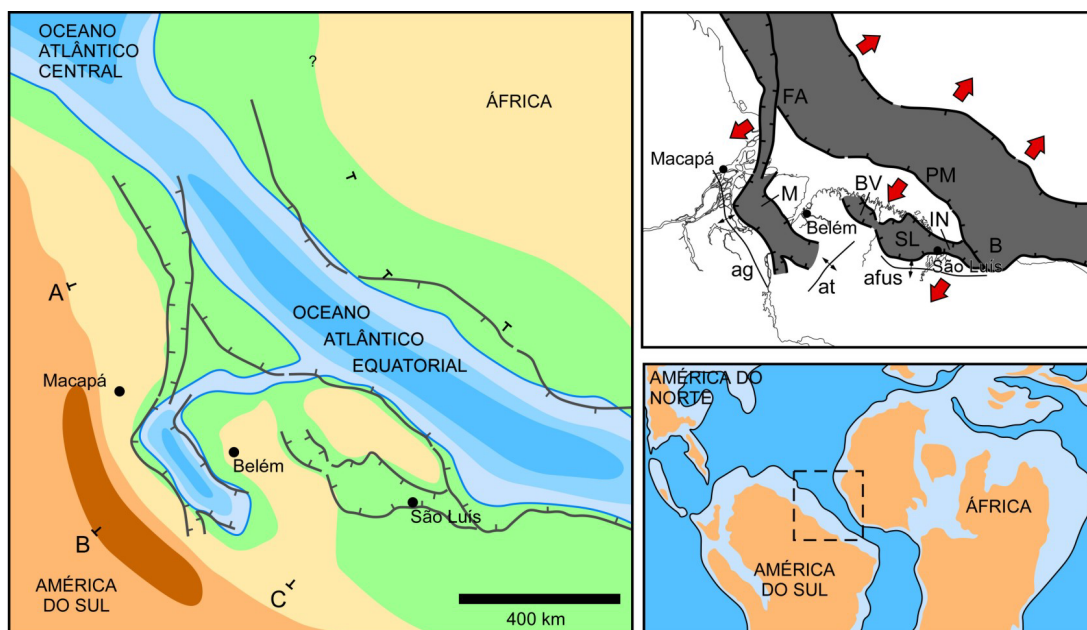
O rearranjo estrutural da Sub-bacia de Mexiana proporcionou a invasão marinha em toda a Bacia de Marajó, depositando os sedimentos da Formação Limoeiro. Este mar interagiu com sistemas fluviais do Arco de Gurupá e Arco de Tocantins, principalmente (Figura 12).

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

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

LIMITE NEOCRETÁCEO – PALEOGENO

No limite entre o Mesozóico e o Cenozóico, as regiões dos arcos de Gurupá e Tocantins foram submetidas a movimentos subsidentes. No primeiro, se insta-



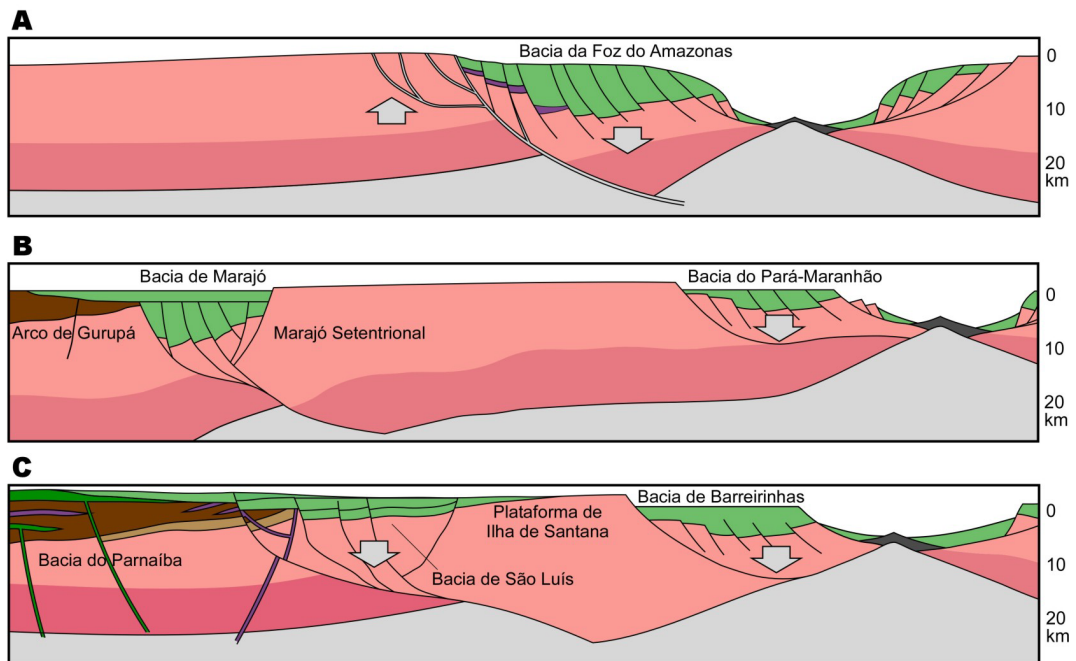
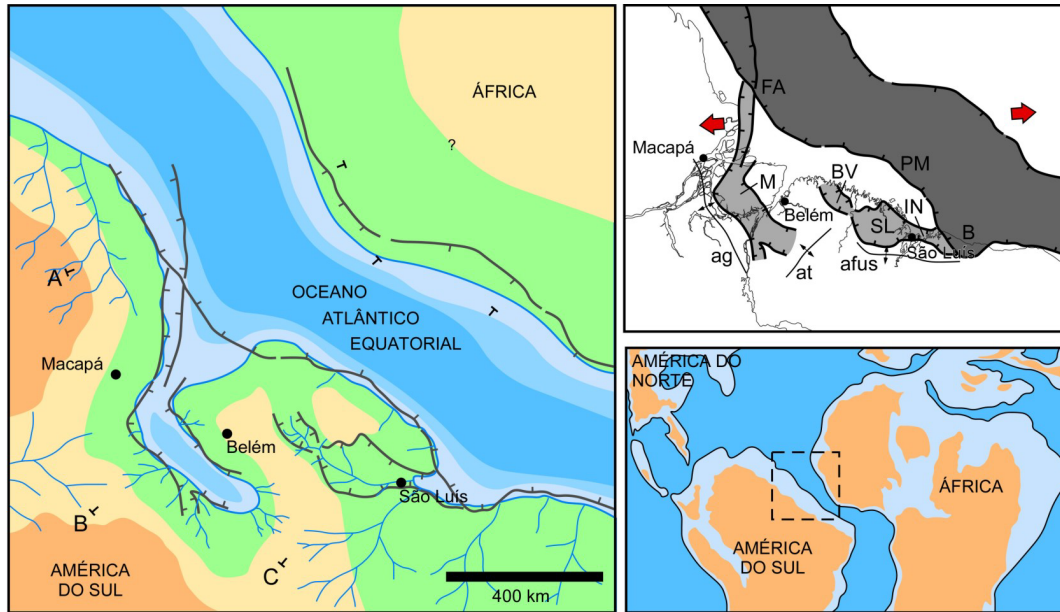
Legenda (mapas)

- Cidades
- ◻ Área estudada
- ↘ Falha normal
- ↘ Arco estrutural
- ◼ Rifte ativo
- ↔ Direção da distensão
- ◌ Borda marinha
- ◌ Lagos
- ◌ Drenagem
- ◌ Paleo relevo
- ◌ Paleo batimetria

Legenda (seções)

- ◌ Eocretáceo
- ◌ Diques/Sills
- ◌ Soerguimento
- ◌ Subsidência
- ◌ Neotriássico
- ◌ Paleozóico
- ◌ Neoproterozóico (?)
- ◌ Crosta Superior
- ◌ Crosta Inferior
- ◌ Astenosfera

FIGURA 11. Mapa paleogeográfico do Eocretáceo (final do Albiano). FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.



Legenda (mapas)

- | | | | | |
|-----------------|------------------------|-----------------|----------------|--------------------|
| ● Cidades | ↗ Arco estrutural | ○ Borda marinha | ■ Paleo relevo | ■ Paleo batimetria |
| □ Área estudada | ↘ Rifte ativo | ○ Lagos | | |
| ↘ Falha normal | ↘ Rifte abortado | ~ Drenagem | | |
| | ↔ Direção da distensão | | | |

Legenda (seções)

- | | | | |
|----------------|-----------------------|-------------------|-------------------|
| ■ Eocretáceo | ■ Neotriássico | ■ Crosta Superior | ■ Astenosfera |
| ▨ Diques/Sills | ■ Paleozóico | ■ Crosta Inferior | ■ Crosta Oceânica |
| ↑ Soerguimento | ■ Neoproterozóico (?) | | |
| ↓ Subsidência | | | |

FIGURA 12. Mapa paleogeográfico do Neocretáceo (Turoniano). FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.

lou o pacote sedimentar do Cretáceo-Paleogeno e a geração de falhas normais NW-SE, falhas listricas e reativação de falhas transcorrentes do Paleozóico na Bacia do Amazonas. No Arco de Tocantins, a subsidência foi responsável pela ligação entre os mares interiores presentes nas bacias de Marajó e Grajaú, com a deposição da Formação Ipixuna, definida por Francisco et al. (1971), com registro de estruturas sedimentares relacionadas a tempestade marinha.

A formação Ipixuna foi considerada de idade entre o Neocretáceo e o Paleogeno, por Jupiassu (1970), Francisco et al. (1971) e Borges et al. (1997), com base em troncos silicificados de angiospermas da Família *Humiriaceae* e em relações stratigráficas discordantes da Formação Itapecuru, sotoposta e formações Pirabas e Barreiras, sobrepostas.

A paisagem era marcada por um mar interior, o “Mar Ipixuna”, para onde fluíam drenagens do Marajó Setentrional, Plataforma de Ilha de Santana e do Arco de Gurupá. A entrada deste mar ocorreu pela Bacia de Marajó e pela região onde atualmente está a Cidade de São Luís, por falhas transcorrentes de direção NE-SW, e alcançou a Bacia de Grajaú pelos arcos de Tocantins e Ferrer-Urbano Santos, já sem expressão no relevo da região. As regiões Marajó Setentrional e Plataforma de Ilha de Santana ficaram isoladas entre o “Mar Ipixuna” e o Atlântico Equatorial (Figura 13).

PALEOGENO

Eoceno

No 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 Cenozóico. 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.

Oligoceno

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.

NEOGENO

Mioceno

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 respondem pelos dois pulsos de inversão (transpressão e trans-tensão) 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 (Figura 14).

O Marajó Setentrional deixou de ser área fonte de sedimentos a partir do Mioceno, quando toda esta região, entre as 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 interagiam com o “Mar de Pirabas”, desaguando diretamente em um mar raso e aberto, com conexão com o Oceano Atlântico.

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.

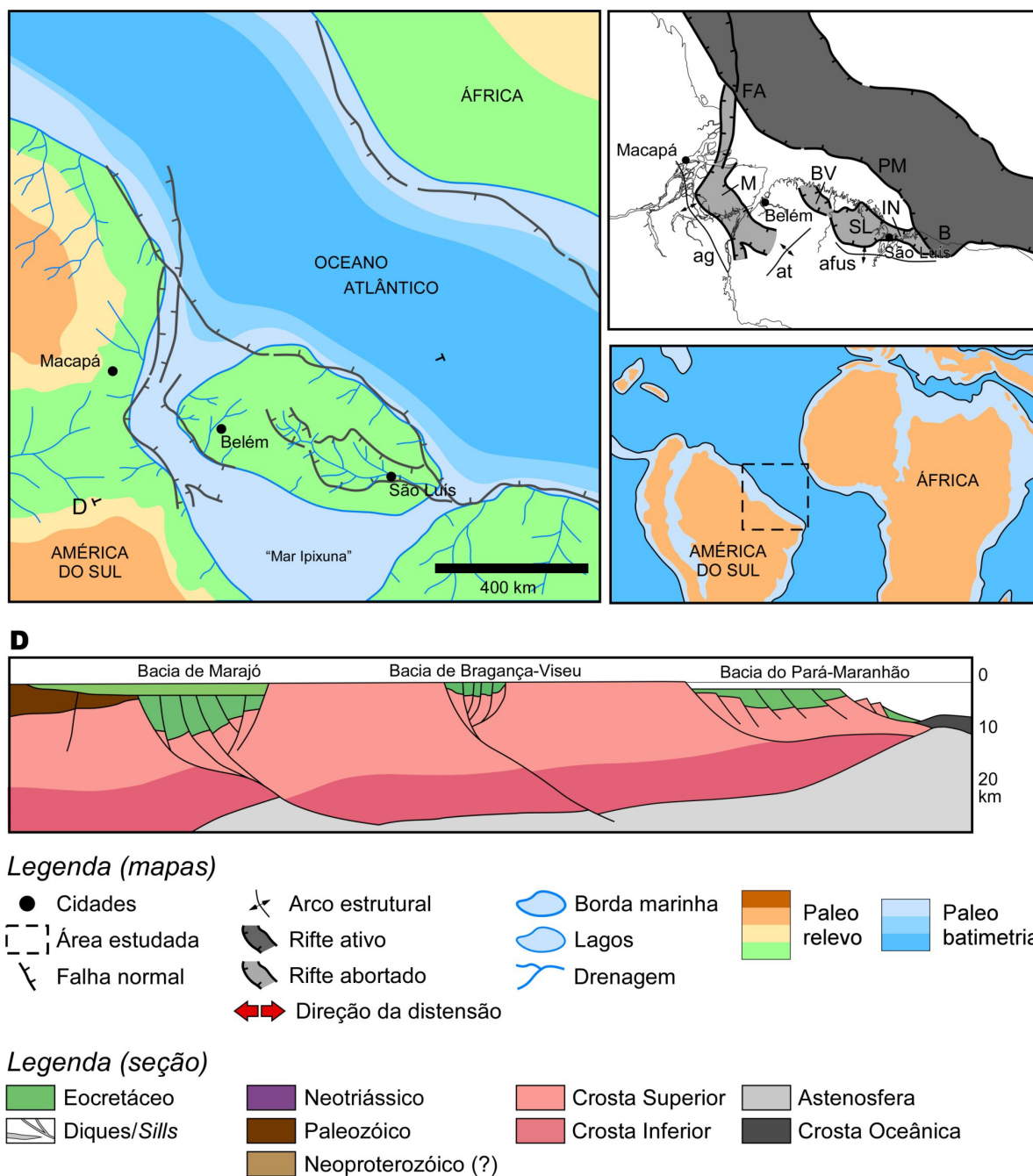


FIGURA 13. Mapa paleogeográfico do limite Neocretáceo - Paleogeno. FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.

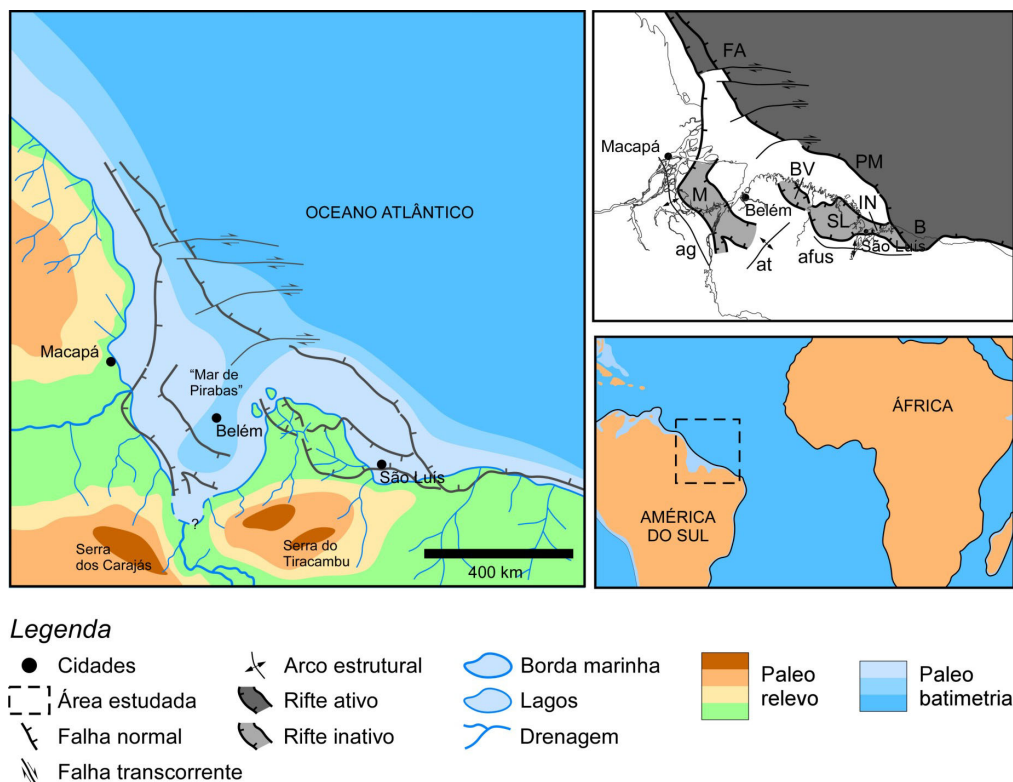


FIGURA 14. Mapa paleogeográfico do Mioceno. FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.

Plioceno

Com o soerguimento dos Andes, ocorreu o rearranjo das drenagens do Páleo-Amazonas e Páleo-Solimões, estes rios passam a correr juntos para leste. Os rios Tocantins e Araguaia estavam encaixados nas falhas normais da Bacia de Marajó, corriam na direção NE-SE, e desaguavam no Rio Amazonas. Este conjunto de rios de grande porte desaguava diretamente no “Mar de Pirabas” e foi responsável pela deposição dos clásticos transicionais do Grupo Barreiras, e resultou no gradual regressão deste mar e posterior assoreamento.

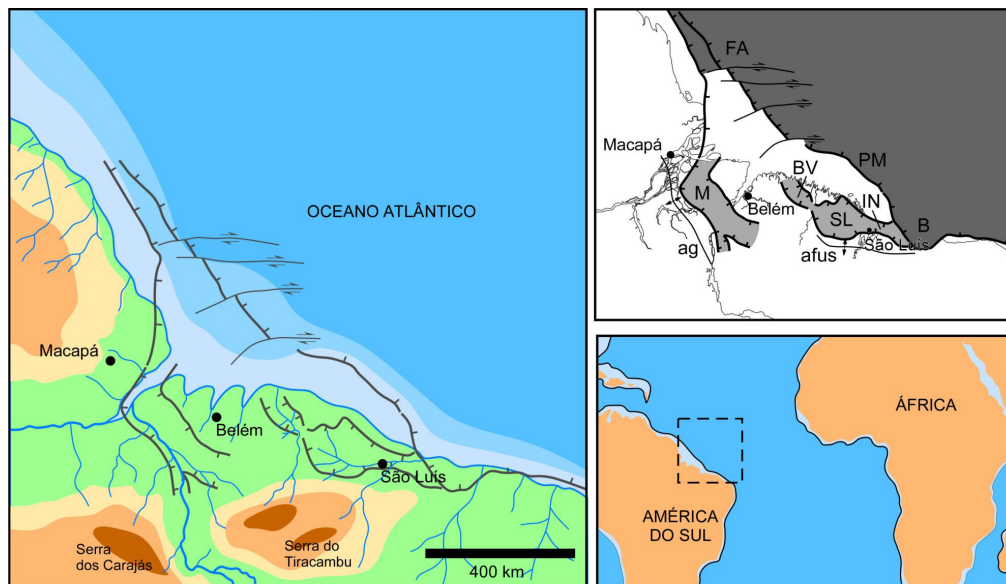
No extremo NW do Estado do Maranhão, houve a geração de fálhas normais de direção NW-SE e inclinadas para NE, que limitam um depocentro preenchido por sedimentos do Grupo Barreiras e falhas transcorrentes de direção NE-SW que controlam as rias da região. Nessa época, o litoral já era caracterizado por rias e apresentava-se mais a sul da linha de Costa atual, dominada por elementos orientados na direção NE-SW (Figura 15).

Pleistoceno/Holoceno

No Pleistoceno/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 Paleo-

geno, 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 duplex equidistante 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 meandantes. 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.



Legenda

- | | | | | |
|-----------------------|-------------------|-----------------|---------------|-------------------|
| ● Cidades | ↗ Arco estrutural | 🌊 Borda marinha | 🟡 Paleorelevo | 🟦 Paleobatimetria |
| ⊠ Área estudada | ↘ Rifte ativo | 🌊 Lagos | 🟢 Paleobacia | |
| ↘ Falha normal | ↘ Rifte inativo | 🌊 Drenagem | | |
| ↘ Falha transcorrente | | | | |

FIGURA 15. Mapa paleogeográfico do Plioceno. FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.

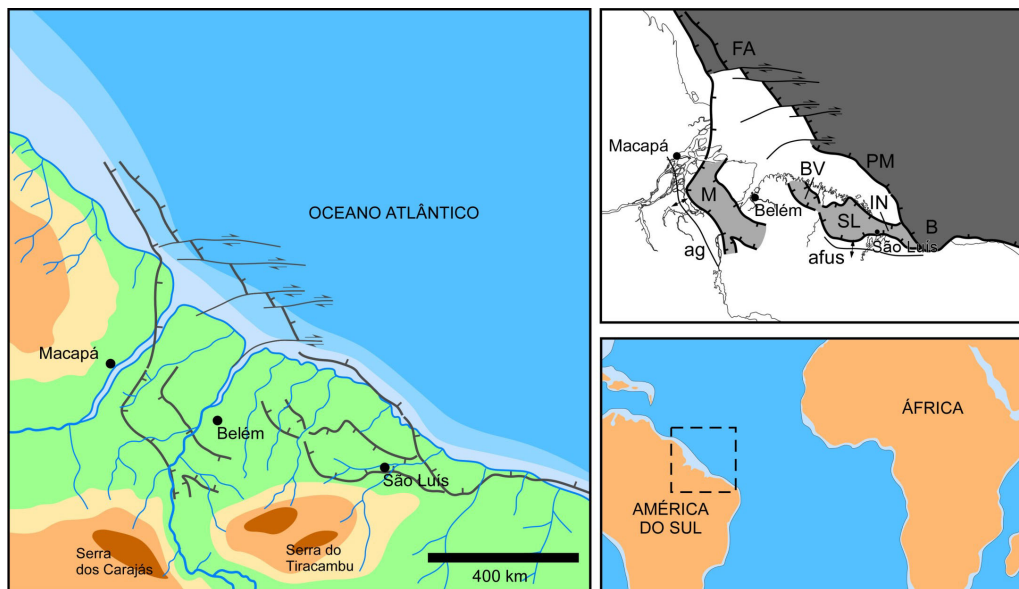
Este evento tectônico foi responsável também pelo basculamento de blocos, na região Marajó Setentrional, resultando na migração de canais em direção à região sudoeste da Ilha de Marajó, onde dominava um sistema de drenagem anastomosado.

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 Neogeno (Figura 16).

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 as rochas sedimentares 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 16).

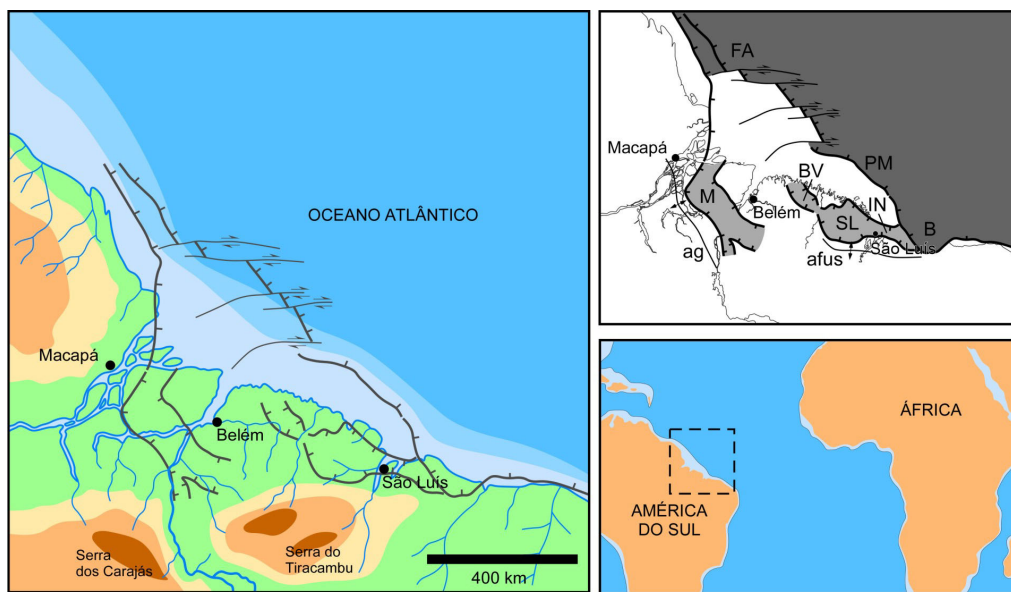
A subida contínua do nível do mar durante o Holoceno, provocou o afogamento de parte das planícies costeiras e a modelagem de falésias em depósitos do Grupo Barreiras, que sustenta o planalto costeiro. Esse evento é marcado por lençóis de areia com fragmentos de conchas, que representam, provavelmente, 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 17).



Legenda

- | | | | | |
|-----------------------|-------------------|-----------------|----------------|--------------------|
| ● Cidades | ↗ Arco estrutural | ○ Borda marinha | ■ Paleo relevo | ■ Paleo batimetria |
| □ Área estudada | ▬ Rifte ativo | ○ Lagos | ■ | ■ |
| ↘ Falha normal | ▬ Rifte inativo | ~ Drenagem | | |
| ↖ Falha transcorrente | | | | |

FIGURA 16. Mapa paleogeográfico do Pleistoceno - Holoceno. FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.



Legenda

- | | | | | |
|-----------------------|-------------------|-----------------|----------------|--------------------|
| ● Cidades | ↗ Arco estrutural | ○ Borda marinha | ■ Paleo relevo | ■ Paleo batimetria |
| □ Área estudada | ▬ Rifte ativo | ○ Lagos | ■ | ■ |
| ↘ Falha normal | ▬ Rifte inativo | ~ Drenagem | | |
| ↖ Falha transcorrente | | | | |

FIGURA 17. Mapa paleogeográfico do Holoceno. FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins.

CONCLUSÕES

A Margem Equatorial do Brasil é formada por um complexo conjunto de bacias sedimentares desenvolvidas desde o Neotriássico até o Albiano. Este conjunto de bacias evoluiu de forma contínua entre o Berriasiano e o Albiano, sendo que um conjunto teve seu desenvolvimento interrompido, enquanto outro evoluiu para a fragmentação continental e formação de margem passiva.

Durante os estágios de rifteamento, no Eocretáceo, o campo de paleotensão teve direção principal NE-SW, evidenciado pelas falhas compartimentais das

bacias possuírem essa direção e pelas falhas normais terem direções predominantemente NW-SE. Este conjunto de direções de falhas normais e compartimentais com diferenças angulares da ordem de 90° sugere que a direção de estiramento máximo durante a fase rifte foi NE-SW.

A partir do Neocretáceo, após a fragmentação da América do Sul e África, o campo de paleotensões foi redefinido para a direção E-W, a partir do desenvolvimento das zonas transformantes na crosta oceânica.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Margem Equatorial do Brasil ainda é pobremente conhecida. As informações provêm principalmente de dados adquiridos pela PETROBRAS desde a década de 1960 em diversas bacias, pela TEXACO na Bacia de Marajó, e de trabalhos de mapeamento executados pelas universidades, com destaque para a Universidade Federal do Pará na década de 1990. Este conhecimento

é desequilibrado entre as bacias, em algumas existem apenas dados com mais de cinquenta anos, enquanto outras possuem dados apenas em relatórios internos de companhias de Petróleo. É necessário que mais estudos básicos nestas bacias sejam executados e seus dados levados a conhecimento público, para que o quadro evolutivo seja definido de forma mais detalhada.

AGRADECIMENTOS

Este estudo foi parte do Projeto “O Papel do Embasamento Pré-Cambriano no Desenvolvimento dos Sistemas de Riftes Mesozóico e Evolução Paleogeográfica do Litoral Norte do Brasil” (PROEMB), realizado pela Universidade Federal do Pará, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil e Universidade Estadual Paulista sob patrocínio da PETROBRAS, e completado para a tese de doutoramento do primeiro autor como bolsista do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. AGUIAR, G.A. Geologia da Bacia do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Resumos...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971, v. 3, p. 113-122.
2. AZEVEDO, R.P. **Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basins**. Londres, 1991. 580 p. Tese (PhD) – Imperial College.
3. AVENIUS, C.G. *Cronostratigraphic study of the Post-rift/Sin-rift unconformity, Marajó rift system, Brazil*. Belém: **TEBCO**, p. 98, 1988.
4. BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; FERNANDES, J.M.G.; BEMERGUY, R.L. Instalação e inversão da Bacia do Capim. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6, 1997, Pirenópolis. **Boletim de Resumos Expandidos...** Pirenópolis: Sociedade Brasileira de Geologia, 1997, p. 134-135.
5. COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R.L.; SOARES JUNIOR, A.V.; VILLEGAS, J. Tectonic and Paleogeography of the Marajó Region, Northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 74, n. 3, p. 519-531, 2002.
6. FAVRE, P. & STAMPFLI, G.M. From rifting to passive margin: The example of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. **Tectonophysics**, v. 215, p. 69-97, 1992.
7. FIGUEIREDO, J.J.P.; ZALÁN, P.V.; SOARES, E.F. Bacia da Foz do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 299-309, 2007.
8. FRANCISCO, B.H.R.; LOWEENSTEIN, P.; SILVA, G.G. Contribuição à Geologia da folha São Luís (SA-23), no Estado do Pará. **Boletim do Museu Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra**, v. 17, p. 1-17, 1971.
9. JUPIASSU, A.M.S. Madeira Fóssil Humiriaceae de Irituia, Estado do Pará. **Boletim do Museu Emílio Goeldi. Série Geológica**, v. 14, p. 1-12, 1970.
10. HAMES, W.E.; McHONE, J.G.; RENNE, P.; RUPPEL, C. (Eds.). *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea*. Washington: **American Geophysics Union Monograph**, AGU, v. 136, 267 p., 2003.
11. MARZOLI, A.; RENNE, P.R.; PICCIRILLO, E.M. Ar/Ar geochronology of Mesozoic continental basaltic magmatism and the opening of the central, equatorial and southern

- Atlantic ocean. Penrose 2000: **Volcanic Rifted Margins**. Geology Department, Royal Holloway, University of London, p. 54, 2000.
12. McHONE, J.G. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the Central Atlantic Ocean. **Tectonophysics**, v. 316, p. 287-296, 2000.
 13. McHONE, J.G. Volatile Emissions from Central Atlantic Magmatic Province Basalts: Mass Assumptions and Environmental Consequences. **AGU Monograph**, v. The Central Atlantic Magmatic Province, p. 13, 2002.
 14. McHONE, J.G. **Igneous Features and Geodynamic Models of Rifting and Magmatism Around the Central Atlantic Ocean**. Disponível em: <http://www.mantleplumes.org/CAMP.html>. 2006. Acessado em: 10jun2007.
 15. MILANI, E.J. & THOMAZ FILHO, A. Sedimentary Basins of South America. In: U.G. CORDANI, E.J. MILANI et al. (Eds.), **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 389-449, 2000.
 16. MORGAN, W.J. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. **Tectonophysics**, v. 94, p. 123-139, 1981.
 17. PAKULSKI, C. Radiolários e Foraminíferos do Cretáceo Superior da Bacia Pará-Maranhão, Margem Equatorial Brasileira. In: SEMANA ACADÊMICA DOS ALUNOS DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS, 1, 2006, Porto Alegre. Resumos... Porto Alegre: UFRGS, 2006, p. 113-116.
 18. REZENDE, W.N. & PAMPLONA, H.R.P. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano-Santos. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 13, n. 1, p. 5-14, 1970.
 19. RODARTE, J.B.M. & BRANDÃO, J.A.S.L. Arcabouço estrutural, estratigrafia e prespectivas exploratórias da área de Cassiporé, porção noroeste da Bacia da Foz do Amazonas. **Relatório**, Petrobrás. Rio de Janeiro, p. 82, 1988.
 20. SOARES JÚNIOR, A.V. **A Fragmentação do Gondwana na Região Meio-Norte do Brasil durante o Mesozóico**. Belém, 2007. 193 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
 21. SOARES JÚNIOR, A.V.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Três Fases Distensivas. **Geociências**, v. 27, n. 4, p. 427-437, 2008.
 22. SWANSON M.T. Preliminary model for an early transform history in central Atlantic rifting. **Geology**, v. 10, p. 317-320, 1982.
 23. VILLEGAS, J.M. **Geologia Estrutural da Bacia de Marajó**. Belém, 1994. 119 p. Dissertação (de Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
 24. WANDERLEY-FILHO, J.R. **Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua Relação com o Embasamento**. Belém, 1991. 125 p. Dissertação (de Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
 25. ZALÁN, P.V. & MATSUDA, N.S. Bacia do Marajó. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 311-319, 2007.

*Manuscrito Recebido em: 20 de julho de 2011
Revisado e Aceito em: 25 de setembro de 2011*