



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

**EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA,  
DURANTE O CENOZÓICO, DA REGIÃO DE BRAGANÇA,  
NE DO ESTADO DO PARÁ**

TESE APRESENTADA POR

**JOÃO REVELINO CALDAS DE ALMEIDA**

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)

MAURÍCIO DA SILVA BORGES

YOCITERU HASUI

Aos meus pais,  
Alonso Gomes de  
Almeida e Raimunda  
Caldas de Almeida, e à  
minha avó, Antonia Lima  
Caldas (*in memoriam*).



## **AGRADECIMENTOS**

O sucesso deste trabalho de pesquisa deve-se, em grande parte, à colaboração de algumas pessoas, às quais expresso meus agradecimentos:

Ao meu grande mestre e amigo Prof. Pedro Rocha Silva, que me principiou na atividade de pesquisa e sem dúvida nenhuma foi, e tem sido, o maior incentivador na minha caminhada acadêmica;

Ao Prof. Dr. João Batista Sena Costa, meu orientador, pela sua dedicação, estímulo e críticas, principalmente, durante a orientação deste trabalho;

Ao Prof. Dr. Maurício da Silva Borges pelo companheirismo, pelas constantes discussões que me ajudaram no entendimento da Neotectônica da região nordeste do Estado do Pará, pelo fácil acesso ao Laboratório de Computação Aplicada às Geociências – COMAP, assim como pela participação na banca examinadora desta dissertação;

À Profa. Dra. Ruth Léa Bemerguy pelo companheirismo durante o período de desenvolvimento deste trabalho, pelo empréstimo de material bibliográfico de seu acervo particular e pelo apoio material;

Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui pela participação na banca examinadora desta dissertação e pelas precisas correções efetuadas para o aprimoramento da mesma;

Ao geólogo Ms. Osmar Guedes da Silva Jr., técnico do Laboratório de Computação Aplicada às Geociências - COMAP, pela convivência harmoniosa durante esse período, e também pelo auxílio decisivo na confecção dos mapas e figuras que enriquecera essa dissertação;

Ao mestrando, Adilson Viana Soares Jr., companheiro de luta, pelo fornecimento de material que contribuíram e enriqueceram terminantemente os resultados que são aqui apresentados, discussões a cerca da paleogeografia, ajuda nas etapas de campo e, acima de tudo, pela amizade firmada no transcorrer do curso;

Ao também estudante de mestrado Leonardo Brasil Felipe, pelo companheirismo, convivência harmoniosa no âmbito do Laboratório de Computação Aplicada às Geociências - COMAP, assim como pelas contribuições na etapa de campo;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES,  
pela concessão de bolsa de mestrado durante um ano;

A todos os companheiros do Grupo de Geologia Básica, do Laboratório de  
Computação Aplicada às Geociências – COMAP, e àqueles que, de algum modo me  
ajudaram nas diversas etapas deste trabalho.

## SUMÁRIO

	Pág.
<b>DEDICATÓRIA.....</b>	<b>i</b>
<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>ii</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....</b>	<b>vi</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>1</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>3</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>4</b>
1.1. OBJETIVOS .....	4
1.2. METODOLOGIA.....	5
<b>2. ESTADO DA ARTE DA GEOLOGIA DA REGIÃO DE BRAGANÇA... ..</b>	<b>6</b>
<b>3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....</b>	<b>14</b>
3.1 ASPECTOS GERAIS DA ÁREA.....	14
3.1.1. Clima .....	14
3.1.2. Hidrografia .....	15
3.1.3. Vegetação.....	15
3.1.4. Solos.....	16
3.1.5. Parâmetros oceanográficos.....	18
3.1.6. Relevo.....	18
3.1.7. Cenário Geológico.....	20
<b>4. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS.....</b>	<b>26</b>
4.1. GEOMORFOLOGIA.....	26
4.1.1. Planalto Rebaixado da Amazônia.....	26
4.1.2. Planalto Setentrional Pará-Maranhão.....	26
4.1.3. Litoral de Rias.....	27
4.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	27
4.3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS .....	29
4.3.1. Generalidades.....	29
4.3.2. Pré-Cambriano.....	29
4.3.2.1. Complexo Maracaçumé.....	29
4.3.2.2. Formação Santa Luzia.....	29

4.3.2.3. Formação Tromai.....	30
4.3.2.4. Formação Gurupi.....	30
4.3.2.5. Alcalina Boca Nova, Granito de Ourém e Granito de Ney Peixoto.....	30
4.3.2.6. Formação Igarapé de Areia.....	31
4.3.2.7. Formação Viseu.....	31
<b>4.3.3. Paleozóico.....</b>	<b>31</b>
<b>4.3.4. Cenozóico.....</b>	<b>32</b>
<b>4.3.5 Terciário.....</b>	<b>32</b>
4.3.5.1. Mioceno-Plioceno.....	32
4.3.5.1.1. Formação Pirabas.....	32
4.3.5.1.2 Grupo Barreiras.....	35
<b>4.3.6. Quaternário.....</b>	<b>37</b>
4.3.6.1. Pleistoceno-Holoceno.....	37
4.3.6.1.1. Sedimentos Pós-Barreiras .....	37
<b>5. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA.....</b>	<b>39</b>
5.1. ÁREAS SOERGUIDAS.....	40
5.2. ÁREAS SUBSIDENTES.....	42
<b>6. BACIA DE BRAGANÇA-VISEU.....</b>	<b>43</b>
6.1. FORMAÇÃO BRAGANÇA.....	44
6.2. SISTEMA CODÓ-GRAJAÚ.....	44
6.3. FORMAÇÃO ITAPECURU.....	45
6.4. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR.....	45
<b>7. EVOLUÇÃO DA PAISAGEM.....</b>	<b>48</b>
7.1. MIOCENO-PLIOCENO .....	48
7.2. PLIOCENO-PLEISTOCENO INFERIOR .....	68
7.3. PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO.....	73
<b>8. CONCLUSÕES.....</b>	<b>83</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>85</b>

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

	Pág.
Figura 01 Estruturas neotectônicas da Região Amazônica mostrando as falhas maiores.....	8
Figura 02 Modelo de deposição do Grupo Barreiras na região nordeste do Estado do Pará.....	9
Figura 03 Estruturas neotectônicas do Terciário Superior da região nordeste do Estado do Pará.....	12
Figura 04 Estruturas neotectônicas do Quaternário da região nordeste do Estado do Pará.....	13
Figura 05 Localização da área investigada.....	17
Figura 06 Detalhe da região nordeste do Estado do Pará, destacando-se a costa acentuadamente recortada.....	19
Figura 07 Vegetação típica de manguezal ( <i>Avicennia germinans</i> ).....	21
Figura 08 Forma de relevo dissecado em colinas ao longo da estrada Bragança-Viseu.....	22
Figura 09 Anomalia de relevo observada em frente à cidade de Bragança, na margem do rio Caeté.....	24
Figura 10 Mapa geológico da região nordeste do Estado do Pará.....	25
Figura 11 Estruturação da Bacia de Bragança-Viseu.....	41
Figura 12 Perfil longitudinal da Bacia de Bragança-Viseu.....	47
Figura 13 Modelo geológico em subsuperfície, com movimento vertical, para justificar a ocorrência dos dois tipos de calcário segundo suas resistividades, diretamente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano.....	52
Figura 14 Modelo geológico em subsuperfície com mudanças de fácies lateral para explicar a ocorrência dos dois tipos de calcário, depositados sobre o embasamento cristalino pré-cambriano com paleotopografia.....	54
Figura 15 Mapa de contorno do topo do embasamento na área da Bacia de Bragança-Viseu.....	56

Figura 16	Perfil geoeletrico mostrando a borda do Baixo de Tentugal, entre as sondagens eletricas verticais (SEV) 17 e 24, o Baixo de Caeté, entre as SEV 24 e 43, e uma parte da Bacia de Bragança-Viseu, entre as SEV 45 e 32. Notar a ocorrência de uma falha no embasamento à altura de Tauari, onde se interrompe a seqüência Pirabas.....	58
Figura 17	Perfil magnetico demonstrando a presença do embasamento raso na área de Tracuateua em direção a Bragança.....	59
Figura 18	Perfil sísmico da bacia de Bragança-Viseu.....	60
Figura 19	Localização das linhas sísmicas na Bacia de Bragança-Viseu.....	61
Figura 20	Caracterização do primeiro poço da Petrobrás, efetuado no depocentro principal da bacia de Bragança-Viseu, não inferindo a ocorrência de sedimentos do Terciário Superior.....	62
Figura 21	Caracterização do segundo poço efetuado pela Petrobrás na Bacia de Bragança-Viseu, na sua porção norte, sem registro de sedimentos do Terciário Superior.....	63
Figura 22	Aspecto da costa endentada da região nordeste do Estado do Pará. Ponta do Maiaú, litoral norte do município de Bragança.....	64
Figura 23	Abrangência do Mar de Pirabas na região nordeste do Estado do Pará, e as prováveis estruturas que controlaram essa deposição.....	66
Figura 24	Bloco-diagrama mostrando a configuração do Mar de Pirabas na região nordeste do Estado do Pará durante o Mioceno, e as áreas elevadas que não sofreram essa transgressão.....	67
Figura 25	Modelo de migração da vegetação de manguezal para o continente, a partir de uma regressão marinha.....	71
Figura 26	Bloco-diagrama evolutivo do Pleistoceno Inferior, da região nordeste do Estado do Pará.....	72
Figura 27	Processo marinho regressivo, com progradação lamosa, marcando o início da colonização de manguezal de intermaré na Planície Costeira Bragantina.....	76
Figura 28	Diminuição da progradação lamosa por decréscimo do aporte sedimentar oriundo dos rios.....	77

Figura 29	Retomada da progradação lamosa isolando as cristas de praia.....	78
Figura 30	Bloco-diagrama evolutivo do Pleistoceno Superior-Holoceno da região nordeste do Estado do Pará .....	80
Figura 31	Segundo bloco-diagrama evolutivo do Pleistoceno Superior-Holoceno, com mudança de linha de costa.....	81
Figura 32	Bloco-diagrama do Holoceno com a linha de costa atual.....	82

## RESUMO

As principais características morfológicas da região nordeste do Estado do Pará estão diretamente relacionadas com eventos tectônicos do Mesozóico-Cenozóico que respondem pela fragmentação do Gondwana resultando na formação do Oceano Atlântico Equatorial e da margem passiva.

A área investigada faz parte da Bacia de Bragança-Viseu, que evoluiu a partir da incidência de tectônica extensional na região nordeste do Estado do Pará, desde o Jurássico Superior.

No Mioceno, essa região foi submetida a tectônica transtensional que gerou falhas normais de direção NW-SE e falhas transcorrentes dextrais E-W e NE-SW.

Esse evento tectônico gerou extensas áreas abatidas e corredores que facilitaram a transgressão do mar até 150 km dentro do continente, a partir da linha de costa atual. A partir dessa transgressão marinha desenvolveu-se a seqüência carbonática Pirabas, depositada em locais que possuíam paleodrenagens típicas de áreas subsidentes.

Algumas áreas geograficamente situadas na região nordeste do Estado do Pará permaneceram emersas quando dessa transgressão marinha. Na área da Bacia de Bragança-Viseu são inexpressivos os registros de deposição dos sedimentos pertencentes à Formação Pirabas, o que permite deduzir a presença de um alto estrutural, que funcionou como anteparo ao avanço do Mar de Pirabas.

A ocorrência de calcário na parte sul do município de Bragança sugere a existência de uma linha de costa caracterizada por enseadas e pontas voltadas para noroeste.

A partir da interpretação de mapeamento geofísico efetuado no município de Bragança, ficou caracterizada a total ausência de calcário em direção a leste e nordeste, no contexto da Bacia de Bragança-Viseu. Portanto, não há registro de transgressão miocênica, permitindo sugerir que, nessa área, os dados atestam tão somente a presença do embasamento pré-cambriano, capeado por fluxos de detritos do Quaternário, expressos nos sedimentos Pós-Barreiras.



A morfologia da área em questão não mudou muito desde o Mioceno-Plioceno; ainda hoje essa porção da Zona Bragantina se constitui em uma área elevada, o que é atestado pelo relevo colinoso.

Os dados geológicos atuais sugerem que esse quadro morfológico é controlado por estruturas decorrentes da tectônica transtensional.

## ABSTRACT

The main morphologic features of northeastern Para State are strongly related to middle Cenozoic extensional tectonics which is responsible by the Gondwana break up resulting in the formation of the Equatorial Atlantic Ocean and of the passive margin.

The area is included in the Bragança-Viseu Basin, which evolved from the extensional tectonics incidence on the northeastern of the Para State since the Upper Jurassic.

During the Miocene this area underwent transtensional tectonics that generated NW-SE normal faults and E-W and NE-SW dextral strike-slip faults.

This tectonic event formed large subsided areas and corridors that facilitated transgression towards the continent since 150 km from the present coastline. This transgression originated the carbonatic sequence included in the Pirabas Formation, deposited in areas with drainage systems typical of subsided regions.

Some areas remained emerged during the transgression. In the Bragança-Viseu Basin the sediments of Pirabas Formation are scarce, which suggest presence of a structural high blocking the transgression of the "Pirabas Sea".

The occurrence of limestone towards the south of Bragança suggest a cost line characterized by bay heads and promontories facing northwest.

On the basis of geophysics interpretation, it was demonstrated in the Bragantina region the absence limestone towards the main depocenter of the Bragança-Viseu Basin. Therefore in this area, there are only occurrence of Precambrian rocks overlaid by Quaternary sediments (debris flows) included in the Post-Barreiras sequence.

The landscape has not change since Miocene - Pliocene, as can be demonstrated by the colinas relief.

The geologic data suggest that the landscape evolution is controlled by structures related to the transtensional event.

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. OBJETIVOS

Importantes trabalhos de cunho geológico têm sido desenvolvidos na região nordeste do Estado do Pará, destacando-se aqueles que abordam o modelo de deposição dos sedimentos da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras.

Entretanto, não tem sido dada a devida atenção para os aspectos paleogeográficos, sobretudo da transgressão marinha do Mioceno (Mar de Pirabas) na região; além disso, inúmeras pesquisas têm apresentado limites genéricos para a abrangência desse mar.

Assim, foi escolhido o município de Bragança como área padrão para a discussão dessa questão. O objetivo maior é esclarecer que essa área permaneceu emersa durante o Mioceno, quando o mar ingressou por aproximadamente 150 quilômetros, a partir da atual linha de costa, continente adentro (Costa *et al.* 1995, 1996).

O escopo desta dissertação é buscar a evolução paleogeográfica da área da bacia de Bragança-Viseu, com ênfase no Terciário Superior, com destaque para os seguintes pontos:

- i. reconstituição paleoambiental da área;
- ii. evolução da paisagem com ênfase no Pleistoceno;
- iii. discussão sobre a formação dos manguezais e bacias hidrográficas e suas relações com os períodos glaciais;
- iv. comprovação de que os registros geológicos da região são inerentes ao Pleistoceno e Holoceno;
- v. esclarecimento sobre o avanço limitado do Mar de Pirabas na área da Bacia de Bragança-Viseu.

## 1.2. METODOLOGIA

Para alcançar os objetivos delineados nesta investigação, diversas etapas foram cumpridas. Assim, fez-se uso de vários métodos para alcançar os resultados que são apresentados nesta dissertação.

Preliminarmente, um vasto levantamento da literatura disponível sobre a área foi feito, procurando-se abordar, principalmente, os temas referentes aos aspectos geológicos, mapeamentos geofísicos, assim como aspectos relativos à geomorfologia. Em seguida, buscou-se a integração dos dados, já que há muitos trabalhos sobre a área investigada, mas dispersos.

A interpretação do mapeamento geofísico apresentado por Ferreira (1979), através do uso dos métodos magnetometria, sondagem mecânica e eletro-resistividade, em uma determinada área da região Bragantina, foi fundamental para as conclusões discutidas nesta dissertação.

Algumas etapas de campo foram realizadas na área em questão, quando se tornou possível fazer o reconhecimento logístico da mesma, assim como a execução de alguns perfis esquemáticos. Ao longo dos perfis foram registrados em mapa e seção vertical a distribuição espacial das unidades litológicas e litoestratigráficas, bem como a natureza das estruturas sedimentares e tectônicas. Os registros geológico e geomorfológico ganharam destaque também em seção panorâmica.

As interpretações dos produtos de sensores remotos (fotografias aéreas e imagens radargramétricas) foram baseadas nas propostas de Soares & Fiori (1976).

Foram aplicadas também técnicas computacionais, através de diversos programas, no Laboratório de Computação Aplicada às Geociências – COMAP – expressas nos mapas e figuras que ilustram esta dissertação.

Paralelamente à aplicação dos métodos, foram desenvolvidas outras atividades complementares no âmbito do Laboratório de Computação Aplicada às Geociências, que constaram de digitalização de mapas, assim como intensa consulta a outras fontes e acervos de vários órgãos que desenvolveram e ainda desenvolvem, estudos na região, tais como PETROBRAS, CPRM, SECTAM, SEICOM, entre outros, através da Internet.

## **2. ESTADO DA ARTE DA GEOLOGIA DA REGIÃO DE BRAGANÇA**

Muitos trabalhos foram desenvolvidos na Região Bragantina ao longo dos tempos, principalmente nas últimas duas décadas, abordando os mais diversos assuntos, tais como: palinologia, sedimentologia e estratigrafia. Entretanto, poucas pesquisas têm sido desenvolvidas com enfoque evolutivo; assim, verifica-se que há enorme lacuna na literatura quando se busca a evolução paleogeográfica da Região Bragantina.

Dentre os trabalhos pioneiros efetuados na Região Bragantina merecem destaques as contribuições de Ferreira Penna (1876), Maury (1925), Petri (1957), Ackermann (1964, 1969), Almaraz (1979) e Ferreira (1966, 1980, 1982) dentre outros.

Mais recentemente, diversos estudiosos têm contribuído para o aprimoramento do conhecimento dessa área, merecendo destaque os resultados advindos das pesquisas de Ferreira (1979), Arai *et al.* (1988) e Ferreira & Francisco (1988), assim como os trabalhos desenvolvidos por Rossetti *et al.* (1989, 1990) e Góes *et al.* (1990)

No que se refere ao detalhamento do quadro neotectônico regional, o mesmo passou a ficar melhor conhecido a partir de sucessivas investigações que vários pesquisadores empreenderam, não só na região nordeste do Estado do Pará, como também na ampla área da Região Amazônica (Figura 01), assim como em nível nacional. Nesse âmbito, merecem especial destaque as contribuições de Costa (1996), Costa *et al.* (1991, 1993, 1995, 1996), Costa & Hasui (1997), Borges *et al.* (1994, 1995a, 1995b) e Bemerguy (1997).

Em relação à morfoestratigrafia holocênica, recentes contribuições foram apresentadas por Souza Filho (1995) e Souza Filho & El-Robrini (1998), no âmbito da planície costeira bragantina, parte integrante da área investigada.

Rosseti<sup>1</sup> *apud* Arai *et al.* (1988), considera que a forma deposicional do Grupo Barreiras, na porção nordeste do Estado do Pará, foi segundo o modelo de leques aluviais/planície de areia/planície de lama, sofrendo influência de marés na porção mais distal do sistema. Essa consideração é válida para áreas que foram transgredidas pelo mar (Figura 02).

Ferreira & Francisco (1988) apresentaram as relações da seqüência marinha Pirabas com outras continentais, observadas em alguns pontos ao longo da região nordeste do Pará. Para esses autores, os sedimentos do Grupo Barreiras encontram-se acima dos sedimentos da Formação Pirabas na bacia homônima; os sedimentos da Formação Ipixuna assentam-se discordantemente sobre os sedimentos da Formação Itapecuru e apresentam contato superior com os sedimentos da Formação Pirabas. Em alguns lugares da região nordeste do Estado do Pará os sedimentos carbonáticos da Formação Pirabas apresentam relacionamento direto com as unidades pré-cambrianas.

Góes *et al.* (1990) apresentaram um modelo deposicional da Formação Pirabas na região nordeste do Estado do Pará, com base em análise faciológica, e a relação desta formação com os sedimentos do Grupo Barreiras. Esses autores consideram um ambiente marinho aberto, de águas quentes, rasas e agitadas, com porções lagunares, mangues, com ondas de tempestade na plataforma carbonática. A sedimentação, por se apresentar com caráter cíclico, levou os referidos autores a interpretar que durante o Mioceno Inferior a região sofreu sucessivas oscilações marinhas.

Em relação à tectônica cenozóica incidente na região nordeste do Pará, Costa *et al.* (1991) evidenciaram várias baías com direções preferenciais N30-40W, N20-30E e N10E, assim como rios retilíneos, apresentando orientações exclusivamente N60W e N80W, além de terem sido identificados rios com trechos extensos, apresentando sinuosidade alta, alternados com segmentos retos e também poucos sinuosos. Essas morfologias regionais são registros de movimentação tectônica que incidiram na área e ocasionaram instabilidades no sistema fluvial, traduzidos pela presença de áreas soerguidas e abatidas.

---

<sup>1</sup> Rossetti, D. F. 1988. **Reconstituição paleoambiental do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará.** CNPq/Aperfeiçoamento Científico. 84p. Relatório Final.

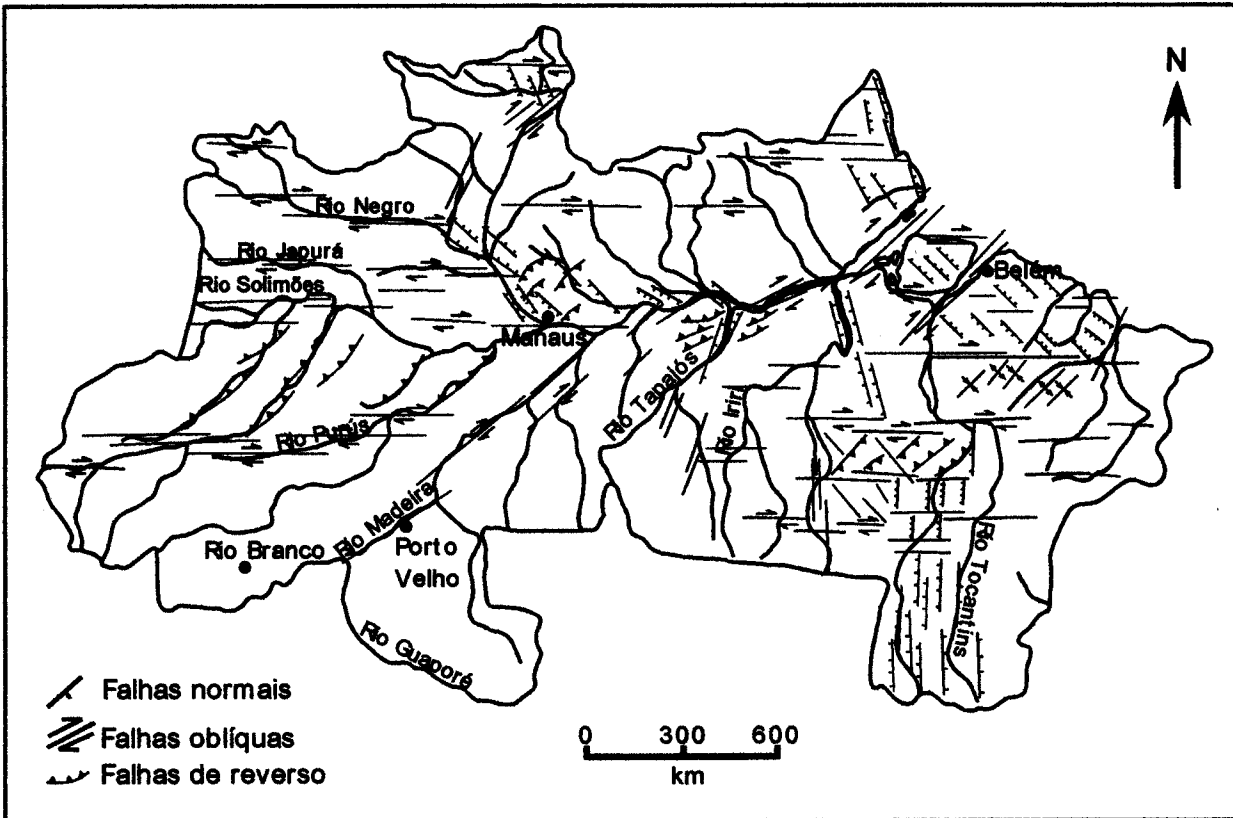


Figura 01 - Estruturas neotectônicas da Região Amazônica mostrando as falhas maiores (Costa *et al.* 1996).

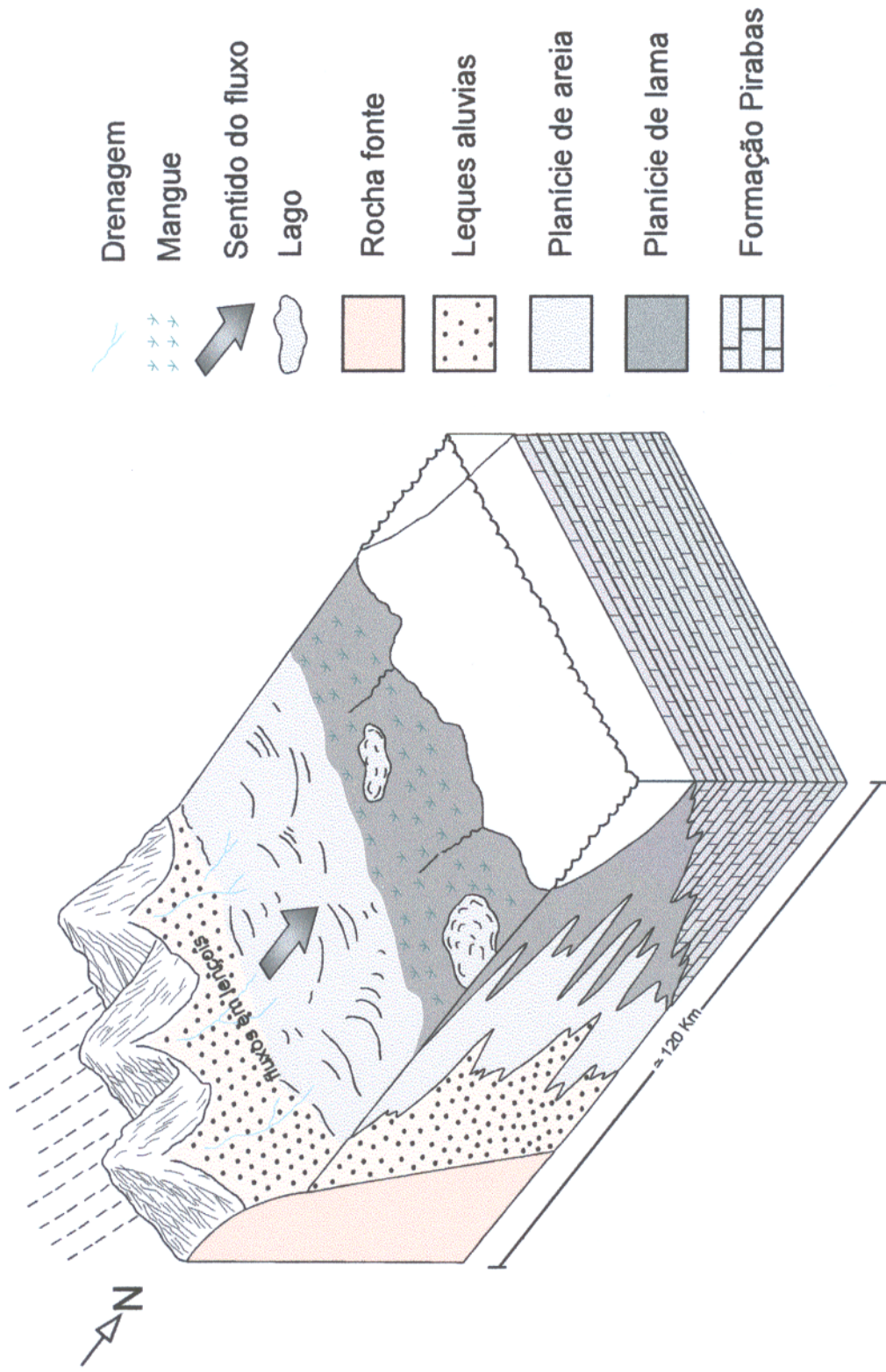


Figura 02 - Modelo de deposição do Grupo Barreiras na região nordeste do Estado do Pará (Rossetti 1988).



Na Zona do Salgado, no âmbito da região nordeste do Estado do Pará, Costa *et al.* (1993) interpretaram a estrutura que controla o conjunto de colinas da região de Salinópolis, assim como o traçado da rede de drenagem e as anomalias dos rios, como decorrente de um romboedro distensivo.

Referindo-se à Bacia de Bragança-Viseu, Igreja *et al.*<sup>2</sup> *apud* Bemerguy (1997), consideram a seguinte evolução tectônica para a área: formação de sistemas sintéticos imbricados NW-SE de falhas normais e falhas de transferência NE-SW; progressão da movimentação ao longo das falhas mais antigas; e geração de novas falhas normais NW-SE durante o Terciário.

Na evolução neotectônica da Amazônia, Costa *et al.* (1993) reconhecem a ocorrência de dois movimentos principais que teriam incidido na região: o primeiro datando do Mioceno-Plioceno, e o segundo referente ao Pleistoceno-Holoceno.

Costa *et al.* (1996) reconheceram na região nordeste do Estado do Pará duas áreas com estruturação neotectônica distintas: a primeira é aquela referente às estruturas geradas durante o Terciário Superior (Figura 03), que por sua vez é formada por um compartimento transpressivo e outro transtensivo na interface Mioceno-Plioceno; a segunda é a alusiva ao quadro tectônico gerado no Quaternário (Figura 04), com vários feixes de falhas transcorrentes dextrais E-W, interligadas pelas falhas normais NW-SE, NNW-SSE e N-S, que definem bacias de afastamento.

Em relação aos pulsos tectônicos advindos do Mioceno-Plioceno e Pleistoceno-Holoceno, Borges *et al.* (1995a) reconheceram dois tipos de estruturas, produtos dessas movimentações: as que formam um segmento transpressivo na parte sul da área compreendida entre os municípios de Paragominas e Salinópolis, mais antigas; e as que formam romboedros transtensivos de direção NW-SE. As estruturas mais antigas fazem-se representar pelo conjunto de relevos na Serra do Tiracambu, apresentando cotas altimétricas de até 500 m.

---

<sup>2</sup> Igreja, H. L. S da.; Costa, J. B. S.; Faria Jr., L. E do C.; Hasui, Y. 1992. A macroestruturação das bacias de Bragança-Viseu e São Luís e sua relação com o embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2. São Paulo. UNESP – Campus de Rio Claro. p.51-52.

Borges *et al.* (1995b) também definiram para a Bacia de Bragança-Viseu um preenchimento essencialmente continental, o que atesta a ausência de contribuição marinha para a sua sedimentação, apenas localizadas ingressões próximas à área da ombreira.

Os aspectos morfoestratigráficos holocênicos foram descritos por Souza Filho (1995) e Souza Filho & El-Robrini (1998), em que as unidades mapeadas foram individualizadas a partir do conhecimento das variações do nível do mar durante o Quaternário. Esses autores reconheceram três ambientes morfológicos principais, descritos com base em dados geomorfológicos: planície aluvial, planície estuarina e planície costeira, ambas apresentando várias sub-unidades. Admitem um processo regressivo e transgressivo cíclico para a referida área atualmente.

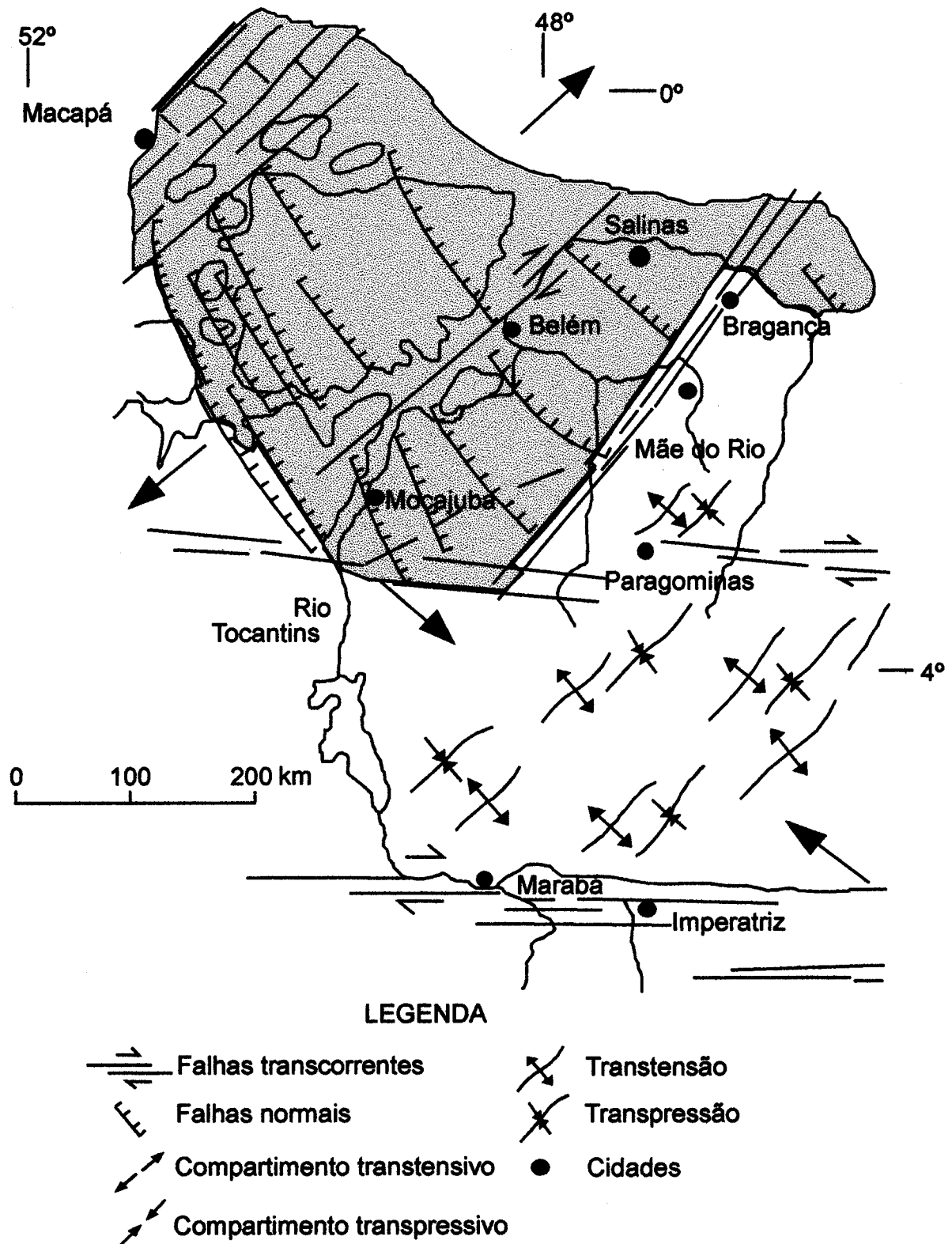


Figura 03 - Estruturas neotectônicas do Terciário Superior da região nordeste do Estado do Pará (Costa *et al.* 1996).

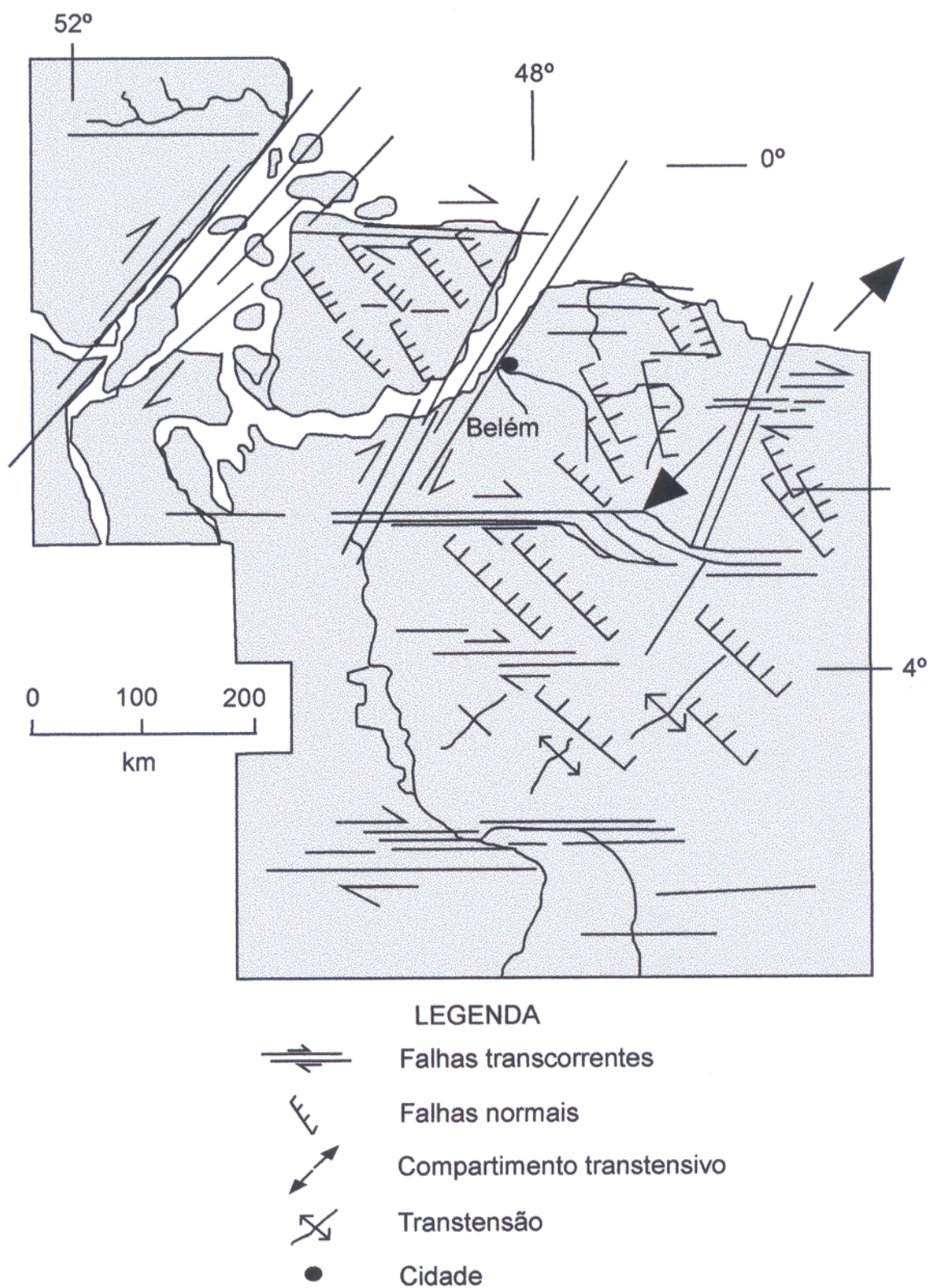


Figura 04 - Estruturas neotectônicas do Quaternário da região nordeste do Estado do Pará (Costa *et al.* 1996).

### 3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área investigada corresponde ao município de Bragança que está localizado na porção nordeste do Estado do Pará, microrregião Bragantina, na folha SA.23-V-A-V, entre os meridianos 46° 32 16 W e 46° 55 11 W, e os paralelos de 00° 43 18 S e 00° 04 17 S, distando de Belém aproximadamente 200 quilômetros. O município está inserido geologicamente na Bacia de Bragança-Viseu, é limitado a norte pelo Oceano Atlântico, a leste pelo município de Augusto Corrêa, ao sul pelos municípios de Viseu e Santa Luzia do Pará e a oeste pelo município de Tracuateua (Figura 05).

O acesso a essa área, partindo de Belém, é feito pela rodovia federal BR- 316 até o município de Capanema, seguindo-se posteriormente pela rodovia estadual PA-242 até alcançar o município de Bragança.

#### 3.1. ASPECTOS GERAIS DA ÁREA

##### 3.1. 1. Clima

Os principais aspectos climáticos da região nordeste do Estado do Pará, e, por conseguinte da área investigada, não difere muito daqueles que se observam em outros pontos da região amazônica. Com raras exceções, apresentam as mesmas peculiaridades. Pelo fato da região ser equinocial, não apresenta estações do ano definidas. Dessa forma, predomina o clima equatorial quente e úmido do tipo Am2, segundo a classificação de Köppen, modificada por Martorano *et al.* (1993) com destaque para dois períodos distintos: um chuvoso, que se estende do mês de dezembro ao mês de maio, e outro menos chuvoso, que se prolonga do mês de junho até o mês de novembro.

A temperatura média anual calculada para a área fica em torno de 26,9°C e 28°C, com a média mínima de 25,4°C e a máxima de 28,9°C. A umidade relativa é de 80%, enquanto a precipitação pluviométrica apresenta média anual oscilando entre 2.400 a 3.000 mm (Costa & Cohen 2001).

### 3.1.2. Hidrografia

Dentre os aspectos hidrográficos da região nordeste do Estado do Pará, destaca-se a presença de um litoral acentuadamente recortado, ou costa endentada, de grande amplitude de maré, como foi descrito por Franzinelli (1982, 1992), onde se observa a presença de um grande número de ilhas amplamente situadas nas embocaduras dos rios, que são separadas entre si e das demais formas continentais por canais e furos (Silva *et al.* 1992) (Figura 06).

Outro aspecto que se destaca na morfologia da região é a presença de rias, ou rios afogados, que com o recuo do mar transformaram-se em verdadeiras baías.

### 3.1.3. Vegetação

A cobertura vegetal da área investigada é, de maneira geral, típica da maior parte da região amazônica; destacando-se as espécies que se distribuem ao longo dos cursos d'água, do litoral e também as espécies que têm ocorrências ao longo das margens da estrada Bragança-Ajuruteua, tais como: *Avicennia germinans*, (Figura 07), popularmente chamada de mangue preto ou siriúba; *Laguncularia racemosa*, também conhecida como mangue branco ou tinteiro; e *Rhizophora mangle*, denominada de mangue vermelho. Essas espécies são características de ecossistemas de manguezais, amplamente distribuídos na região nordeste do Estado do Pará, assim como na área de pesquisa deste trabalho.

Do ponto de vista do aproveitamento econômico das espécies vegetais, a maior parte do que é explorado destina-se ao uso como matéria-prima no comércio de panificação para abastecer os fornos, e o restante é usado na construção de pequenas casas, como também é aproveitado pelos pescadores na construção de embarcações, assim como no tingimento das velas dessas embarcações, através da extração de um líquido corante da espécie vegetal popularmente conhecido por tinteiro (*Laguncularia racemosa*).

### 3.1.4. Solos

A partir de levantamento das unidades taxonômicas de solos, Vieira & Vieira (1983) definiram no município de Bragança a existência de solos glei húmicos, e propuseram a seguinte classificação: glei húmico distrófico, com textura argilosa, fase campos de várzea, dominando em relevo plano.

Os solos glei húmicos são hidromórficos, têm desenvolvimento incipiente, possuem natureza orgânico-mineral, apresentam no horizonte A predominância de matéria orgânica, com níveis de espessura variável e estão assentados sobre horizonte gleizado mineral.

Acima desse tipo de solo o teor de matéria orgânica é superior a 5%, o que é considerado elevado, assim como existem características morfológicas no perfil com condições redutoras peculiares, proporcionadas pela influência do lençol freático próximo à superfície. Os glei húmicos são mal drenados, com o clima e a cobertura vegetal, floresta de várzea e campos naturais inundáveis, determinando suas características, juntamente com a influência da ação da água, do relevo e da natureza do material originário.

Em decorrência da redução dos compostos de ferro que se processa em meio anaeróbico, a partir do umedecimento do terreno, esses solos apresentam horizontes subsuperficiais de cores neutras, geralmente mosqueados. Ainda segundo Vieira & Vieira (1983), pode-se encontrar em solos dessa categoria perfil tipo A, Cg, ou A, Bg e Cg, com desenvolvimento a partir de depósitos sedimentares palustres recentes ou sub-recentes, com características argilosas, onde também podem surgir texturas franco-siltosas ou ainda textura média; os glei húmicos podem ser eutróficos e distróficos.



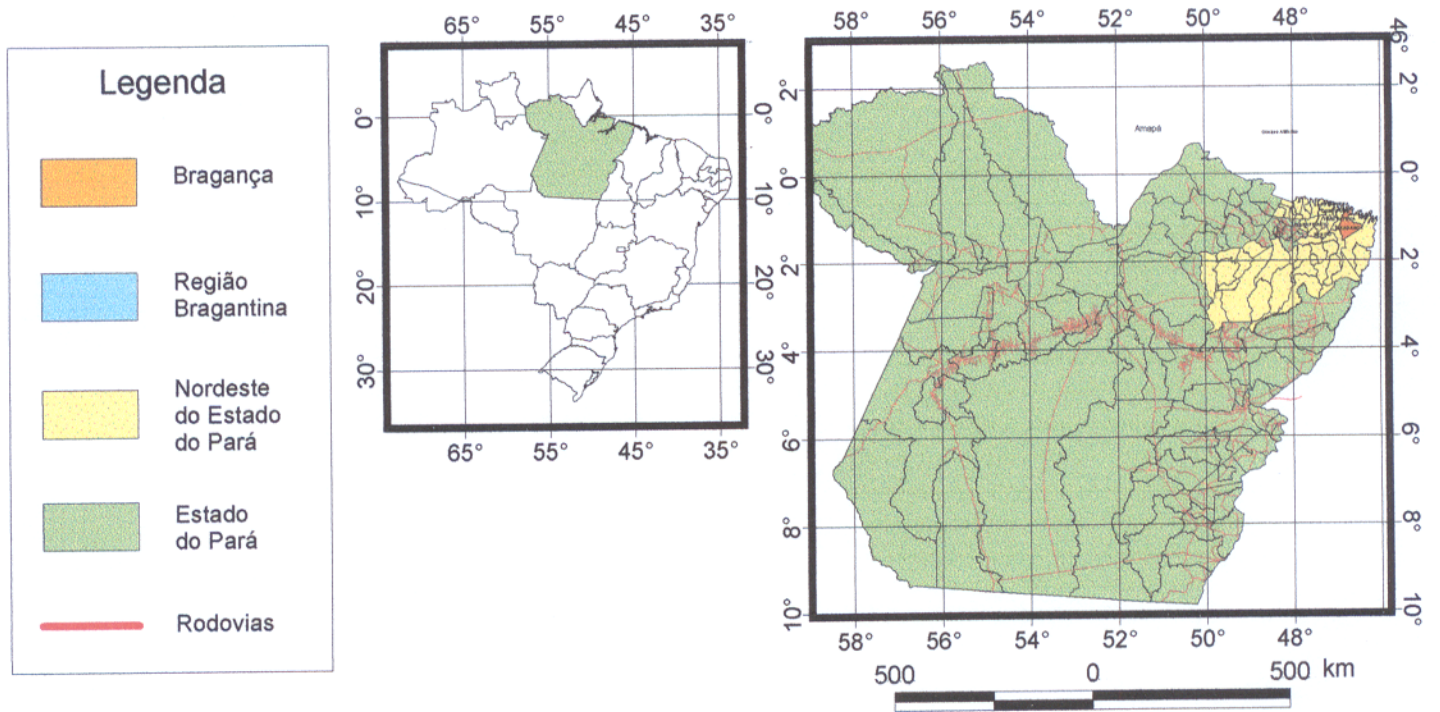
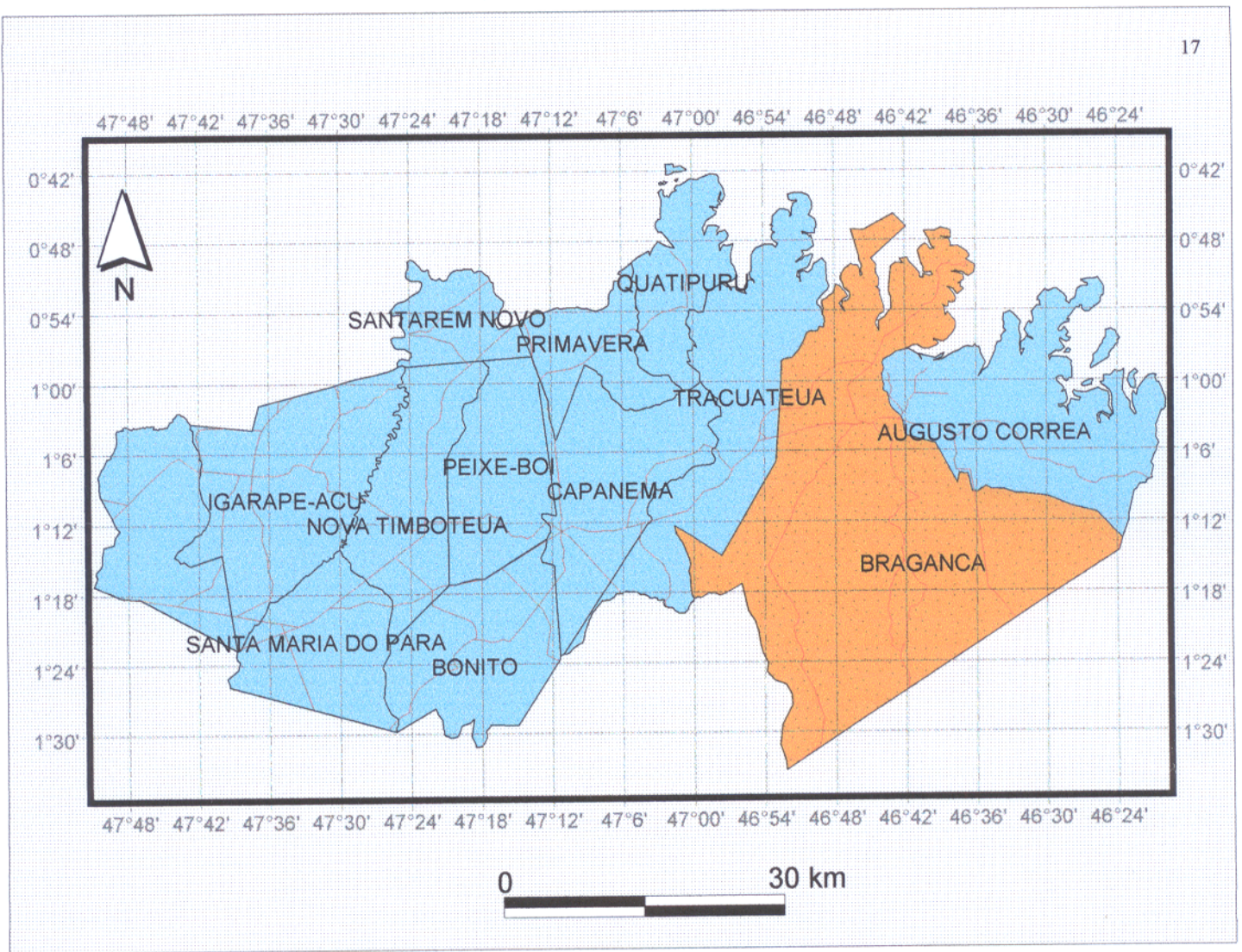


Figura 05 – Localização da Área Investigada



### 3.1.5. Parâmetros Oceanográficos

Poucos foram os estudos efetuados na região nordeste do Estado do Pará que tenham abordado as características oceanográficas dessa porção. Essa área está inserida nas Reentrâncias do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão. Apresenta forma recortada por baías estuarinas, sendo dominada por macro-marés, semidiurnas, com amplitude máxima em torno de 5,7 m, amplitude média das marés de sizígia de 4,9 m e amplitude média das marés de quadratura de 2,8 m.

Duas são as correntes principais que incidem na região: as de maré, relacionadas à variação das marés, que atingem velocidade máxima de 2,1 e mínima de 1,9 nós e apresentam direções E-W, NW-SE e NE-SW, e as correntes litorâneas, que são produtos das ondas que chegam à costa, a partir da ação dos ventos alísios de direção E-W e NE-SW, com velocidade média de cerca de 7,9 m/s, predominantemente nos meses de dezembro a maio; nos meses restantes a direção dos ventos predomina no sentido leste (D. H. N.<sup>3</sup> *apud* Silva Júnior 1998).

### 3.1.6. Relevo

O relevo observado na área da referida bacia é fortemente dissecado, bastante acentuado, como se verifica a partir da cidade de Bragança, passando-se pelo município de Augusto Corrêa, a leste, até o município de Viseu, a sudeste, com anomalias expressas no sistema colinoso de dissecção (Figura 08). Dentro da cidade de Bragança tornam-se bem evidente as anomalias de relevo no perfil topográfico (Figura 09), que são visualizadas através de áreas elevadas (altos estruturais); esses altos encontram-se balizados por falhas normais. É essa estruturação que controla a paisagem atual da cidade de Bragança.

---

<sup>3</sup> D. H. N. 1986. *Roteiro da Costa Norte*. Niterói. Marinha do Brasil. 152p.

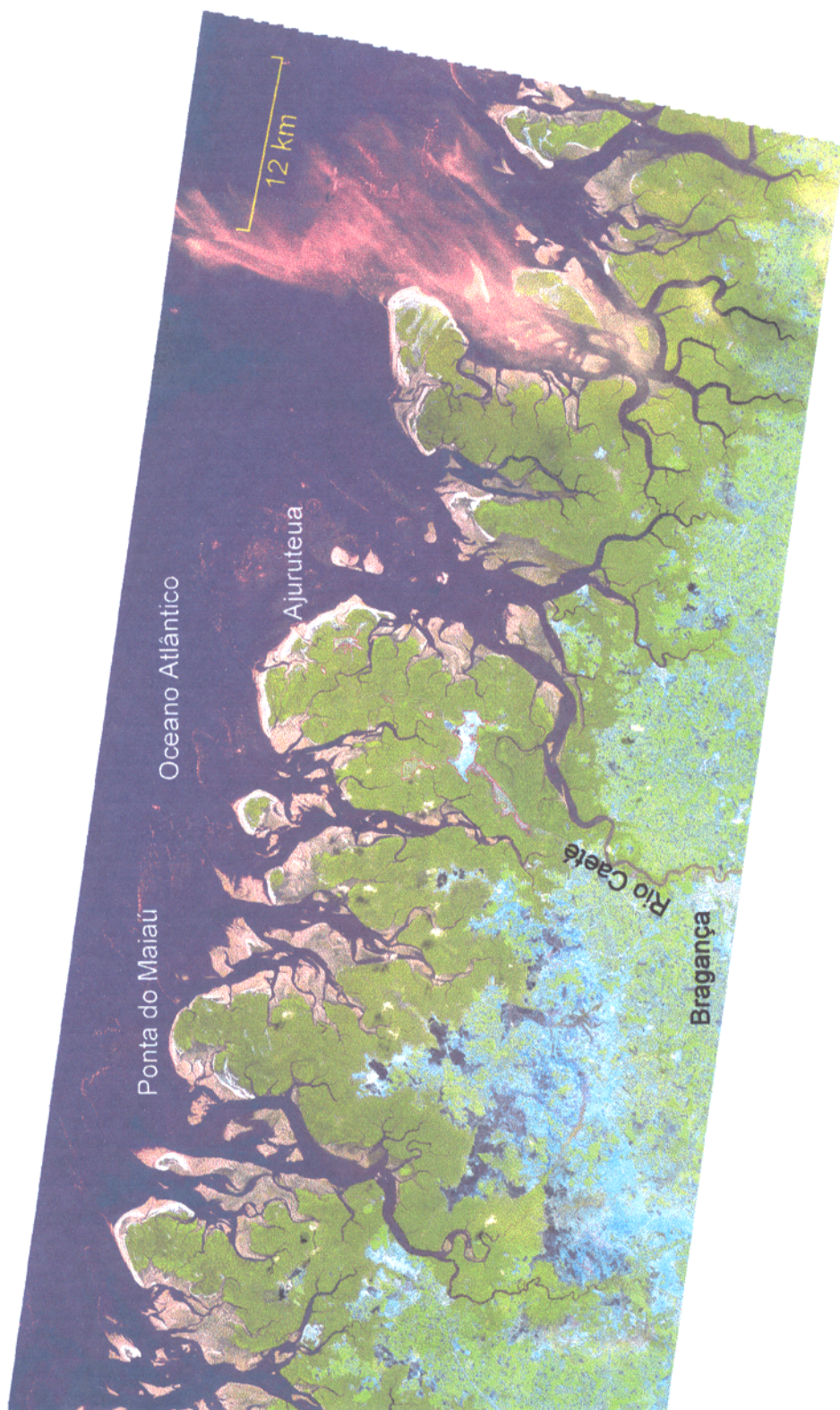


Figura 06 - Aspecto da porção do litoral norte do município de Bragança, destacando-se a costa acentuadamente recortada.

### 3.1.7. Cenário Geológico

Os aspectos geológicos do município de Bragança foram discutidos por Borges *et al.* (1994), reconhecendo e mapeando diversas unidades litológicas.

Na Suíte Tracuateua foram identificados granitóides com duas micas, formados por rochas gnaissificadas apresentando granulação média a grossa e composição entre granítica a granodiorítica. Constituem-se de quartzo, feldspato, muscovita e biotita, apresentam enclaves de biotita xistos e contêm corpos pegmatóides tabulares paralelos à foliação. Essas unidades são encontradas na porção noroeste da área investigada.

A ocorrência de filitos e micaxistos foram relacionados com fragmentos de unidades supracrustais do Cinturão Gurupi. Esse tipo de rocha é aflorante junto aos sedimentos do Cenozóico, com foliação voltada para NW, paralela às estruturas planares dos granitóides.

Na porção sul da área ocorrem sedimentos do Cretáceo Inferior pertencentes à Formação Itapecuru. A ocorrência dessa formação foi interpretada por Borges *et al.* (1994) como produto de um sistema fluvial, de composição faciológica areno-conglomeráticas micáceas, com lentes e camadas de argilas localmente presentes.

O Grupo Barreiras (Mioceno-Plioceno), também ocorrente na área, é representado por pacotes argilo-arenosos. Esses sedimentos foram depositados sob ambiente de planície de maré, posteriormente sofrendo processo de lateritização pleistocênico, fazendo surgir um perfil de alteração imaturo, como descrito por Costa<sup>4</sup> *apud* Borges *et al.* (1994).

---

<sup>4</sup> Costa, M. L. 1991. Lateritos e lateritização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36 . Natal. Anais... SBG. v.1. p. 404-421.





Figura 07-Vegetação típica de manguezal - espécie *Avicennia germinans*, ao longo da estrada estrada Bragança-Ajuruteua, norte do município de Bragança.





Figura 08 - Forma de relevo dissecado em colinas ao longo da estrada Bragança-Viseu, leste do município de Bragança.

Sobrepostos aos sedimentos do Grupo Barreiras, surgem os sedimentos pleistocênicos pertencentes ao Pós-Barreiras, interpretados como fluxo de detritos do Quaternário. São representados por pacotes areno-argilosos de coloração amarelada; eventualmente são encontrados sobre um paleopavimento marcado por fragmentos de crosta ferruginosa do perfil laterítico imaturo (Borges *et al.* 1994). Esses sedimentos estão amplamente distribuídos na área investigada.

Os sedimentos inconsolidados holocênicos (Quaternário) são relacionáveis ao atual sistema de drenagem como também às áreas de manguezais (Borges *et al.* 1994) (Figura 10).

A partir de reconhecimentos de campo efetuados na área da Bacia de Bragança-Viseu, constatou-se a presença do embasamento a baixa profundidade, capeado por considerável quantidade de seixos de quartzo com diâmetros variados, de 5 a 10 cm, até 15 cm, apresentando formas arredondadas e outras angulares, que aqui são interpretadas como fluxos de detritos do Quaternário.





Figura 09 - Anomalia de relevo, em primeiro plano, observada em frente à cidade de Bragança, na margem do Rio Caeté.



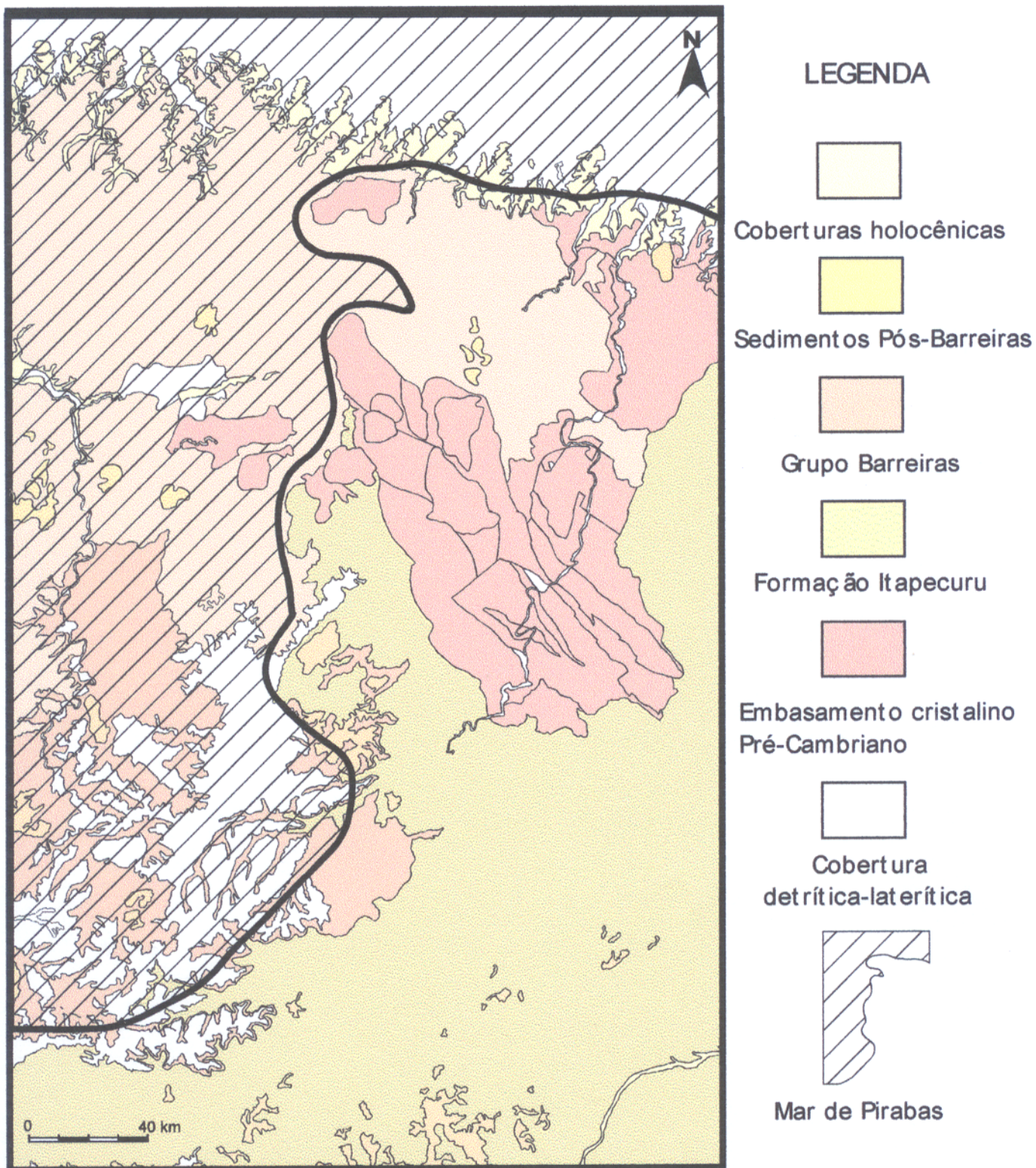


Figura 10 - Mapa geológico do nordeste do Estado do Pará. (Modificado de CPRM 2000).



## **4. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS**

### **4.1. GEOMORFOLOGIA**

As unidades geomorfológicas dominantes na região nordeste do Estado do Pará, de acordo com Barbosa & Pinto (1973), são as seguintes:

#### **4.1.1. Planalto Rebaixado da Amazônia (da Zona Bragantina)**

Corresponde às “terras firmes” ocorrentes no vale do Amazonas que apresentam os domínios dos planaltos amazônicos rebaixados densamente revestidos por florestas. Esse relevo é dissecado em colinas de topo aplainado por vales pouco profundos, sustentado por sedimentos do Grupo Barreiras e encontra-se dissecado pelo Pediplano Central do Maranhão. Elementos estruturais, tais como linhas de fraturas, controlaram a dissecação.

#### **4.1.2. Planalto Setentrional Pará-Maranhão**

Trata-se de forma de relevo fortemente dissecado, com rebordos erosivos e inclinação para o norte, em direção ao litoral, e para noroeste, em direção ao Golfo Amazônico; os rios Guamá, Capim e Gurupi, de direção NE-SW, modelam essa unidade. A dissecação segue duas direções: de leste para oeste, a partir do Golfão Maranhense, e de norte para sul, sendo controlada pelas drenagens que deságuam no litoral do Estado do Pará. De acordo com Barbosa & Pinto (1973), as alterações das direções dos cursos d'água, assim como o reencaixamento da rede de drenagem e a retomada de erosão nos vales, sugerem que a região nordeste do Estado do Pará experimentou movimentações sucessivas.

### 4.1.3. Litoral de Rias

Essa unidade compreende os depósitos holocênicos que definem as extensões de superfícies litorâneas colonizadas por vegetação de restinga, manguezal, campos de dunas e falésias. Apresenta as seguintes feições morfológicas: costa recortada nas proximidades de terras altas, que vai desde o rio Maracanã para oeste, em direção ao Golfo Amazônico; costa baixa recortada com manguezais, adentrando nos vales afogados e se prolongando da foz do rio Maracanã até a baía de Turiaçú, englobando as embocaduras dos rios Piriá e Gurupi; costa baixa recortada com manguezais, canais, furos, lagoas, cordões litorâneos e ilhas, estendendo-se desde a baía de Turiaçú até a baía de Cumã, incluindo os vales inferiores dos rios Turiaçú e Pericumã; e, costa baixa com manguezais, canais, ilhas e dunas avançando para o interior (Barbosa & Pinto 1973).

## 4.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Na região nordeste do Estado do Pará incidiram movimentos tectônicos que resultaram na abertura do Oceano Atlântico Equatorial, e na separação dos continentes Sul-Americano e Africano durante o Mesozóico. Essa movimentação gerou falhas normais de orientações N-S e NW-SE e falhas de transferência NE-SW e ENE-WSW, que seriam produtos da Reativação Sul-Atlântiana, e teriam controlado o desenvolvimento das bacias de Marajó, Bragança-Viseu e Pará-Maranhão, durante o Cretáceo (Costa *et al.* 1991; Hasui 1990).

De acordo com Borges *et al.* (1995b), as estruturas e os principais elementos que caracterizam a paisagem na região nordeste do Estado do Pará também são produtos de dois movimentos principais remetidos ao Mioceno-Plioceno e Pleistoceno Superior-Holoceno. Costa *et al.* (1995) identificaram para a referida região duas áreas distintas. Uma delas é transpressiva e, compreende parte do município de Paragominas, ramificando-se para a porção ocidental do Estado do Maranhão, tendo a configuração geométrica de um romboedro com seus limites norte e sul correspondendo a feixes de falhas transcorrentes E-W dextrais. Este segmento faz-se

representar pelo conjunto de serras alongadas na direção NE-SW com cotas de até 500 m, que se encontram agrupadas sob a denominação Serra do Tiracambu. Esse sistema de serras é sustentado pelos sedimentos das formações Ipixuna e Itapecuru e também pelo perfil laterítico bauxítico-fosfático, abarcando morfoestruturas cuestasiformes convergentes e divergentes, que na sua maioria expressa o sistema de dobras métricas e quilométricas, abertas, e com eixos orientados em torno de N40-70E.

A outra área é transtensiva, engloba a faixa compreendida entre as cidades de Belém, Ipixuna e o litoral. Nessa área encontram-se depositados os sedimentos da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras. As estruturas principais dessa bacia são representadas por falhas normais orientadas na direção NW-SE com inclinação para NE, possuindo perfis lístricos e planares. Como essas falhas foram reativadas também como falhas normais no transcorrer do Quaternário, é difícil individualizá-las no campo. Essas falhas funcionaram como canais de penetração do Mar de Pirabas, assim como na transição para o Plioceno, que culminou no desenvolvimento da seqüência Pirabas-Barreiras (Costa *et al.* 1996, Costa & Hasui 1997). A bacia onde esses sedimentos se encontram depositados é uma estrutura de afastamento (Costa *et al.* 1996) que havia sido definida anteriormente como produto do último pulso extensional no continente, do evento que teria provocado a abertura do Oceano Atlântico.

A estruturação quaternária da região (Pleistoceno Médio-Holoceno) é caracterizada pela presença de vários feixes de falhas transcorrentes dextrais de orientação E-W, interligados por falhas normais orientadas nas direções NW-SE, NNW-SSE e N-S. Esse conjunto de falhas delimita as estruturas romboédricas transtensivas, que são as bacias de afastamento, de várias dimensões. Os sedimentos que foram depositados no Terciário Inferior, da Formação Ipixuna, e no Terciário Superior, pertencente à Formação Pirabas e ao Grupo Barreiras, assim como o perfil laterítico imaturo, são afetados por essas estruturas. Na região, o padrão de drenagem é predominantemente retangular, formando ângulo com a disposição dos elementos maiores que se encontram fortemente controlados por falhas orientadas nas direções E-W, NE-SW e NW-SE; esse padrão também se reflete na forma da linha de costa (Costa *et al.* 1996).

## 4.3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

### 4.3.1. Generalidades

Na região nordeste do Estado do Pará, as unidades litoestratigráficas ocorrentes, predominantemente, são representadas por seqüências de rochas do pré-cambriano, assim como unidades paleozóicas (arenitos) sedimentos cenozóicos, expressos na Formação Pirabas, no Grupo Barreiras, Pós-Barreiras e sedimentos holocênicos inconsolidados.

### 4.3.2. Pré-Cambriano

A estratigrafia do Pré-Cambriano da região nordeste do Estado do Pará é representada pelo Complexo Maracaçumé e as formações Tromai, Santa Luzia, Gurupi, Igarapé de Areia e Viseu (Abreu *et al.* 1980).

#### 4.3.2.1. Complexo Maracaçumé

Essa unidade é constituída por rochas de alto grau metamórfico, como gnaiss e migmatitos, com composição variando desde granítica a tonalítica. O Complexo Maracaçumé é referido como de idade arqueana por Santos *et al.* (1984) por ser cortado pela Formação Tromai de idade em torno de 2.000 Ma.

#### 4.3.2.2. Formação Santa Luzia

Essa formação, proposta por Abreu *et al.* (1980), inicialmente foi descrita por Costa *et al.* (1977) como pertencente ao Grupo Gurupi, e posteriormente individualizada pelos autores. Em decorrência de suas peculiaridades estruturais e de seu grau metamórfico, Abreu *et al.* (1980) separaram essa formação do Grupo Gurupi. A mesma se faz representar por biotita xistos, muscovita xistos, xistos granatíferos, xistos a estaurólita e xistos grafitosos da fácies xisto-verde a anfíbolito média. Através de

datação de testemunhos do embasamento da Bacia de Bragança-Viseu pelo método K–Ar, a idade dessa formação foi definida como da ordem de  $2.054 \pm 64$  Ma (Abreu & Hasui 1980).

#### 4.3.2.3. Formação Tromai

Essa formação é representada por um conjunto de rochas intrusivas e extrusivas, destacando-se tonalitos, quartzo-andesitos, granitos, trondhjemitos, granodioritos, riolitos e decitos. A Formação Tromai é melhor visualizada na faixa costeira (Hasui *et al.* 1980). Os granitóides de Tracuateua e Mirasselvas, que ocorrem na Zona Bragantina e possuem idades em torno de 2.000 Ma (Santos *et al.* 1984), são correlacionáveis a estas manifestações vulcano-plutônicas. Dados radiométricos sugerem que a idade da Formação Tromai é de  $2.076 \pm 96$  Ma, pelo método K–Ar, e  $1.954 \pm 90$  Ma, pelo método Rb–Sr (Costa *et al.* 1977).

#### 4.3.2.4. Formação Gurupi

Costa *et al.* (1977) descreveram a Formação Gurupi como Grupo Gurupi. Abreu *et al.* (1980) a consideraram como Formação Gurupi e a individualizaram da Formação Santa Luzia. Essa unidade é caracterizada por um conjunto de metamorfitos de baixo grau que é representado por ardósias, filitos, metagrauvas e quartzitos (Santos *et al.* 1984). Os litotipos da Formação Gurupi individualizam-se por assembléias minerais da fácies xisto-verde baixa, e deformação menos expressiva em relação à Formação Santa Luzia (Hasui *et al.* 1984).

#### 4.3.2.5. Alcalina de Boca Nova, Granito de Ourém e Granito de Ney Peixoto

Essas manifestações são representadas pelas intrusões de Boca Nova e pelos granitóides de Ourém e Ney Peixoto.

A Alcalina Boca Nova aflora no município de Capitão Poço, na localidade homônima, e é constituída por um gnaiss nefenilítico com foliação distinta, dada por

blatense de minerais contendo micaxistos da Formação Santa Luzia, com idade de  $723 \pm 30$  Ma, segundo Hasui *et al.* (1984).

O Granito de Ourém ocorre na cidade de mesmo nome, caracterizando-se por apresentar granulação grossa a média com foliação penetrativa. Através de datação pelo método K-Ar foi apontada a idade em torno de 520 Ma (Hasui *et al.* 1984).

O Granito Ney Peixoto é constituído por um corpo de granitóide com granulação média a fina, apresentando pegmatitos associados com foliação moderadamente desenvolvida. Apresentou idade em torno de 580 Ma através de datação pelo método Rb-Sr (Abreu & Hasui 1980).

#### 4.3.2.6. Formação Igarapé de Areia

Essa Formação aflora no interflúvio Gurupi-Piriá e se faz representar por arcóseos e arenitos de granulação grossa, apresentando estratificação cruzada marcada pela presença de minerais pesados, com níveis conglomeráticos na base e sedimentos mais finos para o topo.

#### 4.3.2.7. Formação Viseu

A Formação Viseu tem sua ocorrência na região homônima e compreende metarenitos com estratificação cruzada, atestada pela presença de minerais pesados. Há horizontes conglomeráticos na base passando para metarenitos a ardósias no topo, com assembléias minerais da fácies xisto-verde baixa.

### 4.3.3. Paleozóico

Como representante da seqüência paleozóica, aparece a Formação Piriá, descrita por Abreu & Lesquer (1985), composta por arenitos arcoseanos e sub-arcoseanos, de granulação fina à grossa, apresentando leitos conglomeráticos e folhelhos.

#### 4.3.4. Cenozóico

Na Região nordeste do Estado do Pará, o Cenozóico se faz representar por uma seqüência carbonática do Mioceno, expressa pela Formação Pirabas, sobreposta por sedimentos do Grupo Barreiras e do Pós-Barreiras, que, por sua vez, correspondem a sedimentos terrígenos terciários e quaternários, com dimensões expressivas, tanto verticais quanto horizontais (Silva *et al.* 1992; Prazeres *et al.* 1994).

#### 4.3.5 - Terciário

##### 4.3.5.1. Mioceno-Plioceno

##### 4.3.5.1.1. Formação Pirabas

A Formação Pirabas é largamente distribuída pelos estados do Pará, Maranhão e Piauí. No Estado do Pará sua ocorrência dá-se desde o litoral até alguns quilômetros ao sul do Rio Guamá e sobre a Plataforma Continental Norte Brasileira, estendendo-se pela Plataforma Bragantina (Silva *et al.* 1992).

A ocorrência da Formação Pirabas na região nordeste do Estado do Pará é mais expressiva na Ilha de Fortaleza, no município de São João de Pirabas. Essa formação ainda pode ser encontrada nos municípios de Capanema, onde os sedimentos são explorados industrialmente na fabricação de cimento, Peixe-Boi, Nova Timboteua, Marapanim, Santa Izabel, Irituia e Primavera (Ferreira & Cunha<sup>5</sup> *apud* Ferreira 1979).

Do ponto de vista bioestratigráfico essa formação é riquíssima, o que é atestado pelo imenso conteúdo de fósseis (Prazeres *et al.* 1994).

A Formação Pirabas, litologicamente, é constituída de calcários fossilíferos intercalados com argilas e areia, discordantemente sobrepostos ao embasamento cristalino e sedimentos do Terciário Inferior, além de bioclásticos, biohémicos,

---

<sup>5</sup> 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, Geologia*, 2: 61.

dolmicritos e margas, com folhelhos cinza-esverdeados e negros, contendo, eventualmente, alguns níveis de pirita (Ferreira 1979; Ferreira 1982).

A Formação Pirabas tem distribuição bastante descontínua na região junto aos sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras (Costa *et al.* 1977). Almaraz & Formoso<sup>6</sup> *apud* Silva *et al.* (1992) sugerem que essa irregularidade pode muito provavelmente estar relacionada com a paleogeografia e evolução tectônica, como também pode ser consequência de processos erosivos que ali atuaram no transcorrer do Quaternário.

Um exemplo dessa irregularidade de ocorrência também pode ser verificado na região de Quatipuru, onde os sedimentos Pós-Barreiras encontram-se depositados imediatamente acima da Formação Pirabas, não havendo, portanto, a seqüência Barreiras como intermediária.

Os sedimentos do Grupo Barreiras encontram-se acima dos sedimentos marinhos da Formação Pirabas, na bacia homônima.

O contato inferior da Formação Pirabas não é bem visível estratigraficamente (Petri 1957; Ferreira 1966; Ackermann 1964, 1969; Almaraz 1979), assim como não se conhece com precisão sua espessura; entretanto, parte dessa formação apresenta-se imediatamente assentada sobre o embasamento pré-cambriano. Quanto ao contato superior, muitas interpretações têm sido apresentadas. Dessa maneira, Francisco *et al.* (1971) admitiram que esse contato seja concordante; posteriormente, Ferreira & Francisco (1988) apresentaram uma interpretação do tipo discordante para o contato superior; Góes (1981) e Góes *et al.* (1990) definiram um contato interdigitado com o Grupo Barreiras.

Com o objetivo de identificar o intervalo de deposição da Formação Pirabas, diversas pesquisas têm sido desenvolvidas ao longo dos tempos (Ferreira Penna 1876; Maury 1925; Petri 1957; Ferreira 1966, 1980, 1982; Ferreira *et al.* 1984; Fernandes 1988 e Fernandes & Távora 1990).

---

<sup>6</sup> Almaraz, J. S. & Formoso, M. L. 1971. Contribuição ao ambiente da Formação Pirabas – mineralogia de argilas. In: CONGRESSO BRASILEIRA DE GEOLOGIA., 25. São Paulo. *Anais.* SBG, v.2. p. 247-265.



Ferreira (1966, 1980, 1982) atribuiu-a à transição do Oligo-Mioceno, o que estaria justificado, segundo esse autor, pela presença de fósseis *index*. Posteriormente, o intervalo de deposição dessa formação foi remetido ao Oligoceno Superior-Mioceno Inferior a partir de dados coletados com o estudo de *foraminíferos* por Ferreira *et al.* (1984). Fernandes & Távora (1990) confirmam que data do Mioceno Inferior a deposição marinha mais antiga no Estado do Pará, com base em dados de *foraminíferos planctônicos* encontrados na região nordeste do Estado por Fernandes (1988). Essa formação, em decorrência de possuir um vasto conteúdo em fósseis-guias, tem-se mostrado como importante objeto para os estudos de caracterização paleoambiental, assim como na definição da sua idade.

Quanto ao ambiente deposicional da Formação Pirabas, uma das primeiras considerações de que este seria marinho de águas límpidas, rasas, nerítico, próximo ao litoral de mar aberto, onde muito provavelmente o clima teria sido quente e a costa baixa, deve-se a Ferreira & Cunha<sup>7</sup> *apud* Silva *et al.* (1992).

De acordo com Costa *et al.* (1977), o desenvolvimento dos sedimentos da Formação Pirabas deu-se em ambiente marinho raso com lagunas e mangues durante o Eo-Mioceno; o conteúdo em fósseis dessa formação confirmaria essa evidência.

Várias divisões estratigráficas têm sido sugeridas para a Formação Pirabas (Petri 1957; Ackermann 1964, 1969; Ferreira 1966, 1980, 1982; Almaraz 1979 e Ferreira & Francisco 1988).

Petri (1957) a dividiu em fácies Castelo, Canecos e Baunilha; Ackermann (1964, 1969) dividiu em Olaria e Fortaleza; Almaraz (1979) por sua vez dividiu em Baunilha Grande, Capanema e Castelo; Ferreira (1966, 1980, 1982) e Ferreira & Francisco (1988) dividiram em Castelo, Capanema e Baunilha Grande.

Do ponto de vista faciológico a Formação Pirabas estaria representado pela fácies Castelo, (Petri 1957), (Ferreira *et al.* 1984), (Ferreira & Francisco (1988); Capanema, (Ackermann 1964, 1969); Fortaleza, Baunilha Grande (Ackermann 1964, 1969), (Ferreira 1966, 1980, 1982), (Ferreira & Francisco 1988) e Olaria. Estudos desenvolvidos por Góes *et al.* (1990), abordando aspectos faciológicos, conduziram ao

---

<sup>7</sup> 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, Geologia*, 2: 61.

reconhecimento de sete fácies: *biocalciruditos*, apresentando abundante variedade faunística; *calcarenitos não estratificados*, ou apresentando estratificação cruzada incipiente e fósseis esparsos; *calcarenito estratificado*, com conteúdo em fósseis fragmentados; *margas*, com restos animais e vegetais; *folhelhos verdes*, contendo restos vegetais; *biohermitos*, com corais, e *calcilutitos*, apresentando conteúdo em fósseis rasos (Silva *et al.* 1992). Ainda segundo esses autores o tipo de deposição da Formação Pirabas é semelhante aos modelos anteriormente sugeridos, com ondas de tempestades na plataforma continental, onde o arranjo dos sub-ambientes é interdigitado, sofrendo sedimentação cíclica, evidenciando oscilações freqüentes do nível do mar (Silva *et al.* 1992).

Para a área em estudo, município de Bragança não há registros de deposição considerável da Formação Pirabas, o que sugere que o mar, quando invadiu a região, permitiu a formação de depósitos carbonáticos por aproximadamente 150 km a partir da atual linha de costa, e encontrou um anteparo, não adentrando além dele como ocorreu nas áreas adjacentes, evidenciando uma área elevada que, por sua vez, exercia um forte controle estrutural, conforme será abordado adiante.

#### 4.3.5.1.2. Grupo Barreiras

Os sedimentos Barreiras têm sua área de ocorrência desde o Estado do Amapá, ao norte, até o Estado do Rio de Janeiro, na Região Sudeste. Essa formação é visualizada tanto na costa atlântica quanto continente adentro. No Estado do Pará pode-se melhor visualizar os sedimentos Barreiras em sua porção nordeste, com ocorrências nas zonas do Salgado e Bragantina, assim com nas ilhas de Mosqueiro e Outeiro.

É atribuída a Branner (1904) referência pioneira à ocorrência dos sedimentos desse grupo. Litologicamente, Francisco & Loewenstein (1968) a descrevem como constituída por sedimentos argilosos e siltitos mal consolidados.

A partir de levantamentos efetuados por Borges & Angélica (1986) em uma área da região nordeste do Estado do Pará, três unidades do Grupo Barreiras foram individualizadas: *argilo-arenosa*, apresentando coloração esbranquiçada com manchas

avermelhadas, amareladas e violetas; *areno-argilosa* a *areno-conglomerática*, conglomerática na base com tendência a areno-argilosa no topo; *arenosa*, com tendência argilo-arenosa e microconglomerática, apresentando coloração amarelada e níveis mais esbranquiçados.

Durante levantamentos efetuados nas ilhas de Mosqueiro, Outeiro e em determinados pontos às proximidades de Belém, Igreja *et al.* (1990) identificaram três camadas principais, apresentando características estruturais, sedimentológicas e geoquímicas análogas, distribuídas, da base para o topo, de seguinte maneira: *argilo-arenosa*, interpretadas como depósitos de planície de maré; *areno-argilosa* e *areno-conglomerática*; e *arenosa*, representada pelo Pós-Barreiras descrito por Sá (1969).

Para os sedimentos pertencentes a esse grupo que tem ocorrência na região nordeste do Estado do Pará, Rossetti *et al.* (1989) descreveram os seguintes constituintes: *argilitos* com laminação plano-paralela ou totalmente maciços; *frações arenosas* com arenitos exibindo estratificação aparente; *arenitos* com estratificação cruzada tabular e acanalada; *arenitos* com estruturas laminadas cavalgantes; *arenitos-argilosos* com estruturas *wavy* e *linsen*; *arenito* grosso a conglomerático; *arenito* com estratificação sigmoidal; *conglomerados* com fragmentos de argila; e *arenito argiloso* geralmente maciço.

Durante muito tempo o ambiente de deposição do Grupo Barreiras foi objeto de diversos estudos, ficando sempre uma incógnita quanto à contribuição marinha, já que muitos autores sempre a consideraram essencialmente continental e desprovida de conteúdo fossilífero.

Arai *et al.* (1988) consideram que, apesar de serem referidos a depósitos continentais, a maioria dos sedimentos do Grupo Barreiras distribuídos ao longo da faixa costeira brasileira, não existe ainda uma interpretação consensual em relação ao ambiente de deposição. Entretanto, baseado em dados de palinologia, pela identificação de cistos de dinoflagelados de gêneros marinhos do tipo *Hystrihokolporna*, *Nematosphaeropsis*, *Spiniferites* e de restos quitinosos de *microforaminíferos* em amostras coletadas na região nordeste do estado do Pará, Arai *et al.* (1988) ressaltam que é prudente não descartar a possibilidade de influência

marinha na deposição do Grupo Barreiras; essa hipótese deve ser levada em consideração, segundo os autores acima, pelo menos para a região costeira.

Baseados em dados de estruturas sedimentares e de arranjo faciológico observado na porção distal do sistema deposicional Barreiras, Rossetti *et al.* (1990) identificaram ambientes de planície de maré que está correlacionado a manguezais, de acordo com dados de palinologia. Esse ambiente muito provavelmente está relacionado a um sistema estuarino (Silva Júnior 1998).

Rossetti *et al.* (1990) destacam que os sedimentos Barreiras podem ter sofrido mais contribuição marinha durante sua deposição do que se tem registrado.

Em estudos realizados no município de Castanhal, situado na porção nordeste do Estado do Pará, distando aproximadamente 200 km do litoral, Fernandes *et al.* (1991) detectaram o icnofóssil *Ophiomopha* no Grupo Barreiras em arenitos finos a médios e estratificados. Considerando que o *habitat* dessa espécie era o mar, o postulado por Arai *et al.* (1988) e Rossetti *et al.* (1990) é reforçado.

O ambiente em que esses sedimentos teriam se desenvolvido seria planície de maré/estuário/plataforma interna, onde o nível do mar teria sofrido importantes oscilações, em um contexto regressivo. Essa hipótese é levantada com base nas características das estruturas sedimentares e das fácies que ocorrem nesse grupo (Costa *et al.* 1993).

#### **4.3.6. Quaternário**

##### **4.3.6.1. Pleistoceno-Holoceno**

###### **4.3.6.1.1. Sedimentos Pós-Barreiras**

A seqüência Pós-Barreiras encontra-se depositada diretamente acima dos sedimentos do Grupo Barreiras. Regionalmente essa denominação partiu de Silva & Lowenstein (1968); Oliveira & Leonardos (1943) chamaram-na de Formação Pará; Ackermann (1964) denominou essa seqüência de Quaternário Antigo; Góes (1981)

define o Pós-Barreiras de fácies arenosa, enquanto que Borges & Angélica (1986) e Igreja *et al.* (1990) descreveram como camadas arenosas.

Os sedimentos Pós-Barreiras são areno-argilosos, não consolidados, com coloração amarelada, mal selecionados, com granulometria predominantemente fina das areias. Esses sedimentos apresentam contato inferior discordante erosivo dos sedimentos do Grupo Barreiras, formado por paleopavimentos de fragmentos dos sedimentos subjacentes lateritizados; os limites superiores são transicionais para o húmus. A disposição dos sedimentos Pós-Barreiras está visível no topo das falésias que ocorrem na região (Borges & Angélica 1986).

De acordo com Rossetti *et al.* (1989) esses sedimentos são formados por uma fácies areno-argilosa que foram depositados em ambiente subaéreo por processo de dissipação de dunas eólicas e fluxo gravitacional. Consideram que parte dos sedimentos do Pós-Barreiras possuem idade holocênica (Ferreira Júnior 1996).

Ackermann (1964) ressalta que devem ser levados em consideração, para o Quaternário Recente os baixios dos rios atuais, que se tornam alagáveis, parcialmente, pelas marés altas e também durante período de intensas precipitações pluviométricas e, para o Quaternário Antigo as áreas fora das inundações, que são constituídas de areias mal selecionadas, de misturas com argilas e do popularmente chamado grês-do-Pará.

O Pós-Barreiras em direção ao continente é depósito de fluxo de detritos, no litoral é um arenito, que por sua coloração foi denominado arenito *coca-cola* (J. B. S. Costa, comunicação verbal). Entre o Pós-Barreiras e o Barreiras a transição é o início das drenagens e o desenvolvimento de um perfil laterítico.

Na área do município de Tracuateua, a 20 km de Bragança, os sedimentos Pós-Barreiras encontram-se depositados diretamente sobre o cristalino (embasamento pré-cambriano), o que sugere que esta área, assim como Bragança, também era soerguida e não abrigou a seqüência Pirabas.

## 5. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

As estruturas ocorrentes na área do município de Bragança foram definidas por Borges *et al.* (1994) em termos de dois conjuntos.

O primeiro se faz representar nas rochas pré-cambrianas, com as seguintes características: foliação milonítica de direção N70W com mergulho de 50° para SW, e lineação de estiramento inclinada em torno de 30° para 240° Az. A foliação observada nos granitóides é definida por bandamento composicional, marcado pela alternância de bandas félsicas e máficas, e por xistosidade. Foram também identificadas na área, a ocorrência de zonas de cisalhamento discretas subverticais de direção N37E, com lineação sub-horizontal associada.

Outro conjunto de estruturas mapeadas na área é caracterizado por falhas normais, apresentando direção NW-SE. Essas falhas apresentam estrias voltadas para NE, que também são observadas nos granitóides.

Na área da Bacia de Bragança-Viseu, é registrada a ocorrência de dois conjuntos de falhas. O primeiro é representado por falhas normais com orientação NW-SE; o segundo, por falhas transcorrentes obedecendo as orientações NW-SE e NE-SW. A Zona Compartimental Gurupi (Alto do Gurupi) separa a Bacia de Bragança-Viseu da Bacia de São Luís, onde sobressaem falhas transcorrentes orientadas segundo NE-SW.

Foi identificado um sistema imbricado de falhas normais lítricas, com inclinação para NE, na porção ocidental (lado sudoeste) dessa bacia. Esse sistema está ligado a um "roll over" delineado pelo embasamento e pela seqüência do Cretáceo e do Terciário. Ainda na porção ocidental dessa bacia, no lado nordeste, sobressaem-se falhas normais em escada, interpretadas por Igreja *et al.* (1992) como estruturas antitéticas. Essas falhas apresentam forte inclinação para SW, com estrutura sinformal.

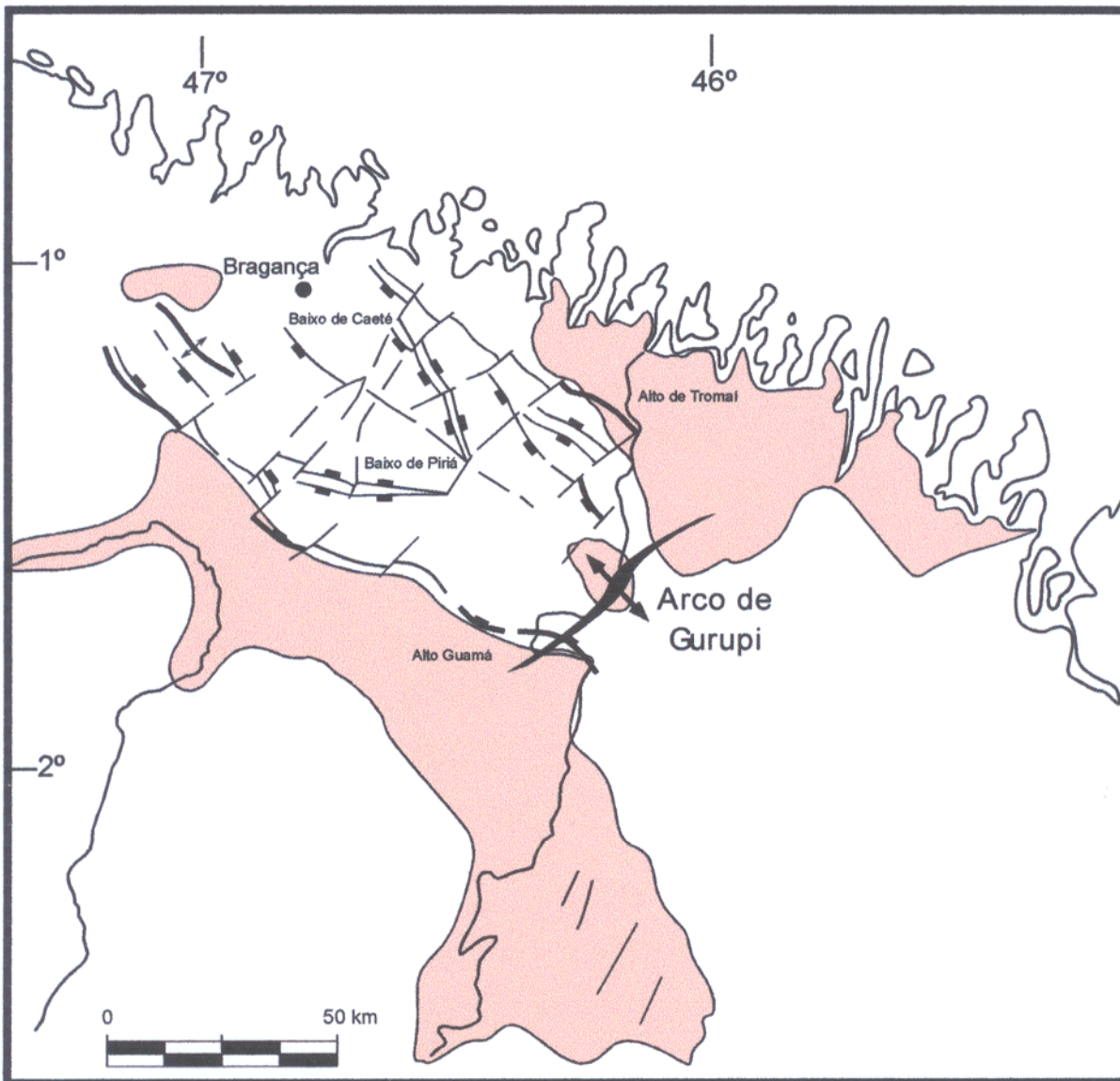
As estruturas cretáceas do setor oriental da Bacia de Bragança-Viseu são mais expressivas do que as seqüências geradas no Terciário, o que também pode ser atestado pela interpretação de linhas sísmicas. Esse setor apresenta uma mega-estrutura geométrica em flor simétrica, expressa por falhas normais de alto ângulo. A partir de investigações empreendidas por Igreja *et al.* (1992), foi evidenciado que na

porção sudeste desta bacia há ocorrências de dois feixes de falhas principais ligadas em profundidade; esses feixes apresentam várias falhas antitéticas e sintéticas menores associadas, que se traduzem em um complexo arranjo de inúmeras estruturas em flor negativa. As estruturas em flor também existem na porção nordeste do setor oriental, onde há ocorrência de uma falha transcorrente NW-SE afetando a seqüência terciária, propagando-se em profundidade como uma falha normal.

Referindo-se à evolução tectônica da bacia de Bragança-Viseu, Igreja *et al.* (1992) definem os seguintes estágios: instalação dos sistemas imbricados sintéticos e das falhas de transferência/compartimentais. Esse estágio evolutivo foi paralelo à deposição das seqüências cretáceas na área; em seguida, houve a individualização dos sistemas imbricados antitéticos, assim como novas movimentações ao longo das zonas sintéticas e das falhas transcorrentes NW-SE; no Terciário, novas falhas normais NW-SE foram geradas a partir da retomada da movimentação extensional, mas os deslocamentos ao longo das falhas normais e transcorrentes, mais antigas, foram inexpressivos.

### 5.1. ÁREAS SOERGUIDAS

As estruturas elevadas que se destacam na bacia de Bragança-Viseu fazem-se representar pelo Alto do Gurupi, que a separa da Bacia de São Luís, a sudeste; pelo Alto do Guamá, a sudoeste, que constitui a ombreira principal da Bacia de Bragança-Viseu, onde se desenvolveram as principais falhas sintéticas, e funcionou como fonte de sedimentos para bacia no Cretáceo e no Terciário; pelo Alto de Tromaí, a nordeste, que é a ombreira secundária, onde se desenvolveram as principais falhas antitéticas que compõem a arquitetura da bacia, também funcionando como fonte de sedimentos para os depocentros adjacentes (Figura 11).



### Legenda






-  Falhas normais
-  Falhas normais principais
-  Falhas transcorrentes
-  Arcos
-  Embasamento cristalino pré-cambriano

Figura 11 - Estruturação da Bacia de Bragança-Viseu (modificado de Lima & Aranha 1993).



## 5.2. ÁREAS SUBSIDENTES

A Bacia de Bragança-Viseu é caracterizada por dois grábens assimétricos na forma de elipsóide, alongados, de direção NW-SE, que compõem os dois depocentros principais dessa bacia.

O primeiro gráben é o Baixo de Caeté, localizado próximo à borda norte, e o segundo é o Baixo de Piriá, próximo à borda sul.

Esses depocentros são separados por uma descontinuidade de direção NE-SW, interpretada como uma falha de transferência ativa durante a formação da bacia (Figura 11).

O preenchimento sedimentar do Baixo de Caeté é composto pelas unidades da Formações Bragança, Codó-Grajaú e Itapecuru.

No Baixo do Piriá essas unidades também se fazem presente, com exceção da Formação Bragança, que não foi registrada nesse setor. Os sedimentos dessas unidades são continentais/fluviais (Azevedo 1991).

## 6. BACIA DE BRAGANÇA-VISEU

A Bacia de Bragança-Viseu, situada na parte nordeste do Estado do Pará, apresenta extensão de aproximadamente 5.000 km<sup>2</sup>. Estratigraficamente, pouco se conhece sobre essa bacia, sendo que existem apenas dados de dois poços e três linhas sísmicas disponíveis da área, segundo Azevedo (1991).

Azevedo (1991) e Igreja (1992) admitem que essa bacia é preenchida por uma seqüência essencialmente continental limitada por falhas mestras normais inclinadas para SW e seccionadas por falhas de transferência de direção NE-SW, sugerindo a existência de paleossistemas fluviais, de acordo com Borges *et al.* (1995a), que propiciaram o preenchimento da mesma, sem evidências de contribuição marinha, como atestado na Bacia de São Luís.

Essa bacia é separada da Bacia de São Luís pela Zona Compartimental Gurupi. Ao longo da direção dessa zona aparece uma área soerguida expondo frações do Pré-Cambriano, que pode estar associada à movimentação oblíqua em conjunto com a movimentação direcional.

O desenvolvimento dessa bacia está diretamente relacionado com os eventos que resultaram na abertura do Atlântico (Almeida<sup>8</sup> *apud* Costa & Hasui 1997) e a separação dos continentes Sul-americano e Africano durante o Mesozóico/Paleogeno.

Costa *et al.* (1991), e Igreja (1992) admitem que essa área vem passando por processo de subsidência, que pode estar associado a eventos neotectônicos de reativação de falhas normais.

Estruturalmente, essa bacia é um complexo de fossas tectônicas de direção NW-SE, sendo delimitada por falhas normais de mesma orientação. Possui assoalho composto por um mosaico de pequenos blocos cratônicos, interligados por faixas móveis do evento Brasileiro-Panafricano (Abreu & Lesquer 1985). Na região afloram os complexos pré-cambrianos e sedimentos meso-cenozóicos.

O preenchimento sedimentar é representado por ciclos predominantemente clásticos, depositados entre o Aptiano e o Terciário, assoalhados por rochas do

---

<sup>8</sup> Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4):325-349.

embasamento pré-cambriano, sedimentos provavelmente cambro-ordovicianos e outras unidades eopaleozóicas.

No Pré-Cambriano foram individualizados complexos litológicos variando desde o Pré-Transamazônico até os eventos tardios do Ciclo Brasileiro.

A estratigráfica da Bacia de Bragança-Viseu é concebida com base nos trabalhos de Mesner & Wollodridge (1964), Carneiro (1974), Aranha *et al.* (1990), Azevedo (1991), Igreja (1992), Lima & Aranha (1993) e Lima *et al.* (1994).

### 6.1. FORMAÇÃO BRAGANÇA

Esta seqüência foi interpretada por Lima & Aranha (1993) como um sistema de leques aluviais, que provavelmente teria sido depositado em decorrência do primeiro evento extensional que originou o rifte. Em sua composição predominam arenitos médios a grossos, e em segundo plano surgem conglomerados e siltitos verdes.

Esta formação assenta-se discordantemente sobre o embasamento pré-cambriano, apresentando continuidade deposicional com a seqüência Codó-Grajaú.

### 6.2. SISTEMA CODÓ-GRAJAÚ

Carneiro (1974) definiu esse conjunto como sendo formado por clásticos grossos pertencentes à Formação Grajaú, e pelitos escuros, carbonatos, anidritas e arenitos finos da Formação Codó. Mesner & Wollodridge (1964) reconheceram três unidades componentes da Formação Codó: basal – apresentando folhelhos negros e betuminosos, com intercalações de níveis carbonáticos tendo alto teor de fósseis e anidritas, o que sugere um ambiente lacustre com vários ciclos evaporíticos e invasões marinhas de pouca intensidade. Os arenitos de cor branca a creme, finos e conglomeráticos da Formação Grajaú, com grãos arredondados e estratificação cruzada e plano-paralela, são correlacionáveis a um ambiente fluvial a transicional (Carneiro 1974).

As formações Codó e Grajaú representam o ciclo deposicional característico da fase inicial de individualização da bacia. É composto por arenitos médios (Formação

Grajaú), apresentando relação estratigráfica concordante com os folhelhos escuros, localmente betuminosos, intercalados com lentes de calcário, gipsita-anidrita e arenitos finos esbranquiçados da Formação Codó (Schneider & Sad<sup>9</sup> *apud* Aranha *et al.* 1990). Na Bacia de Bragança-Viseu apresenta conteúdo mais arenoso, mostrando estruturas relacionadas a retrabalhamento por ondas, associadas a folhelhos ricos em matéria orgânica; essas feições sugerem um ambiente lacustre raso.

### 6.3. FORMAÇÃO ITAPECURU

Essa formação é considerada de idade albiana por Azevedo (1991) e Igreja (1992), entre outros. Está assentada concordantemente sobre a seqüência Codó-Grajaú, e é composta de arenitos cinza-esbranquiçados ou vermelhos e intercalações de folhelhos cinza-esverdeados. A Formação Itapecuru é alusiva a sistemas flúvio-deltáicos e fluviais progradantes sobre ambiente marinho.

A Formação Itapecuru representa o segundo ciclo deposicional mesozóico da área. Nessa bacia é composto predominantemente por clásticos, com as frações mais grossas.

### 6.4. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

Assoalhado por rochas pré-cretáceas, deu-se o desenvolvimento da pilha sedimentar meso-cenozóica. Sua origem e evolução estão intimamente relacionados com a tectônica extensional que envolveu os efeitos de abertura do Atlântico Equatorial.

Dentro da primeira fase de estiramento crustal, no Aptiano, formou-se uma ampla depressão, onde foram depositados os sedimentos lacustres e flúvio-deltáicos do sistema Codó-Grajaú. Posteriormente, no Eoalbio, teve início um tectonismo mais intenso, aparecendo as linhas básicas dos riftes neoformados.

---

<sup>9</sup> Schneider, R. L. & Sad, A. R. E. 1979. **Sulfetos metálicos na Formação Codó**. Programa de Avaliação Preliminar. Relatório interno. Rio de Janeiro. PETROMISA/GEREX.

Nessa época, o padrão de esforços é tipicamente transtensivo, originados de um movimento dextral devido ao deslocamento entre as placas Sul-Americana e Africana. A principal característica dessa fase é a deposição do sistema Itapecuru Inferior-Canárias, encaixado em blocos abatidos e rotacionados por falhas normais de direção NW-SE. Essas linhas mestras mostram-se deslocadas dextrogiamente por zonas de transcorrência orientadas E-W, delimitadas por descontinuidades preexistentes. O evento seguinte, ocorrido durante o Neocretáceo, mostra natureza eminentemente modificadora. Enquanto o padrão de esforços associado à movimentação das placas permanece o mesmo, componentes cisalhantes e compressivas alteram as feições estruturais preexistentes. As falhas normais de direção NW-SE foram reativadas, e estruturas associadas às falhas de rejeito lateral, de direção E-W, e reversas orientadas segundo NE-SW, afetam toda a seção pré-depositada. Cessados os movimentos dessa última fase, ocorre um basculamento generalizado no sentido norte; nas bacias de Bragança-Viseu e de São Luís ocorre soerguimento que irá resultar em erosão nessas áreas. Esse comportamento estrutural deve-se aos efeitos de subsidência térmica (Aranha *et al.* 1990).

No transcorrer do Mesozóico, a estruturação que se apresenta decorre do efeito da abertura do Atlântico Equatorial, a partir do Jurássico, o que possibilitou a geração de falhas normais NW-SE, e falhas de transferência NE-SW, devido à extensão ao longo do eixo NE-SW (Costa *et al.* 1996).

No Cenozóico, o tectonismo é controlado pela movimentação para oeste da Placa Sul-Americana; durante esse estágio, as estruturas principais geradas são falhas transcorrentes E-W de movimentação dextral e falhas normais NW-SE (Costa *et al.* 1996).



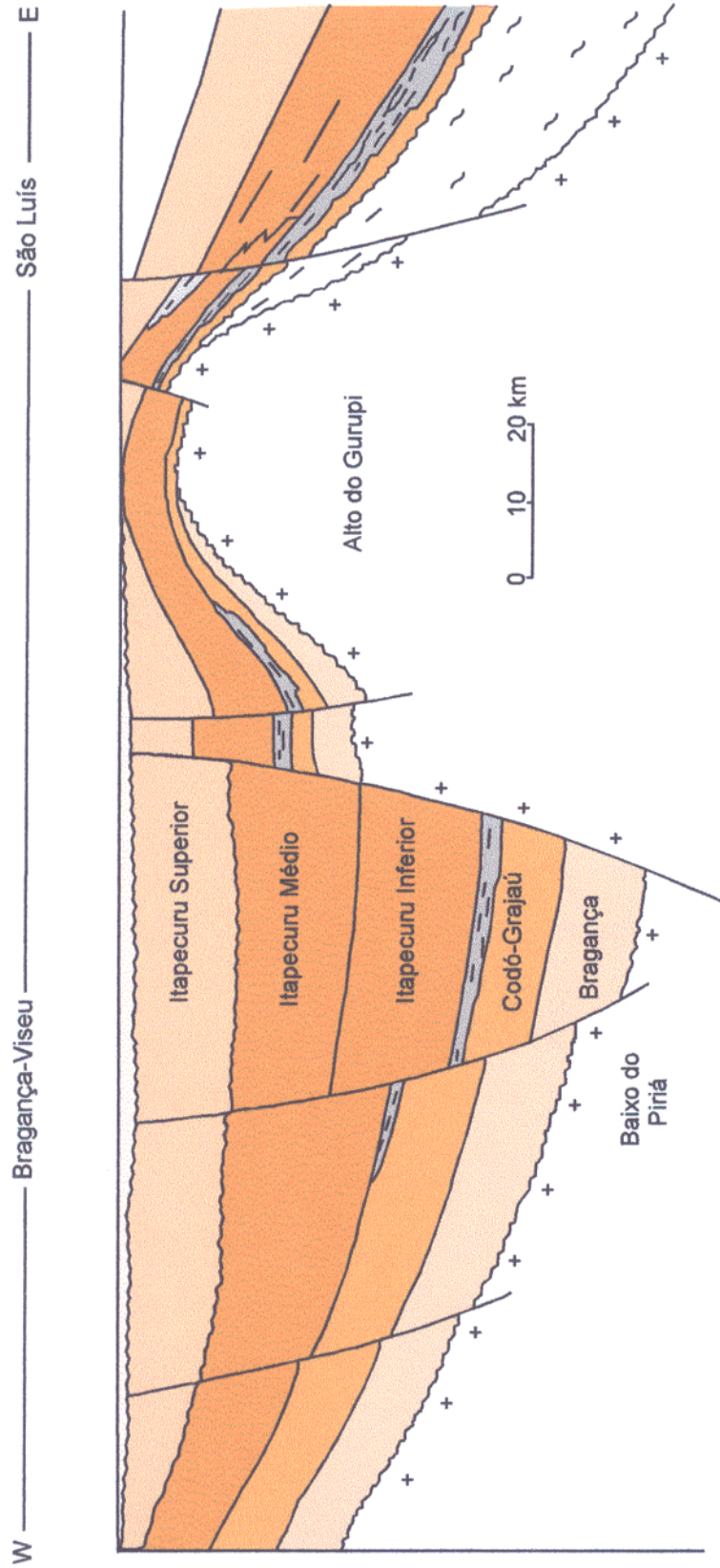


Figura 12 - Perfil longitudinal da Bacia de Bragança-Viseu (Pedrão 1992).

## 7. EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

### 7.1. MIOCENO-PLIOCENO

O desenvolvimento do Mioceno, em escala global, é marcado por muitas movimentações dos continentes, e também pela formação de grandes cadeias de montanhas, ilhas vulcânicas e arcos-de-ilhas. Datam também desse período a formação de petróleo em inúmeros deltas e estuários.

A partir do Mioceno, o quadro neotectônico que passa a incidir na Placa Sul-Americana é dominado por movimentação direcional dextral em decorrência da sua rotação para oeste.

O Plioceno, um período de tempo geologicamente curto, é caracterizado globalmente pelo soerguimento e junção de grandes faixas de terras entre a América do Norte e a América do Sul, que culminaria com a formação da América Central, processo esse iniciado no Mioceno. Nesse período o Istmo do Panamá é soerguido, apresentando-se como uma barreira entre o Oceano Pacífico e o Mar do Caribe. Registros de depósitos marinhos datados do Mioceno são encontrados na foz de muitos rios, o que evidencia a ocorrência de variações do nível do mar; assim como durante o Plioceno surgem as primeiras evidências de glaciações, que se manifestaram mais frequentemente a partir do Quaternário Inferior.

É somente a partir do Mioceno-Plioceno que começam a surgir espécies vegetais do tipo *Avicennia* (mangue branco) e a se diversificar e expandir o gênero *Rhizophora* (mangue vermelho), marcando o desenvolvimento do ecossistema de manguezal (Salgado-Labouriau 1994), amplamente distribuídas na Região Bragantina e áreas adjacentes.

Em termos regionais, as principais características morfológicas da região nordeste do Estado do Pará estão diretamente relacionadas à tectônica mesoceno-zóica, que responde pela fragmentação do Gondwana e pela formação do Oceano Atlântico Equatorial e da margem passiva. Essa área evoluiu a partir da incidência da tectônica extensional na região nordeste do Estado do Pará, desde o Jurássico Superior.

No Mioceno, essa região foi submetida à tectônica transtensional que gerou falhas normais de direção NW-SE e falhas transcorrentes dextrais E-W e NE-SW. Esse evento tectônico gerou extensas áreas abatidas e corredores que facilitaram a transgressão do mar até 150 km dentro do continente, a partir da linha de costa atual; dessa forma, desenvolveu-se a seqüência carbonática Pirabas.

Na área da Bacia de Bragança-Viseu, os registros de ocorrência dessa seqüência são restritos, o que permite deduzir que grande parte dessa área permaneceu emersa durante o avanço do mar. Os dados geológicos atuais sugerem que esse quadro morfológico é controlado por estruturas decorrentes da tectônica transtensional.

O intenso tectonismo que incidiu no Estado do Pará, principalmente na sua porção nordeste, no transcorrer do Terciário Superior, é responsável por muitas das feições morfológicas que se sobressaem na área. Esse intenso movimento na região permitiu que o mar pudesse ingressar em algumas áreas que apresentavam relevo baixo, ou seja, áreas abatidas. Essa morfologia permitiu que, a partir desses páleo-relevos, fosse depositada a seqüência carbonática Pirabas, proporcionada pela entrada do Mar de Pirabas, em algumas partes da região nordeste do Estado do Pará.

Algumas áreas dessa região, no momento da entrada do Mar de Pirabas, estavam em processo de soerguimento ou eram elevadas, e funcionaram como anteparo em relação à penetração do mar para dentro do continente.

Esse anteparo corresponde a um alto estrutural (possivelmente o alto de Tracuateua), provavelmente herdado da época da evolução da Bacia de Bragança-Viseu.

Áreas situadas a sudoeste de Bragança, como os municípios de Capanema, São João de Pirabas e Santa Maria, foram encobertos pelo Mar de Pirabas, onde se instalaram seqüências carbonáticas. Muito provavelmente essas áreas estavam submetidas a processo de subsidência.

A pequena ocorrência de calcário de modo localizado no vilarejo de Nova Canindé, na parte sul do município de Bragança, há muito tempo foi descrita pela CPRM, sendo melhor caracterizada recentemente pela SEICOM. Entretanto, a ausência desse material em áreas adjacentes, sobretudo na região sudeste do município, implica

que a seqüência Pirabas-Barreiras não foi depositada na área da Bacia de Bragança-Viseu.

Os dados apresentados por Ferreira (1979), visando o mapeamento das ocorrências de calcário da Região Bragantina, no município de Capanema, através de métodos geofísicos (eletro-resistividade, magnetometria e sondagem mecânica) indicaram que não há ocorrência dessas rochas a leste da área desse município.

As curvas indicaram a presença do embasamento cristalino raso e com resistividade, superior a  $1000 \Omega \cdot m$ . Como os dados das sondagens realizadas nesta área trouxeram dúvidas quanto aos resultados obtidos, já que não correspondiam aos do mapeamento geológico existente, optou-se por fazer novas sondagens na parte leste da área de estudo, área essa mapeada como granitos, já que na parte oeste da área, região de ocorrência de calcário, os mapeamentos estratigráficos eram satisfatórios.

A partir desses novos dados de furos de sondagens mecânicas, ficou confirmada a total ausência de calcário na parte leste da área de estudo, o que vem reforçar a tese de ausência de deposição carbonática Pirabas na região da Bacia de Bragança-Viseu.

Nas sondagens realizadas próximo à cidade de Capanema, onde os calcários da Formação Pirabas são explorados industrialmente, registrou-se que cerca de 80% do pacote sedimentar depositou-se sobre o embasamento cristalino. Os dados indicam também que nessa área as seqüências carbonáticas revelaram dois valores distintos de resistividade. Esse fato pode estar relacionado à história tectônica da área ou a paleotopografia (Ferreira 1979).

A primeira hipótese sugere que os sedimentos da Formação Pirabas depositaram-se imediatamente sobre o embasamento cristalino, com a maior quantidade de argila concentrada na parte superior do pacote. Após o Mioceno teria ocorrido reativação tectônica das estruturas, culminando com soerguimento do embasamento sob a forma de um bloco alongado na direção NE-SW, ao mesmo tempo em que se formavam estruturas secundárias como falhas e dobras. Em seguida, devido à intensa erosão do pacote superior, a camada inferior aproximou-se do nível de base da região. Onde o embasamento estava mais elevado, teriam sido depositados os dois

tipos de calcário, diferentes quanto ao conteúdo em argila, e que resultou em comportamentos elétricos distintos (Figura 13).

A segunda hipótese sugere que os sedimentos da Formação Pirabas depositaram-se diretamente sobre o embasamento cristalino que já apresentava paleotopografia. Os sedimentos depositados nesse local teriam características diferentes dos demais em virtude do ambiente de deposição, acima dessa paleotopografia, ser mais raso, portanto, sofrendo menos contribuição terrigena; essa característica proporcionou mudança de fácies lateral, o que se explica pelos diferentes valores da resistividade (Ferreira 1979) (Figura 14).

No mapa geológico apresentado por Ferreira (1979) para a área compreendida entre o município de Capanema e a Bacia de Bragança-Viseu, é registrada somente a ocorrência de granito, filito e sedimentos em geral, estes últimos sendo interpretados, nesta oportunidade, como vinculados ao Pós-Barreiras. Na área proximal a Capanema, é registrada a ocorrência de calcário, além das outras, já citadas.

Quanto à profundidade do topo do embasamento, o mapa de contorno elaborado a partir da eletro-resistividade (Figura 15), também na área de Capanema e em direção a Bacia de Bragança-Viseu, acusou a presença do embasamento cristalino raso na área da bacia e, embasamento cristalino profundo na região de Capanema.

A ocorrência do embasamento raso na porção da Bacia de Bragança-Viseu deve-se ao soerguimento dessa em relação as áreas adjacentes por tectônica. Esse alto estrutural era mais acentuado no Mioceno, quando houve a ingressão do Mar de Pirabas. A presença do embasamento profundo na região de Capanema está diretamente ligado ao processo de subsidência que essa área sofreu, a partir da incidência de eventos tectônicos regionais e permitiu a ingressão marinha nessa área. Acima desse embasamento ocorre, expressivamente, a presença de calcário Pirabas, como atestado pelo mapa geológico.



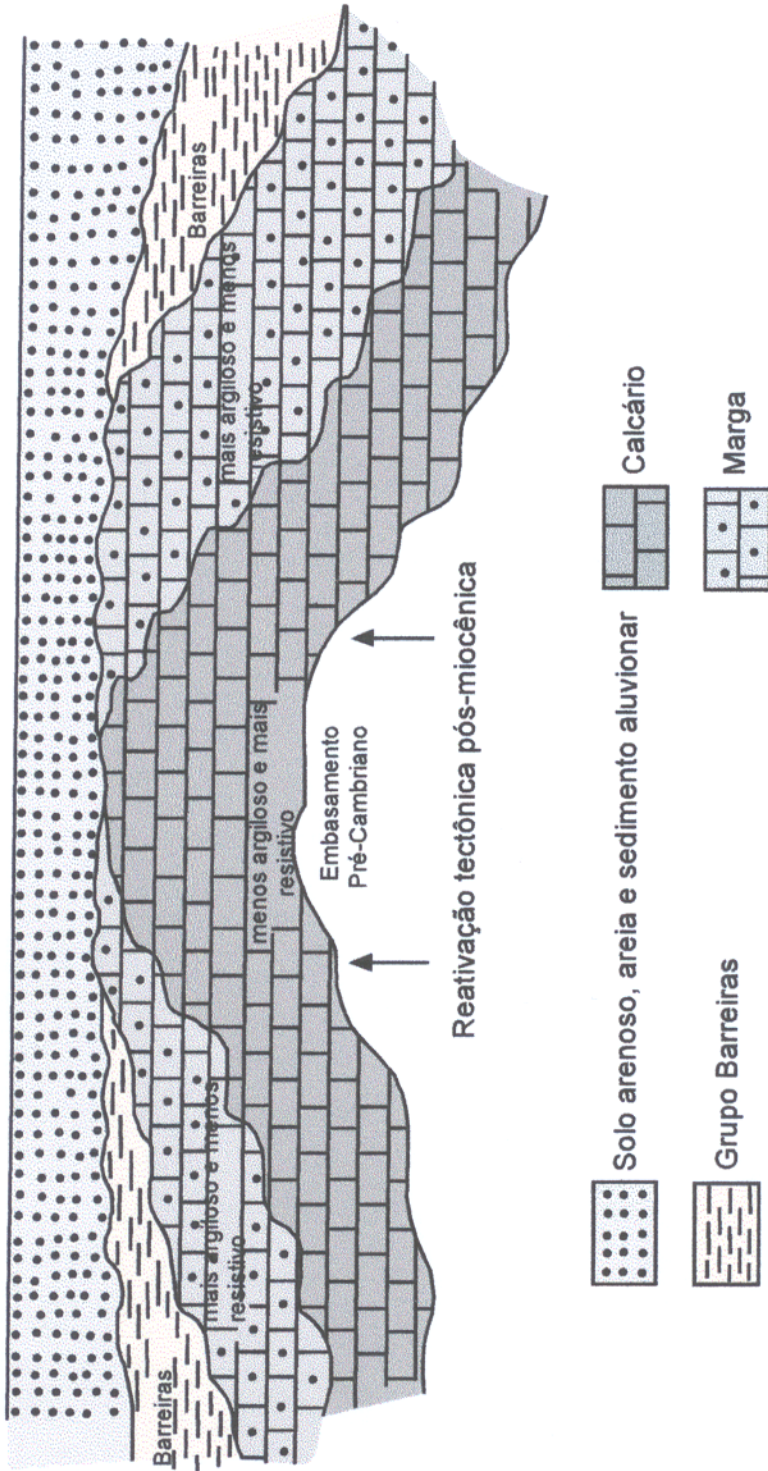


Figura 13 - Modelo geológico em subsuperfície, com movimento vertical, para justificar a ocorrência dos dois tipos de calcário com distintas resistividades, diretamente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano (Ferreira 1979).

Através de seção geoeletrica ficou evidenciada a ocorrência de uma falha no embasamento adjacente à localidade de Tauari (Figura 16). À altura dessa falha os carbonatos da Formação Pirabas são interrompidos, ou seja, não foi registrada sua ocorrência. A leste dessa falha está situada a Bacia de Bragança-Viseu, de modo que se pode sugerir que a ocorrência dos sedimentos Pirabas é limitada pela falha. Além disso, o comportamento elétrico dos sedimentos ocorrentes antes e depois da falha são assimétricos, o que sugere a existência de depocentros diferentes, levando-se em conta a natureza do preenchimento sedimentar, como observado por Ferreira (1979).

Essa descontinuidade de deposição da Formação Pirabas e a ocorrência de falhas após a localidade de Tauari já haviam sido descritos por Ackermann (1964), onde esse autor delineou essa estrutura, definindo-a como marco dessa deposição.

Nas sondagens magnéticas realizadas a partir de Capanema em direção a Bacia de Bragança-Viseu, ficou evidenciado que os perfis traçados apresentaram, inicialmente, suavidade magnética que corresponde à presença do embasamento em profundidade. Aproximando-se de Mirasselas e Tracuateua, seguindo para N e NE, começam a aparecer oscilações magnéticas nos perfis, fato este que está relacionado à presença do embasamento cristalino raso, com ocorrência de granito e filito (Figura 17).

A partir do quadro traçado acima, é reforçada a tese de que a abrangência do Mar de Pirabas não engloba a área da Bacia de Bragança-Viseu. Portanto, deve-se descartar a possibilidade de deposição miocênica nessa porção da região nordeste do Estado do Pará.

É oportuno destacar que a seqüência Pirabas-Barreiras foi reconhecida por Igreja (1992) através de linhas sísmicas na Bacia de Bragança-Viseu, onde esse autor identificou ainda as unidades Piriá-Camiranga e Itapecuru. Entretanto, o autor refere que, "a seqüência Pirabas-Barreiras praticamente não existe", observando ainda que deveria haver um anteparo controlando essa deposição, que se fazia representar pelas falhas do Rio Gurupi e do Rio Piriá, NNE e NE, respectivamente.

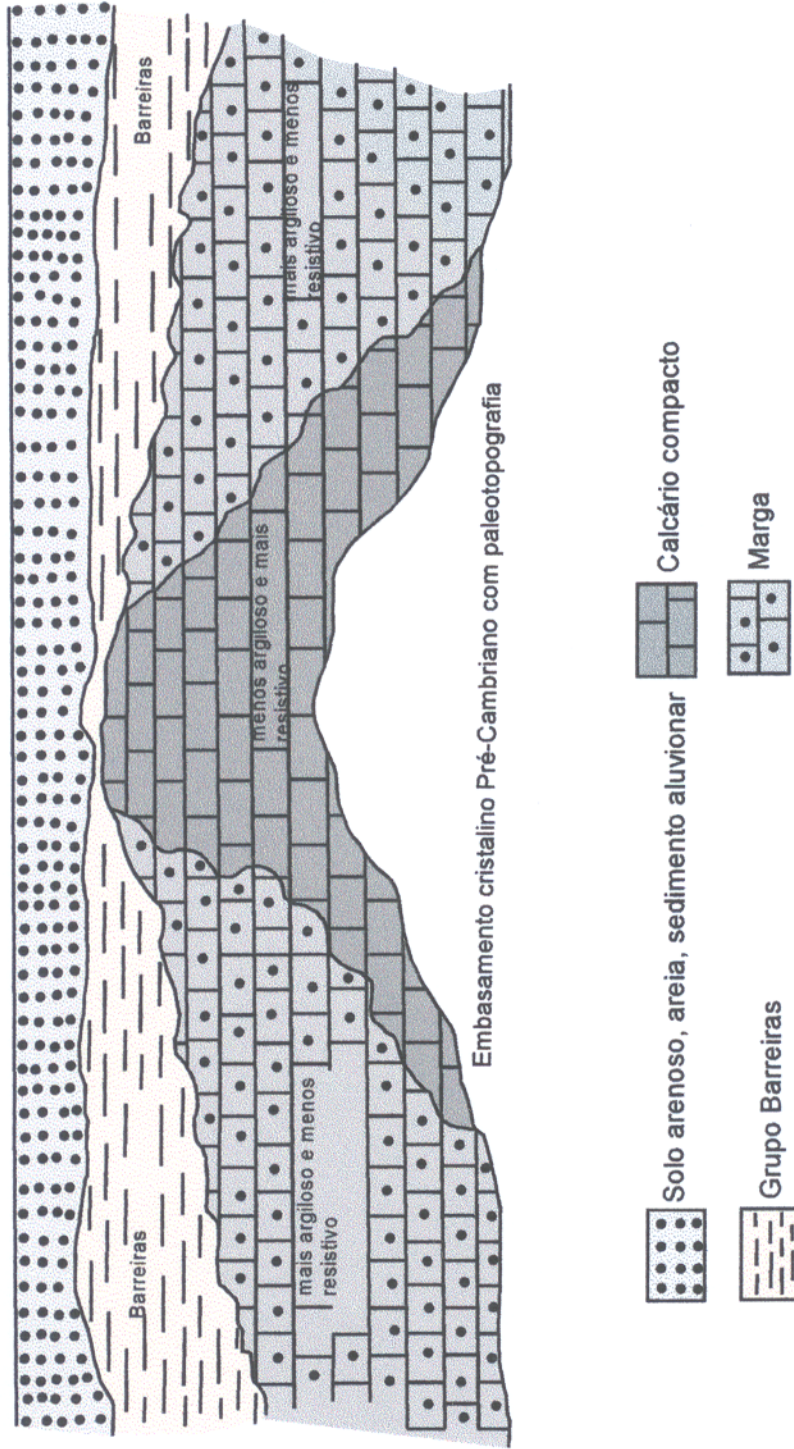


Figura 14 - Modelo geológico em subsuperfície, com mudança de fácies lateral, para explicar a ocorrência dos dois tipos de calcário, depositados sobre o embasamento cristalino pré-cambriano com paleotopografia (Ferreira 1979).

É também ressaltado que o forte controle estrutural na direção NNW-SSE é responsável pela interrupção do registro sedimentar carbonático ao norte de Bragança, com aumento de clastos a partir desse setor. Essa observação pauta-se no registro sedimentar inexpressivo que se observa na área da bacia, o que reforça a tese de pequenas ingressões e de que essa região era soerguida.

A partir de trabalhos realizados na Bacia de Bragança-Viseu, onde além de outros aspectos foram feitas investigações estratigráficas, Aranha *et al.* (1990) não fazem menção à ocorrência de carbonatos pertencentes à Formação Pirabas. Posteriormente, Lima & Aranha (1993) apresentaram um perfil sísmico da bacia que sugere pequena capa de Terciário, sem, no entanto, apresentarem maiores definições acerca da natureza dessa ocorrência (Figura 18).

O perfil referido acima foi concebido com base na aquisição de três linhas sísmicas (Figura 19) que obedeceram às seguintes direções: uma de noroeste para sudeste (A-A') e duas de sudoeste para nordeste (B-B' e C-C').



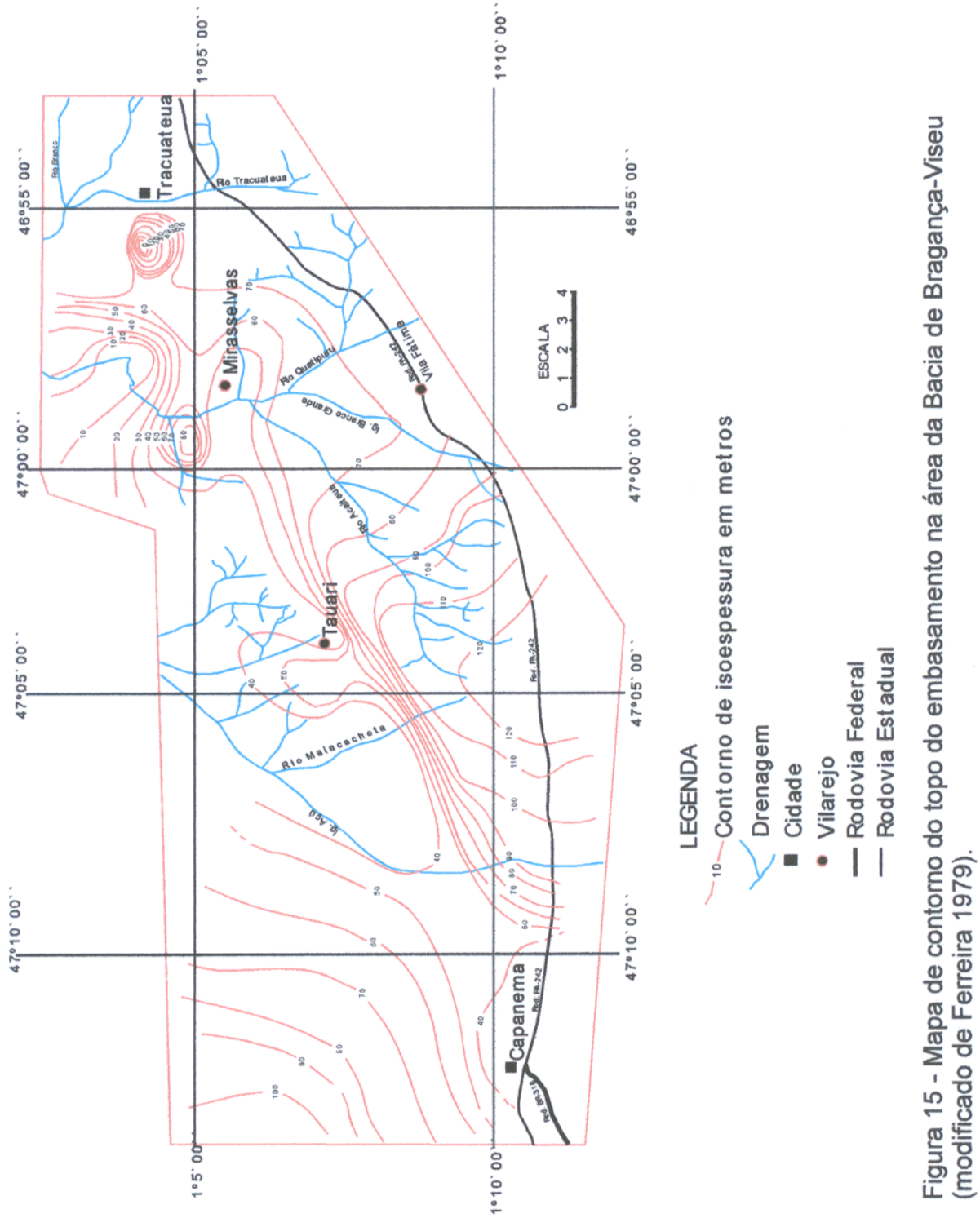


Figura 15 - Mapa de contorno do topo do embasamento na área da Bacia de Bragança-Viseu (modificado de Ferreira 1979).

Através da interpretação de dados de poços da PETROBRÁS, um efetuado nas proximidades do depocentro da bacia (2 – EG – 1 – PA) que objetivou a caracterização da Bacia de Bragança-Viseu (Figura 20), e outro (2 – VN- 1 – PA) visando avaliar as possibilidades geradoras na porção norte da referida bacia (Figura 21), não foi identificada a ocorrência de sedimentos da Formação Pirabas quando da descrição litológica das unidades. As profundidades alcançadas nas perfurações desses poços foram de 2.068 m e 2.100 m, respectivamente.

Esses dados corroboram a proposta de que o mar não avançou sobre essa área.

A morfologia endentada da costa, como foi descrita anteriormente por Franzinelli (1982, 1992), formou-se com a entrada de mar nessas áreas que eram abatidas e possuíam paleodrenagens. Essas drenagens antigas permitiam que a maré ingressasse nos canais naturais e, a partir disso, suas geometrias modificavam, ou seja, essas vias sofriam processo de alargamento e se transformavam em baías (Figura 22).

É bem evidente na paisagem da interface continente-oceano da região nordeste do Estado esses “rios afogados”. Algumas drenagens não sofreram essas inundações, a exemplo do Rio Caeté na região de Bragança.

Assim, essas formas que foram geradas nada mais são do que produtos de eventos transgressivos e regressivos marinhos que se manifestaram a partir do Terciário Superior na região.



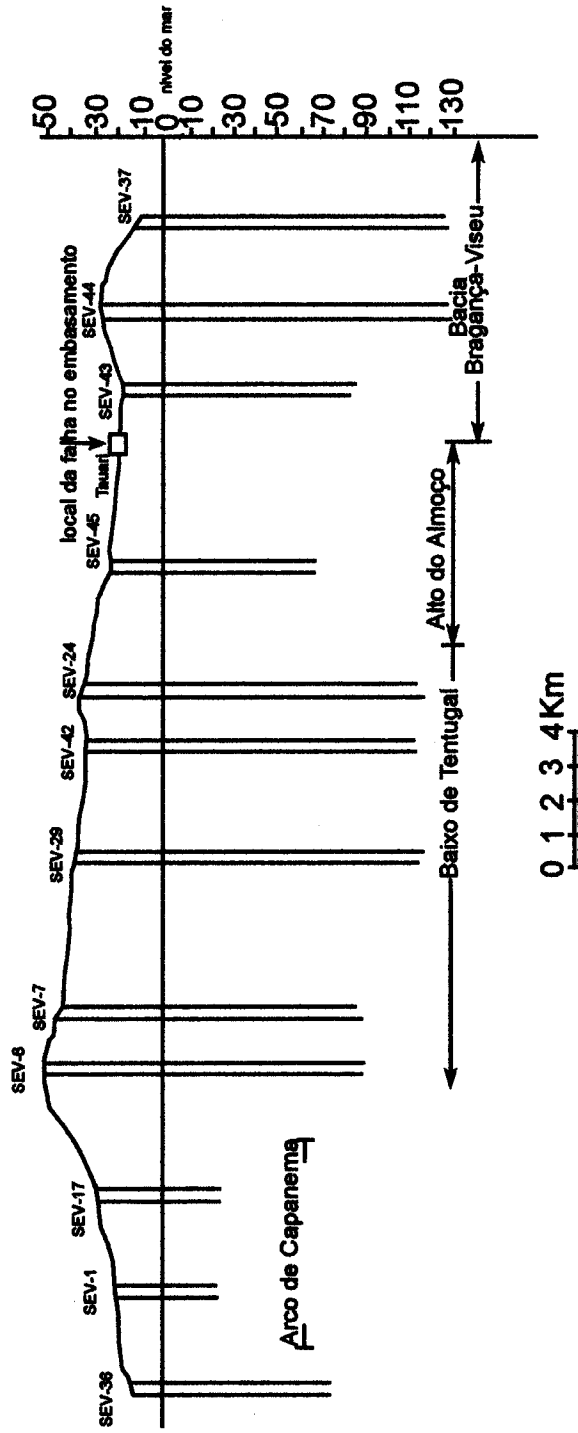


Figura 16 - Perfil geológico mostrando a borda do Baixo de Tentugal, entre as sondagens elétricas verticais (SEV) 17 e 24; o Baixo de Caeté, entre as SEV 24 e 43; e uma parte da Bacia de Bragança-Viseu, entre as SEV 45 e 32. Há ocorrência de uma falha no embasamento na altura de Tauari, onde não mais se registra os sedimentos da Formação Pirabas (modificado de Ferreira 1979).

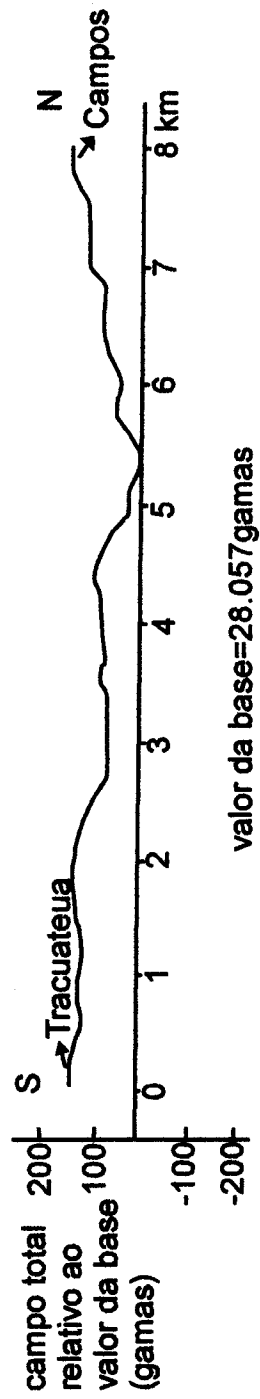


Figura 17 - Perfil magnético demonstrando a presença do embasamento raso na área de Tracuateua em direção a Bragança (Ferreira 1979).

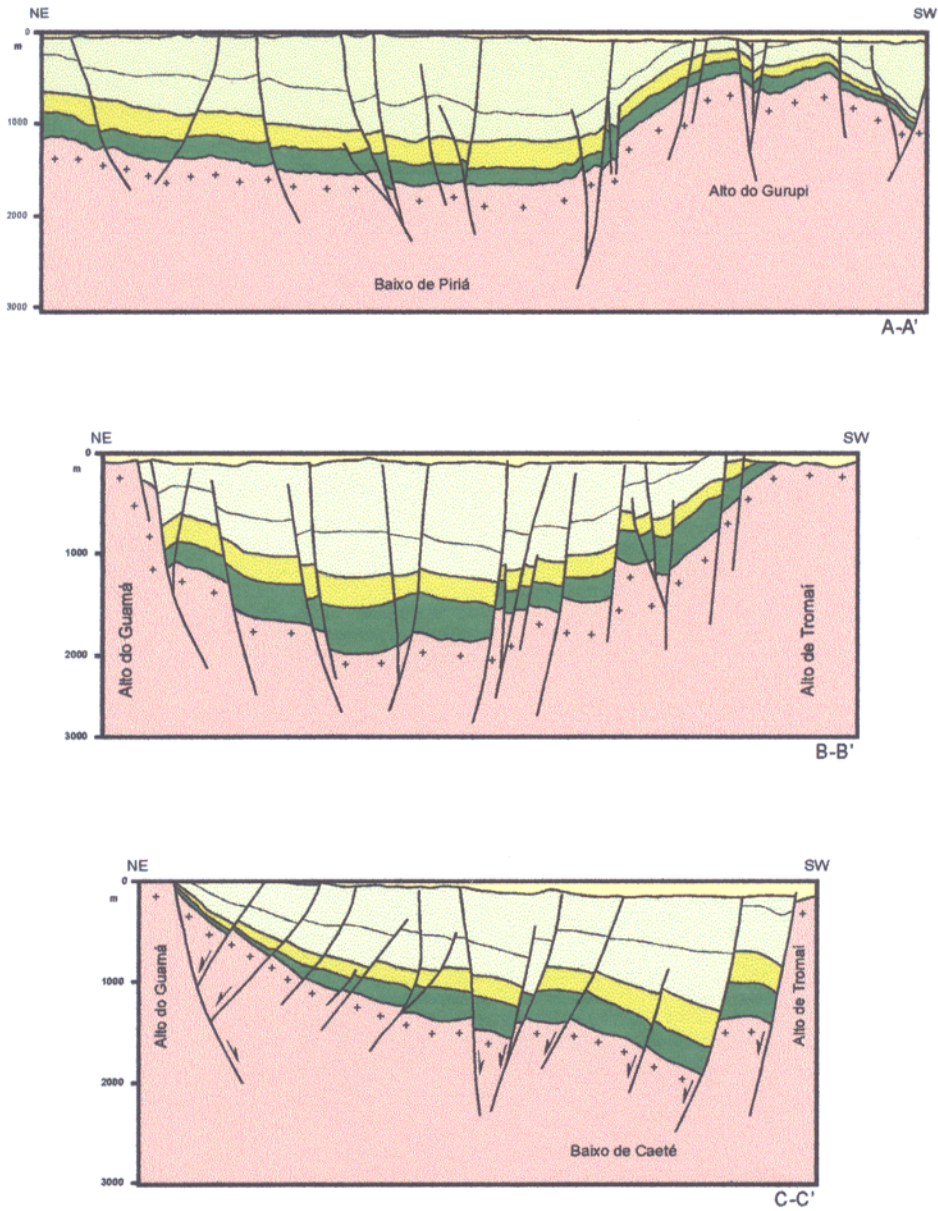


Figura 18 - Perfil sísmico da Bacia de Bragança-Viseu (Lima & Aranha 1993).

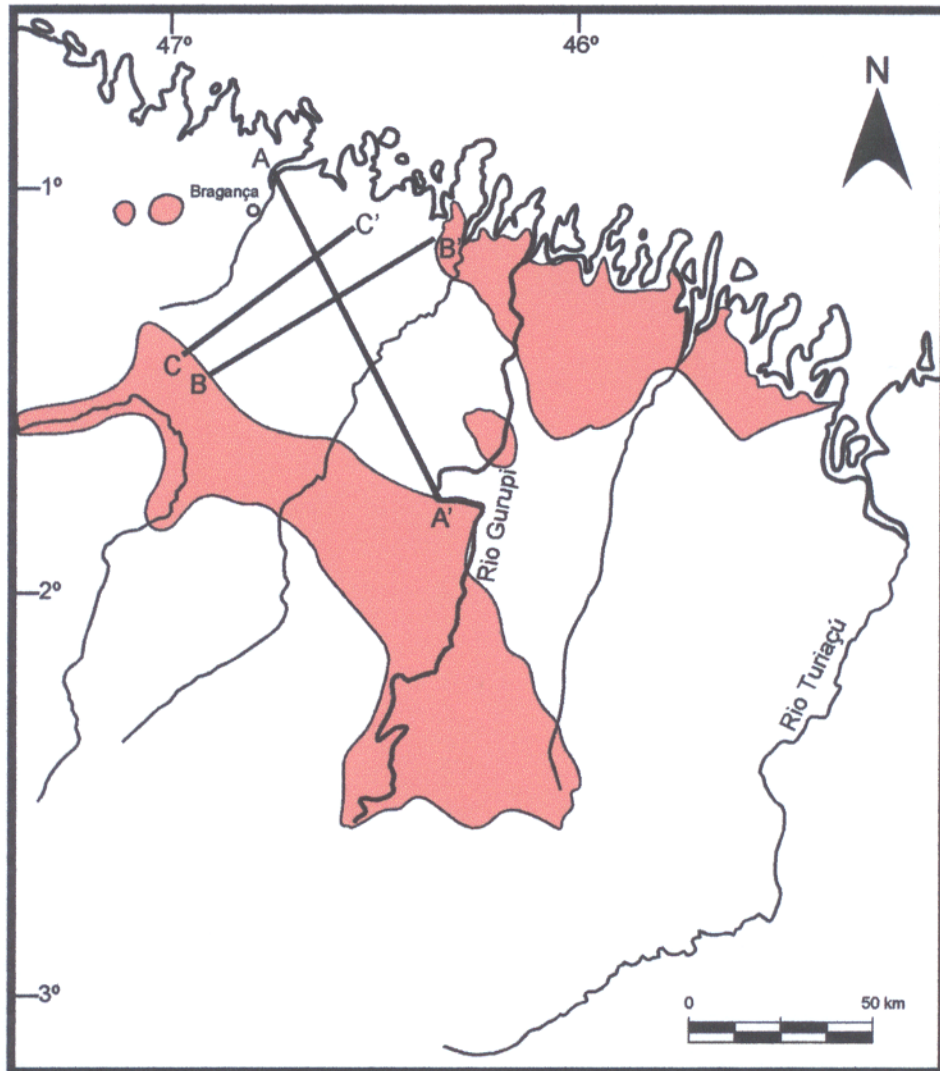


Fig 19 - Localização das linhas sísmicas na Bacia de Bragança-Viseu.

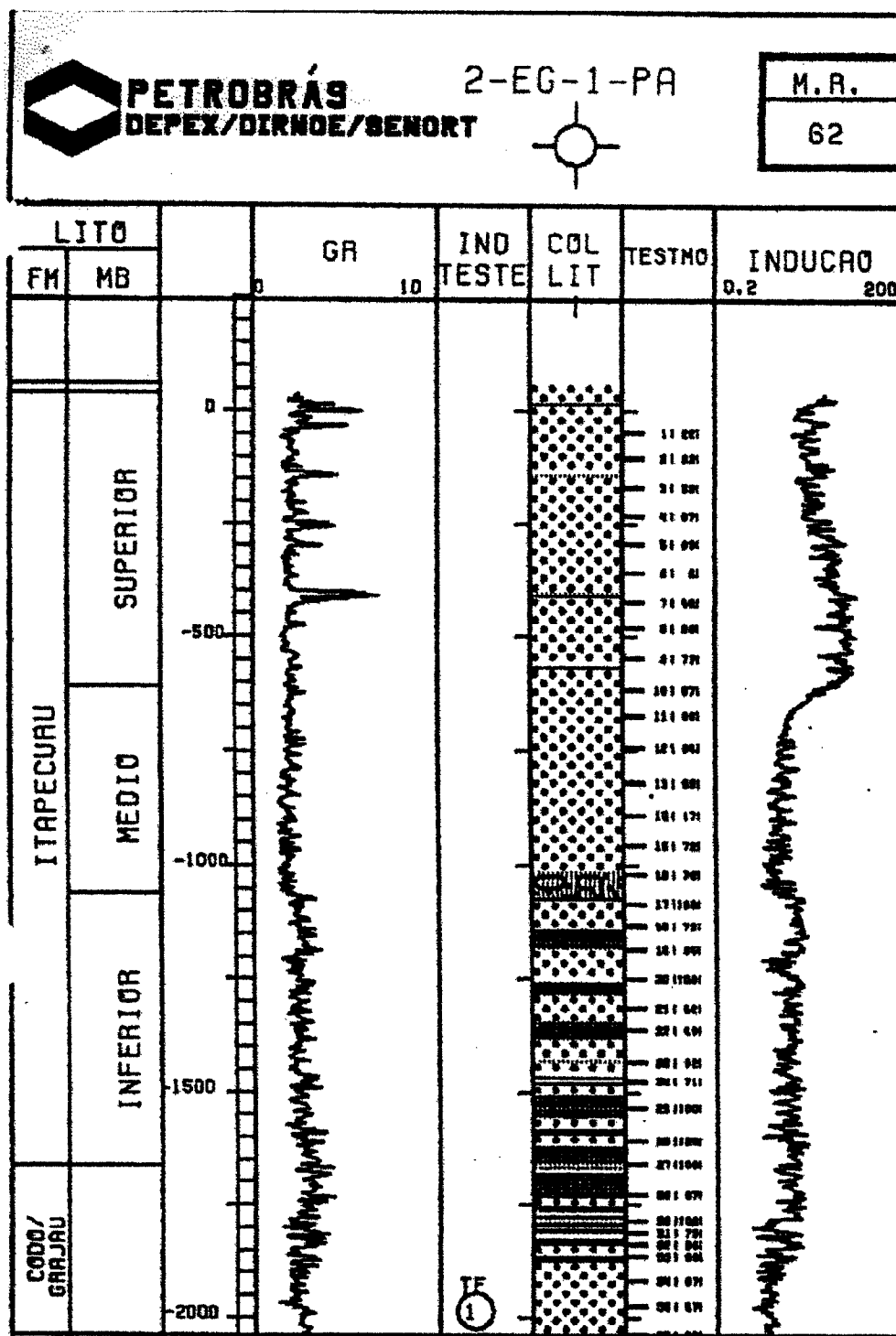


Figura 20 - Caracterização do primeiro poço da Petrobrás, efetuado no depocentro principal da Bacia de Bragança-Viseu, não inferindo a ocorrência de sedimentos do Terciário Superior (Lima & Aranha 1993).

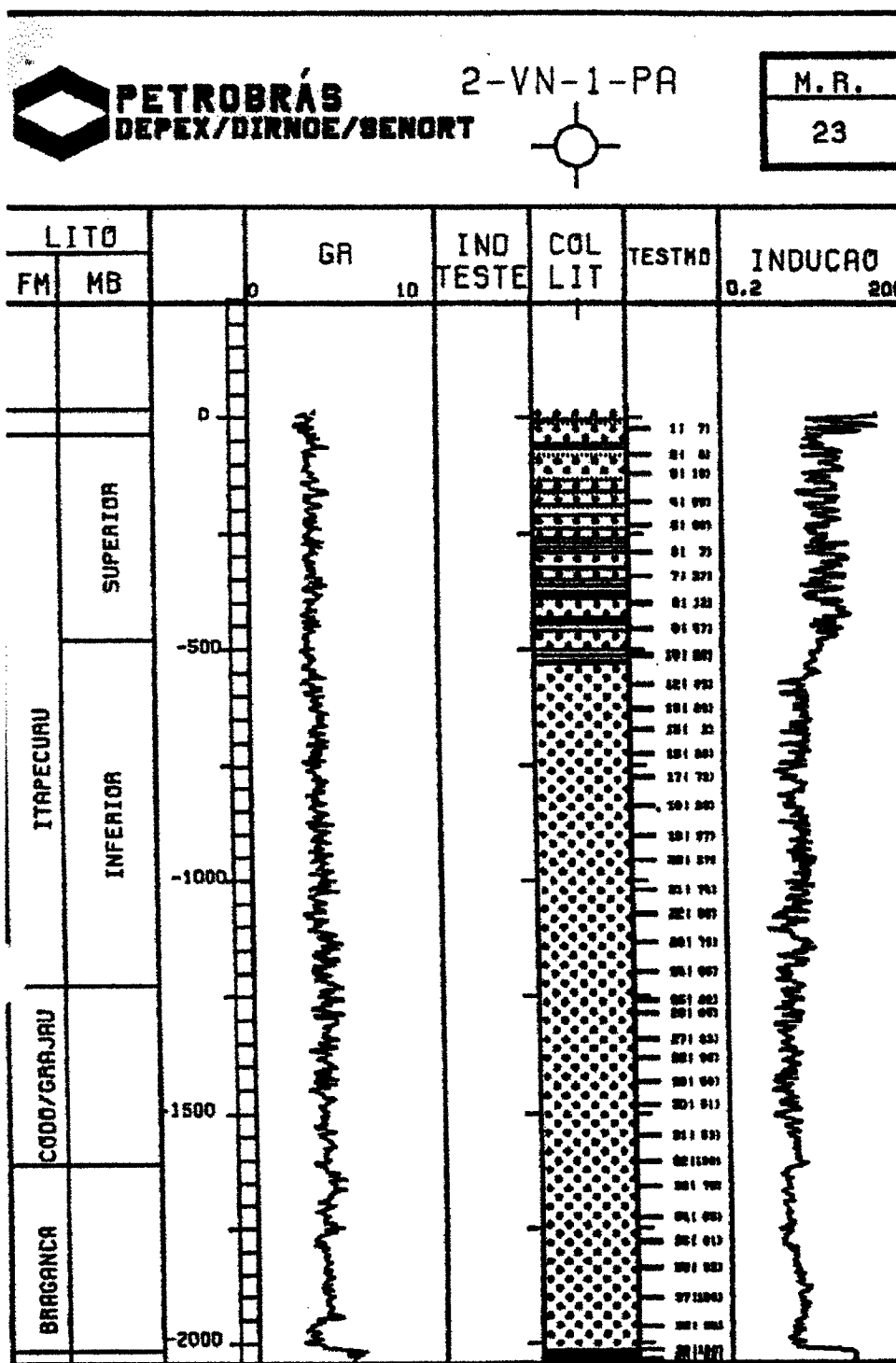


Figura 21 - Caracterização do segundo poço efetuado pela Petrobrás na Bacia de Bragança - Viseu, na sua porção norte, sem registro de sedimentos do Terciário Superior (Lima & Aranha 1993).





Figura 22 - Aspecto da costa endentada da região nordeste do Estado do Pará. Ponta do Maiaú, litoral norte do município de Bragança.

Costa *et al.* (1996) apresentaram um modelo de abrangência do Mar de Pirabas, onde se pretendeu mostrar as áreas que tinham ficado submersas quando da entrada desse mar e as estruturas que controlaram e desviaram o curso dessa invasão (Figura 23).

O modelo é bastante similar ao apresentado neste trabalho em forma de bloco-diagrama, onde destacamos a ocorrência de pequenas paleodrenagens que permitiram modestas ingressões.

Nesse bloco-diagrama, (Bemerguy *et al.* 2001) a abrangência do Mar de Pirabas, na sua porção nordeste, se prolonga, limitadamente, até o contorno noroeste da cidade de Bragança, sendo a partir daí desviado para as adjacências, em virtude da ocorrência do alto estrutural.

O atual modelo permite que se conheça melhor a forma mais provável da área ocupada pelo Mar de Pirabas quando da transgressão miocênica (Figura 24).

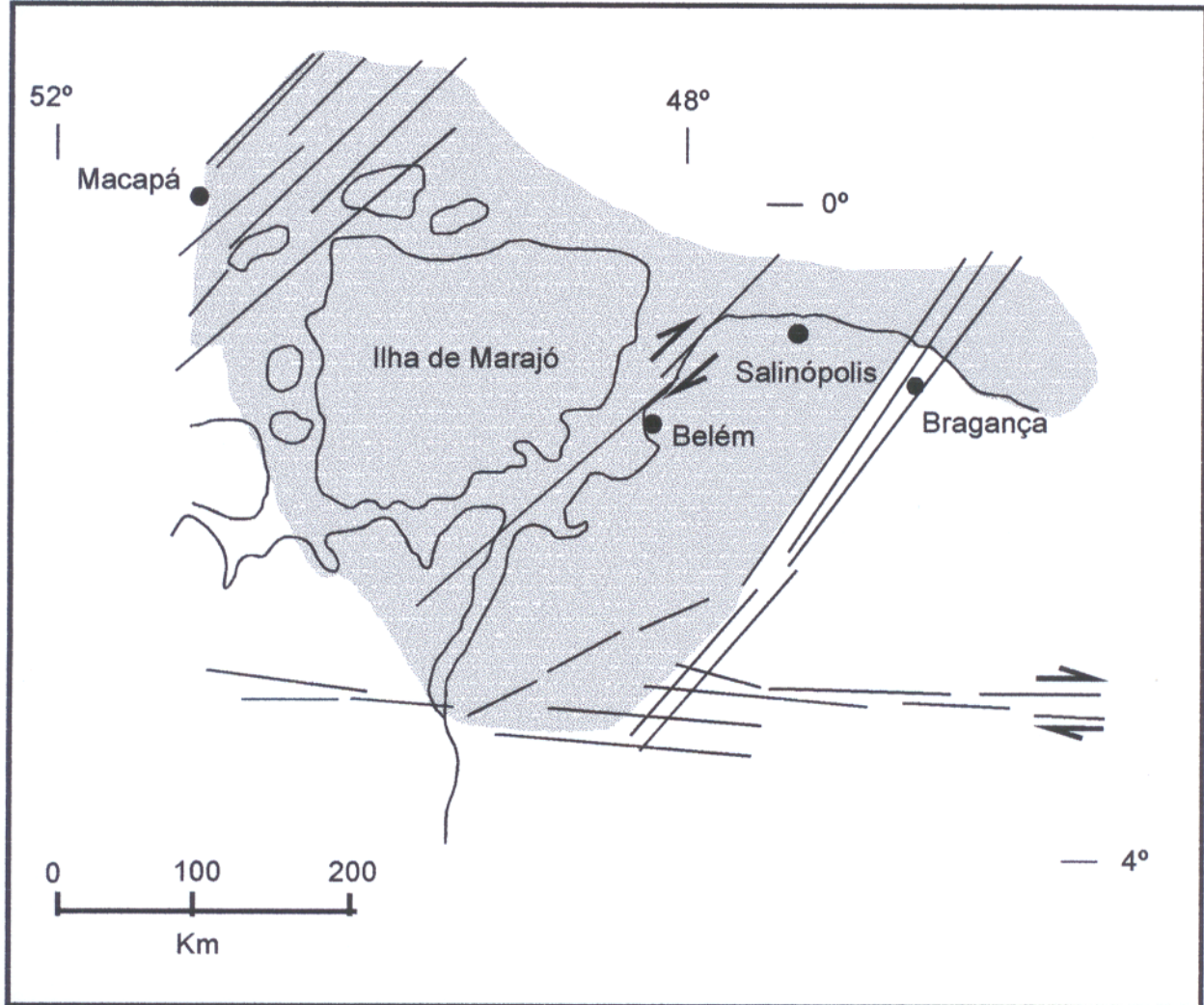


Figura 23 - Abrangência do Mar de Pirabas na região nordeste do Estado do Pará, e as prováveis estruturas que controlaram essa deposição (Costa *et al.* 1996).





## 7.2. PLIOCENO-PLEISTOCENO INFERIOR

A transição Plioceno-Pleistoceno Inferior é marcada por uma relativa estabilidade tectônica na região. Foi durante essa transição que se processou a regressão marinha do Mar de Pirabas do continente.

Essa saída de mar foi responsável pela deposição dos sedimentos siliciclásticos pertencentes ao Grupo Barreiras, amplamente distribuídos em muitas áreas na região nordeste do Estado do Pará.

Os sedimentos do Grupo Barreiras são considerados transicionais por terem sido depositados também sob influência marinha e continental.

A presença de extensas áreas de manguezais na região litorânea estão relacionadas ao começo da colonização da flora típica desse ecossistema, que tem início na transição Mioceno-Plioceno. Por esse período na região de Bragança não era observado a ocorrência dessas espécies em decorrência dessa área encontrar-se elevada e as adjacências completamente inundadas.

A colonização dessa vegetação possivelmente poderia ocorrer mais a norte dessa área. Apesar de alguns autores considerarem o início desse ecossistema no Mioceno, é válido observar que isso aconteceu em áreas que ofereciam condições para essa colonização, como ressaltou Salgado-Labouriau (1994).

Com base em resultados de análise palinológica, van der Hammen<sup>10</sup> *apud* Salgado-Labouriau (1994) traçaram um quadro evolutivo para o ecossistema de manguezal, e remetem ao Terciário Superior o início do desenvolvimento desse ambiente. A espécie vegetal *Rhizophora mangle*, característica dessas áreas, expande-se e os manguezais passam a dominar em vários ambientes costeiros. Mencionam ainda que é durante a transição Plioceno-Pleistoceno Inferior que essa e outras espécies da flora que colonizaram a América do Sul, e que haviam ficado isoladas desde o Cretáceo Inferior, começam a entrar em contato e se diversificar.

Ackermann (1969) fez referência às espécies que se distribuem ao longo desse litoral, como nas Guianas, que teriam tido seu desenvolvimento em tempo mais recente,

---

<sup>10</sup> Van der Hammen, T. 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. *J. Biogeogr.* 1: 3-26.

e que as condições favoráveis para tal estágio estariam relacionadas àquelas advindas de influências das glaciações.

A partir dessas observações conclui-se que os manguezais passaram a colonizar a área investigada no transcorrer do Quaternário Inferior, ou seja, as glaciações que se manifestaram mais intensamente no Pleistoceno proporcionaram as condições ideais para que esse ecossistema se desenvolvesse e evoluísse.

Apesar de existirem registros de glaciações datadas desde o Mioceno, é somente a partir do período Quaternário que esses eventos vão ser mais intensos e freqüentes, impondo bruscas mudanças e definindo as oscilações que o clima irá assumir no planeta.

O período Quaternário, de forma geral, apresentou grandes oscilações climáticas que proporcionaram espaços de tempo longos, onde a temperatura do planeta baixou substancialmente em decorrência do efeito dos períodos glaciais que se sucederam, principalmente no transcorrer do Pleistoceno.

Para alguns autores, o marco da transição Plioceno (Terciário Superior)-Pleistoceno (Quaternário Inferior) é apontado no surgimento da primeira glaciação (quaternária), período em que houve arrefecimento da temperatura dos oceanos no final do Plioceno e avanço, a partir dos pólos terrestres, de geleiras. Embora essa definição para o início do Quaternário seja polêmica, é a mais aceita.

São reconhecidos, globalmente, aproximadamente dezesseis períodos glaciais no Quaternário, alguns curtos e outros extensos, com sucessivos decréscimos da temperatura do nível marinho.

Quando uma glaciação se processa, a tendência do nível do mar é baixar, já quando os glaciais começam a entrar em processo de fusão o nível do mar tende a subir; este processo durante os ciclos glaciais provocou muitas oscilações do nível dos oceanos. Há evidências de que no passado o clima esteve diversas vezes mais elevado do que no presente; isso atesta que as grandes massas de gelo possuíam uma superfície menor em decorrência do derretimento provocado por esses períodos quentes e que ocasionavam subidas do nível marinho. Entretanto, esse fator não agia isoladamente. O tectonismo que incidia em muitas áreas, resultando em soerguimento ou abatimento, influenciou decisivamente nas mudanças do nível do mar. Assim, a partir do

degelo de um glacial, o nível marinho subia e em muitos casos provocava transgressão, quando ocorria a saída do mar a superfície dos continentes aumentava.

O efeito das glaciações, tanto as que ocorreram a partir do Mioceno quanto as clássicas pleistocênicas, pode ter influenciado nas oscilações do nível do mar na região nordeste do Estado do Pará e na configuração da paisagem atual. Alguns estudiosos são cautelosos em afirmar que a Amazônia sofreu influência das glaciações. Mas, como explicar a grande massa de água do Mar de Pirabas transgredindo a massa continental sem considerar o tectonismo regional e a participação dos glaciais? Além disso, como foi observado por Ackermann (1969), a paisagem que se distribui no litoral paraense, considerando-se principalmente os manguezais, tiveram as condições favoráveis para se desenvolver a partir das glaciações.

Um paralelo pode ser traçado da região nordeste do Estado do Pará com a porção litorânea das Guianas, onde Wijmstra & van der Hammen (1966) demonstraram, através de análise palinológica, que, além de outras unidades da flora e da fauna, o ecossistema de manguezal avançou sobre a área continental quando o mar regrediu, passando a ocupar a superfície continental, que se expandira, antes dominada por oceanos (Figura 25).

No bloco-diagrama evolutivo apresentado para o Pleistoceno Inferior da região nordeste do Estado do Pará, (Figura 26) a configuração morfológica da área muda substancialmente. Com o recuo do Mar de Pirabas, que se processou ainda no Mioceno, há mudança na linha de costa, assumindo agora uma direção aproximadamente E-W. A ilha de Marajó, por esse período, ainda não se encontra individualizada, o que vai ocorrer a partir do Pleistoceno Superior. Entretanto algumas mudanças se processam nesse contexto, como a captura do Rio Tocantins pelo Amazonas, a partir da individualização de falhas transcorrentes de direção NE-SW. A configuração ecológica regional que se aproxima da atual, começará a se definir no transcorrer do Pleistoceno Superior, quando um novo evento neotectônico incidirá na região nordeste do Estado do Pará.



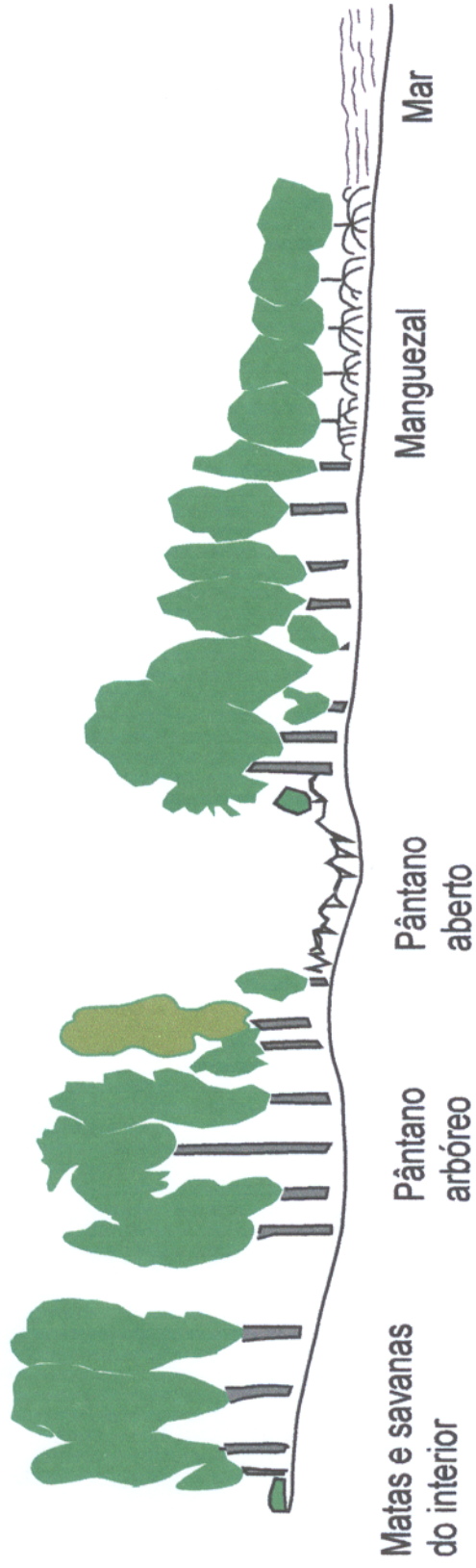


Figura 25 - Modelo de migração de manguezal para o continente, a partir de uma regressão marinha.

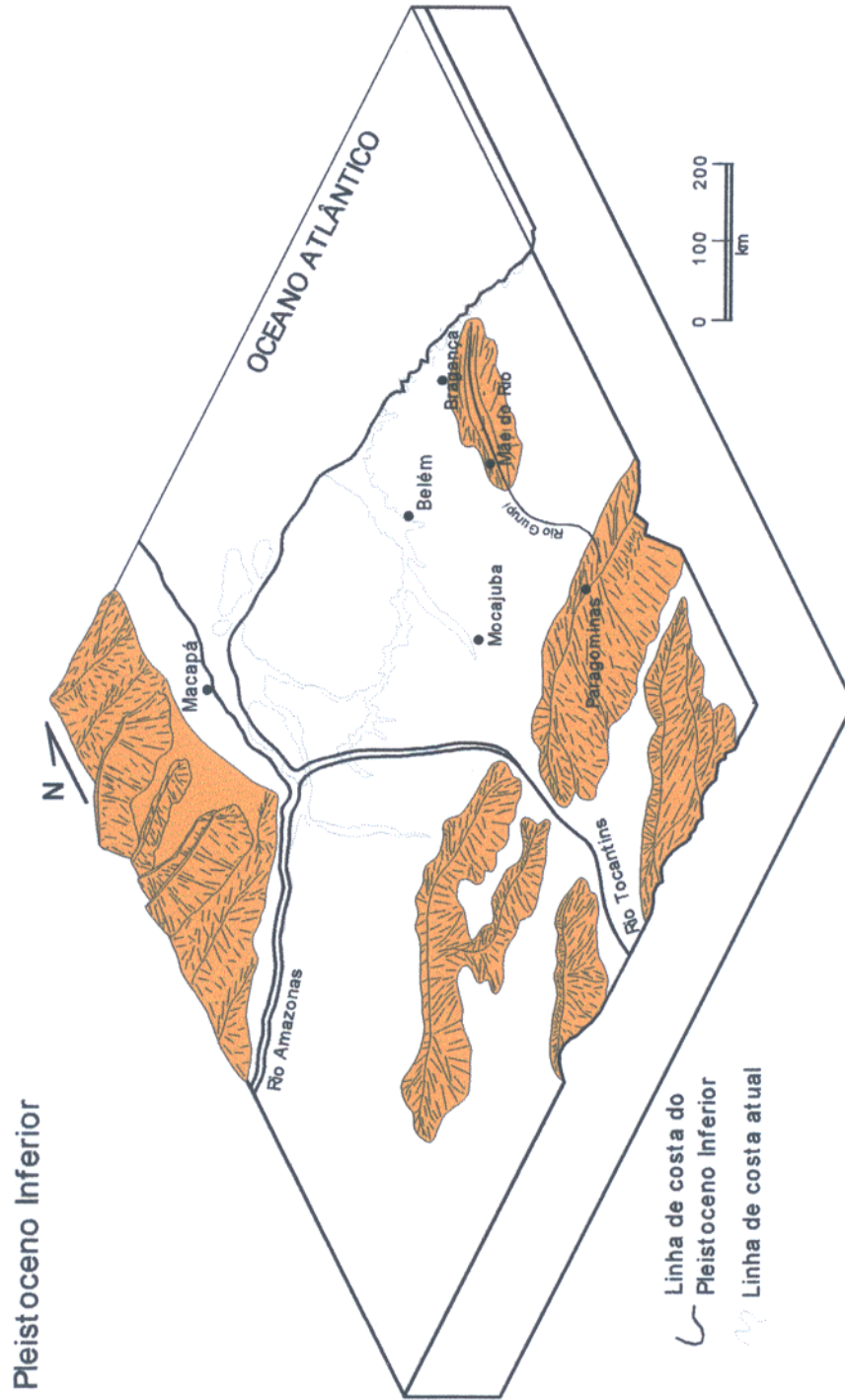


Figura 26 - Bloco-diagrama evolutivo do Pleistoceno Inferior da região nordeste do Estado do Pará (Bemerguy *et al.* 2001).

### 7.3. PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO

Não existe, ainda, uma teoria bem definida do que realmente se passou nos trópicos e terras baixas quando as grandes glaciações quaternárias se manifestaram.

Existem trabalhos - a exemplo de Agassiz (1868), que descrevem que a região amazônica teria tido sua fase glacial, totalmente coberta por gelo. Outros autores não descartam que a imensa floresta teria funcionado como refúgio para as espécies da fauna, e que a mesma assumira características de savana, ou seja, formação aberta com gramíneas, arbustos e árvores esparsas, como descrito por Ranzi (2000).

Por sua vez, Salgado-Labouriau (1994) descarta a hipótese de períodos glaciais na Amazônia, entendendo ainda que é muito improvável que uma área do porte da Amazônia pudesse ser remetida a pequenos refúgios, com ambiente de savana.

A região nordeste do Estado do Pará apresenta características, do ponto de vista evolutivo, que são remetidas ao Terciário Superior, assim como ao Quaternário. Na área investigada, as evidências geológicas estão particularmente relacionadas ao Quaternário, do ponto de vista sedimentar, estando essa área também inserida no contexto dos movimentos tectônicos que incidiram no nordeste do Estado do Pará desde o Jurássico Superior.

Em relação ao tectonismo incidente na região nordeste do Estado Borges *et al.* (1995b) fazem referência a dois pulsos, um datando do Mioceno-Plioceno e outro do Pleistoceno-Holoceno. A movimentação mais recente (Pleistoceno-Holoceno) foi responsável por desenvolver seis feixes de falhas transcorrentes dextrais E-W que, por sua vez, interagem através de falhas normais NW-SE, que geraram romboedros transtensivos de várias direções. A ocorrência dessas 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 um dúplex equidistante que se materializa na mais importante estrutura gerada a partir do contexto acima. Tanto a ocorrência de falhas normais quanto de falhas transcorrentes são responsáveis pelas anomalias verificadas na rede de drenagem, tais como:

sinuosidade, captura, arcos, cotovelos, segmentos retos entre outros (Borges *et al.* 1995b).

A esse quadro segue-se a deposição dos sedimentos areno-argilosos de coloração amarelada do Pós-Barreiras e também dos sedimentos inconsolidados referentes aos depósitos holocênicos, que se deram também sob a influência da neotectônica incidente na região e que foi marcada por um sistema de falhas transcorrentes que provocou a reativação, assim como a geração, de novas falhas com orientações NE-SW, N-S, NW-SE e E-W (Borges *et al.* 1994, 1995b) (Figura 04).

Embora o transcorrer do Pleistoceno Médio seja marcado por um período relativamente estável na região, na transição Pleistoceno Superior-Holoceno muitos eventos importantes são reconhecidos, tais como: mudanças na rede de drenagem, soerguimento de grandes áreas e mudanças na linha de costa.

Alguns autores (Suguio *et al.*<sup>11</sup>; Martin & Suguio<sup>12</sup> *apud* Souza Filho 1995) apresentaram um modelo, em que as variações do nível do mar ocorrentes durante o Quaternário são relacionadas às mudanças sofridas pelo clima global, e que seriam as responsáveis principais pela formação das planícies litorâneas do Leste e do Sudeste do Brasil. Evidenciaram ainda a ocorrência de três níveis marinhos superiores ao atual até 7.000 anos A.P.: Nível Marinho Alto Antigo - manifestado apenas na planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul, possivelmente do Pleistoceno Médio a Inferior, como também, muito provavelmente vinculado aos interglaciais Yarmouth (Mindel/Riss) e Aftonian (Gunz/Mindel); Nível de Mar Alto de 120.000 anos A.P. - segundo esses autores esse nível de mar está situado a  $8 \pm 2$  m acima do nível recente e; Nível de Mar Alto Holocênico - também definido como transgressão holocênica, é o nível de mar mais alto do recente, sendo também o mais conhecido.

De acordo com Souza Filho (1995) não existe ainda nenhuma curva de variação do nível do mar para a costa norte do Brasil e, por conseguinte, para a área

---

<sup>11</sup> Suguio, K.; Bittencourt, A. C. S. P.; Dominguez, J. M. L.; Flexor, J. M.; Azevedo, A. E. G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(4): 273-286.

<sup>12</sup> Martin, L. & Suguio, K. 1989. *Excursion route along the Brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (State of Rio de Janeiro)*. In: International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary. São Paulo. INQUA. 136p.

investigada, ficando dessa maneira impossível apontar as posições que o mar assumiu durante o Quaternário.

Wong<sup>13</sup> *apud* Souza Filho (1995) admite que a posição atual do nível marinho foi alcançada há 6.000 anos A.P. no litoral da Guiana Francesa e do Suriname, o que segundo esse autor estabelece o máximo da transgressão holocênica. Souza Filho (1995) descreve que esse evento provocou erosão nos depósitos do Grupo Barreiras, com formação de falésias ativas e migração de um lençol transgressivo na área da Planície Costeira Bragantina, e que esse episódio é correlacionável ao Nível de Mar Alto Holocênico.

Referindo-se ao início do desenvolvimento da colonização de manguezal de intermaré, Souza Filho (1995) descreve que isso se deu quando o mar entrou em processo estável ou regressivo, com progradação lamosa da linha de costa em direção ao mar (Figura 27).

Essa fase de progradação lamosa é marcada por processos erosivos que retrabalharam os sedimentos costeiros, com deposição de cordões de duna-praia associados a leques de lavagem.

Essa progradação lamosa é interrompida pela diminuição do aporte sedimentar oriundo dos rios (Figura 28). A retomada da progradação lamosa isola as cristas de praia, com formação de *cheniers*, com migração de um lençol transgressivo formado por baixios de maré, cordões duna-praia e areias estuarinas (Figura 29).

---

<sup>13</sup> Wong, T. E. 1992. Quaternary stratigraphy of Suriname. *In*: PROST, M. T. 1992. *Évolution des littorax de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire*. Paris, ORSTOM. p. 203-230.

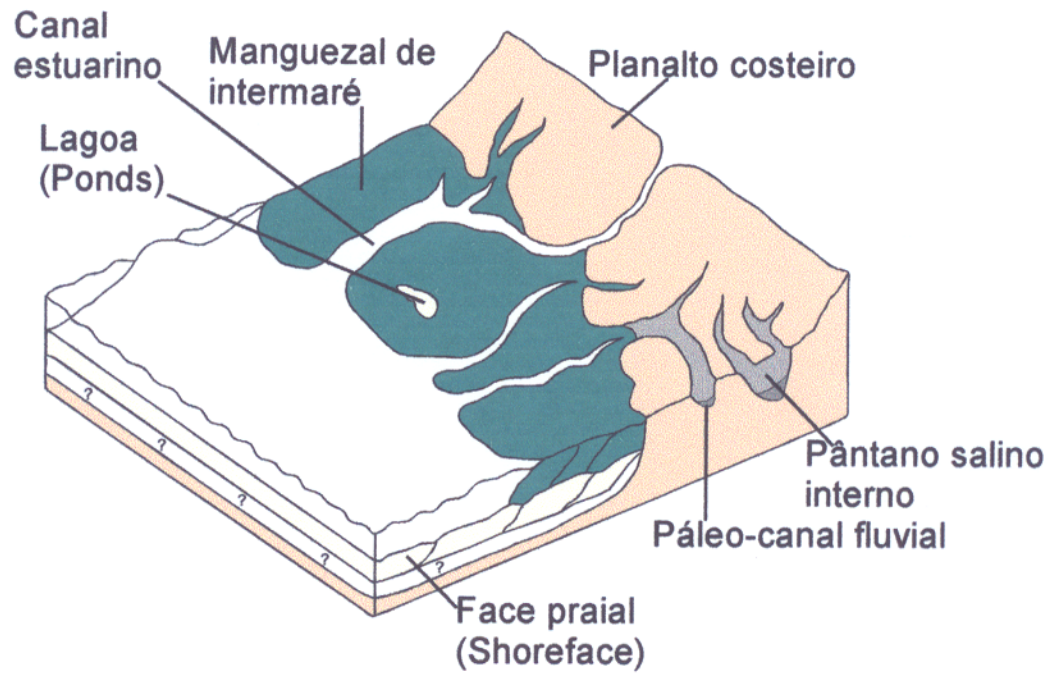


Figura 27 - Processo marinho regressivo, com progradação lamosa, marcando o início da colonização de manguezal de intermaré na Planície Costeira Bragantina (Souza Filho 1995).

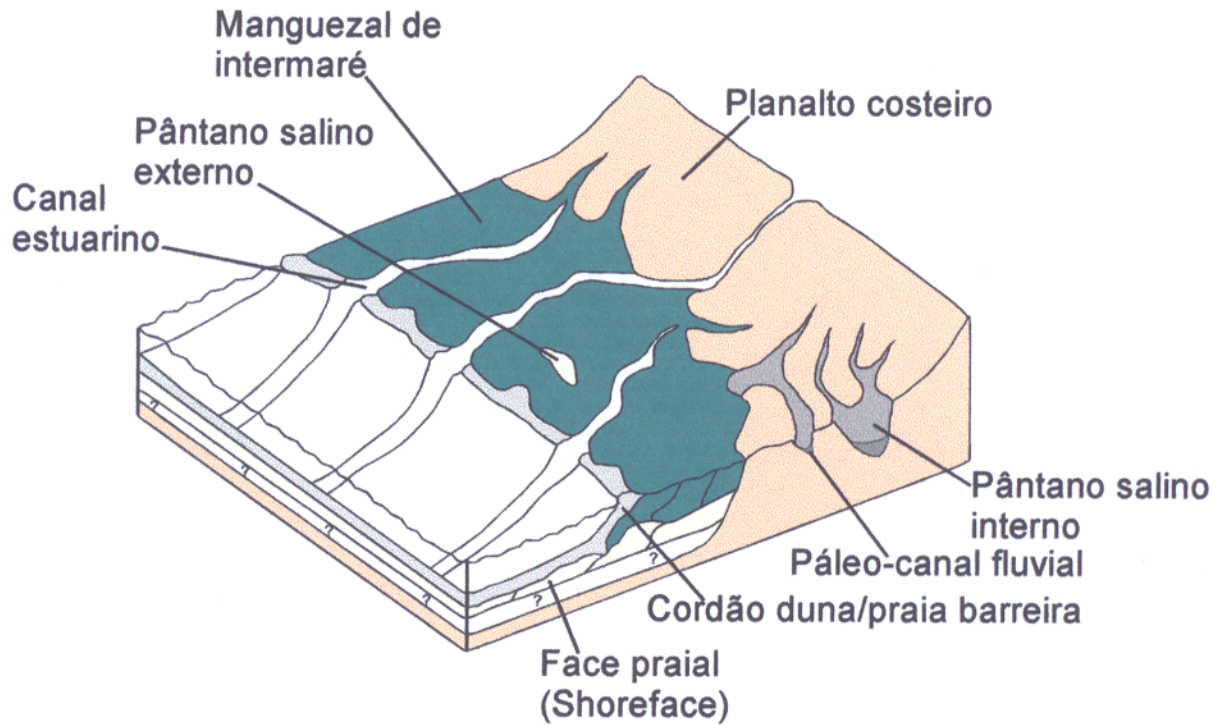


Figura 28 - Diminuição da progradação lamosa por decréscimo do aporte sedimentar oriundo dos rios (Souza Filho 1995).



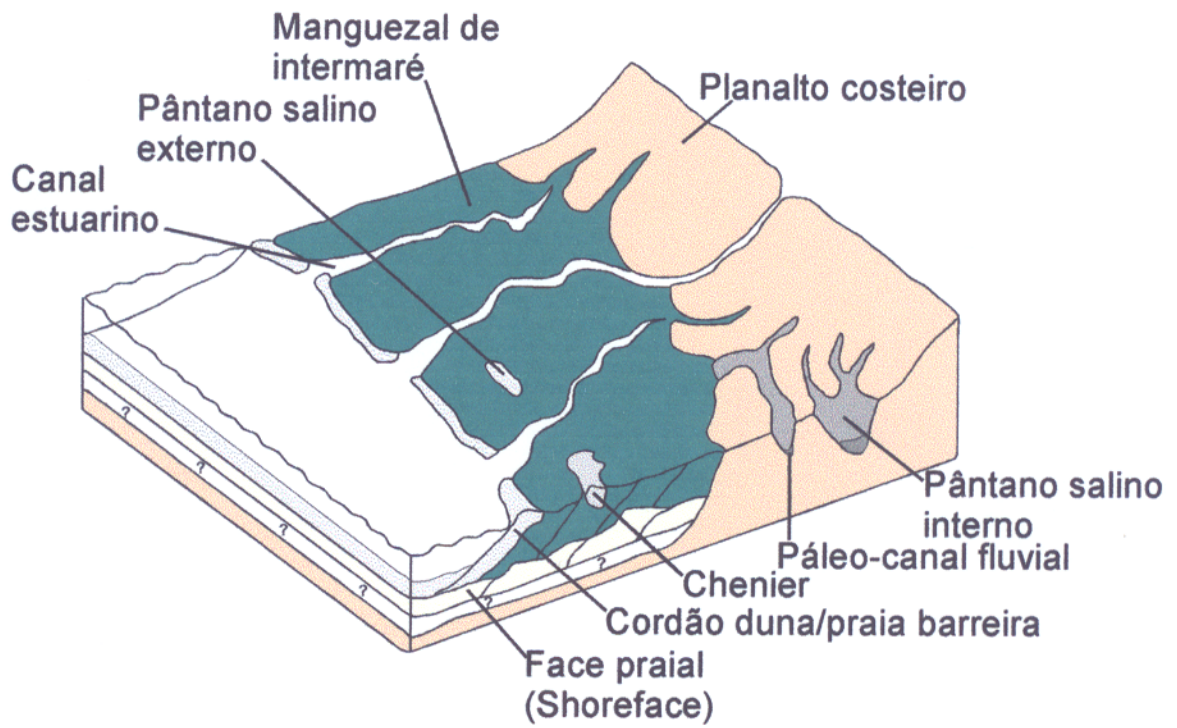


Figura 29 - Retomada da progradação lamosa isolando as cristas de praia (Souza Filho 1995).

Assim, o quadro evolutivo do Pleistoceno Superior-Holoceno da área investigada, como também da região nordeste do Estado do Pará (Figura 30, 31 e 32), é marcado diretamente pelas novas configurações geomorfológicas que essa área assumiu, que nada mais são do que produtos gerados a partir da incidência do segundo evento neotectônico na região, manifestado no Quaternário, e que propiciou a configuração morfológica muito próxima da atual.

Esse evento foi responsável pela geração e reativação de falhas normais NW-SE, NNW-SSE e N-S, assim como de falhas transcorrentes dextrais E-W e falhas transcorrentes NE-SW. Esse novo quadro de estruturas geradas, irá promover o basculamento da ilha de Marajó que será responsável pelas mudanças nas orientações dos canais fluviais, que se deslocam para sudoeste. Os sedimentos da Formação Ipixuna, do Terciário Superior, e do Grupo Barreiras, do Terciário Superior, terão suas áreas de ocorrências a partir dos deslocamentos verticais ao longo dos limites das falhas normais, que também irão orientar a deposição dos fluxos de detritos do Quaternário, expressos nos sedimentos Pós-Barreiras e nos sedimentos inconsolidados holocênicos, largamente encontrados na região de Bragança.

A atuação das falhas normais igualmente serão responsáveis pelas anomalias impostas à rede de drenagem da região, assim os rios apresentaram cursos onde se destacaram segmentos retos, meandranes, arcos e cotovelos.

As falhas transcorrentes NE-SW que também operaram no Terciário Superior, são agora reativadas, e respondem também pelo novo formato regional. A atuação dessas falhas transcorrentes foram responsáveis pela captura do Rio Tocantins, que no Terciário Superior drenava para o Rio Amazonas, e a partir desse momento passa a desaguar diretamente no Oceano Atlântico. Exercem também forte controle na configuração geral da ilha de Marajó e irão definir o desenho da faixa litorânea da região, que se apresenta fortemente recortada.

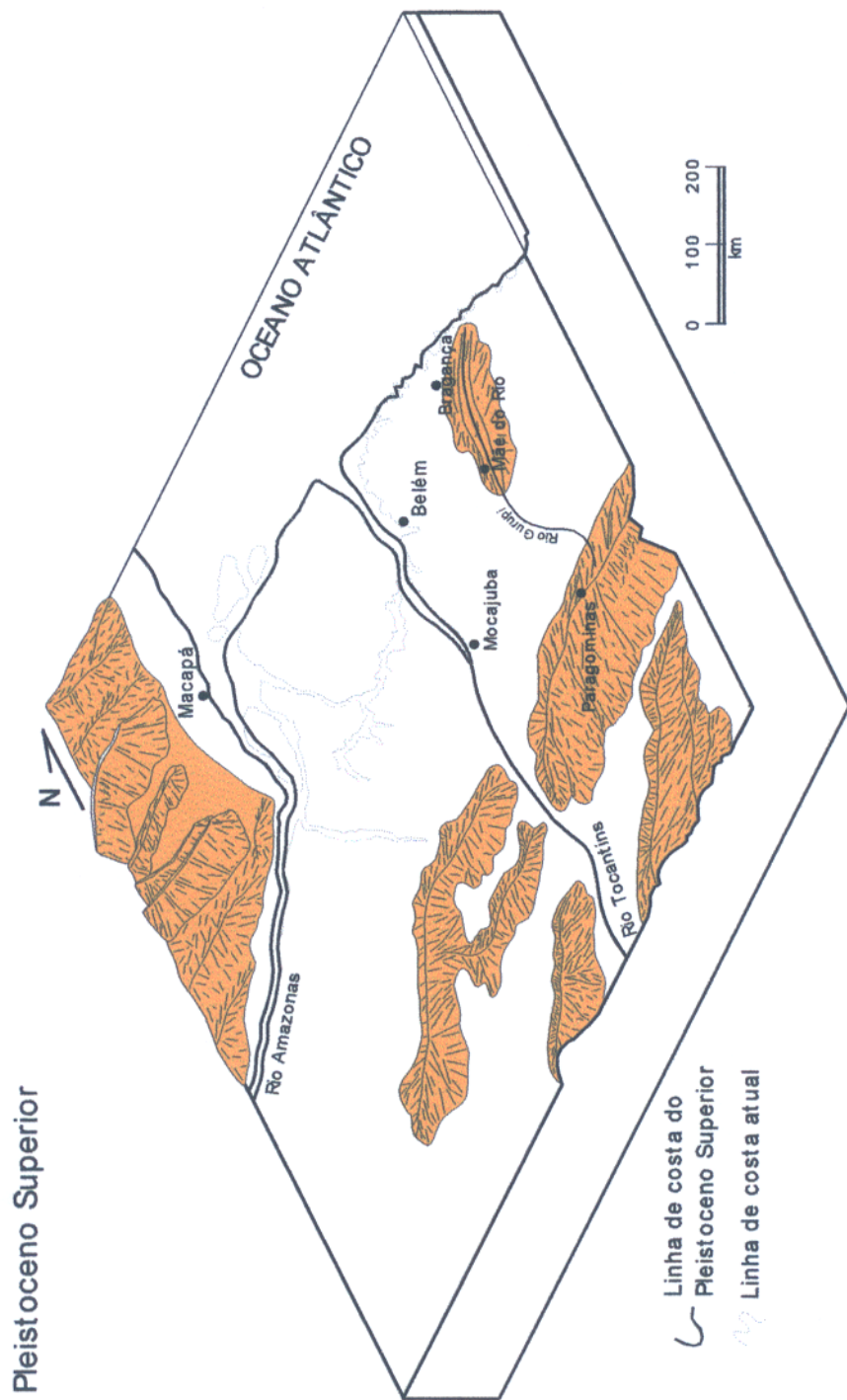


Figura 30 - Bloco-diagrama evolutivo do Pleistoceno Superior-Holoceno da região nordeste do Estado do Pará (Bemerguy *et al.* 2001).

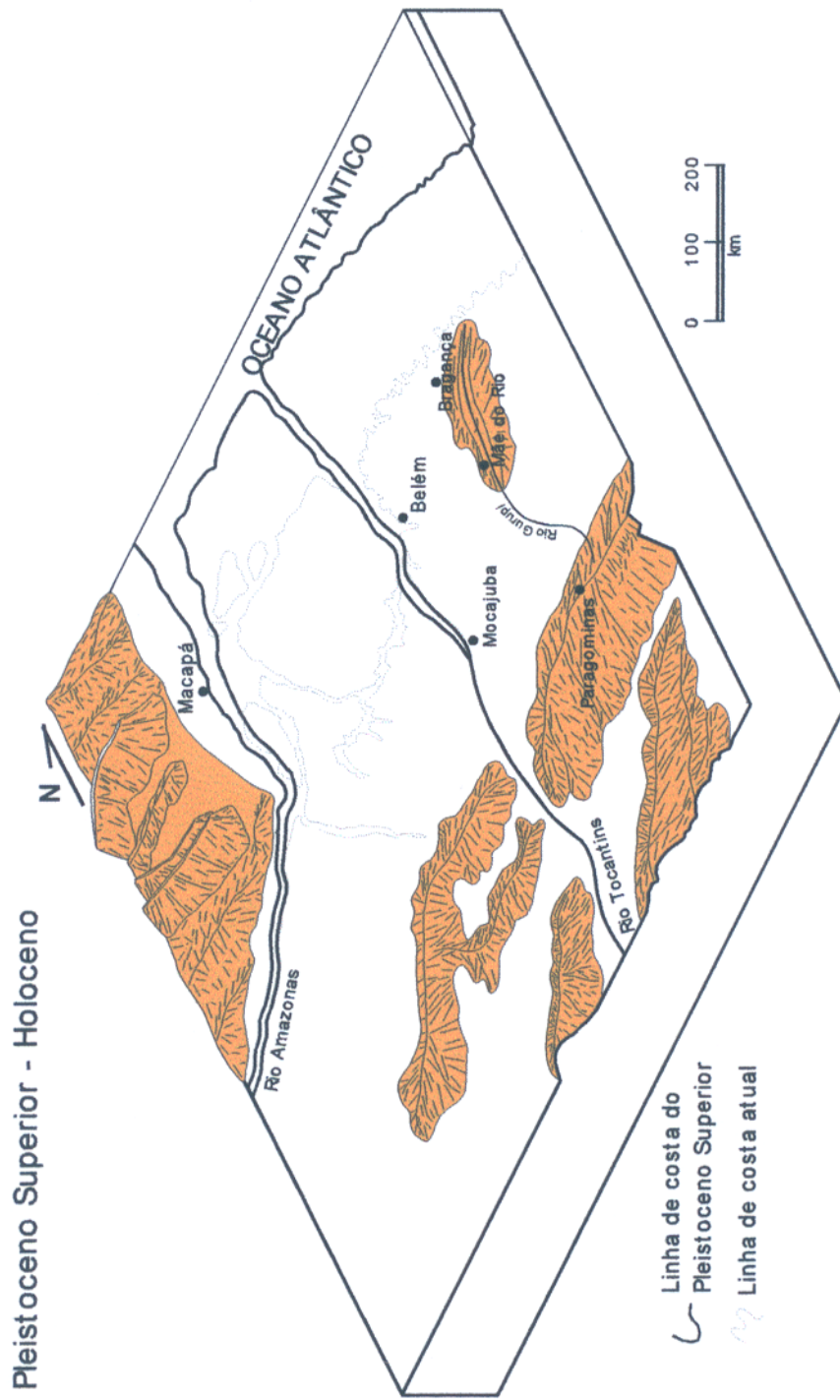


Figura 31 - Segundo bloco-diagrama evolutivo do Pleistoceno Superior- Holoceno, com mudança de linha de costa (Bemerguy *et al.* 2001).

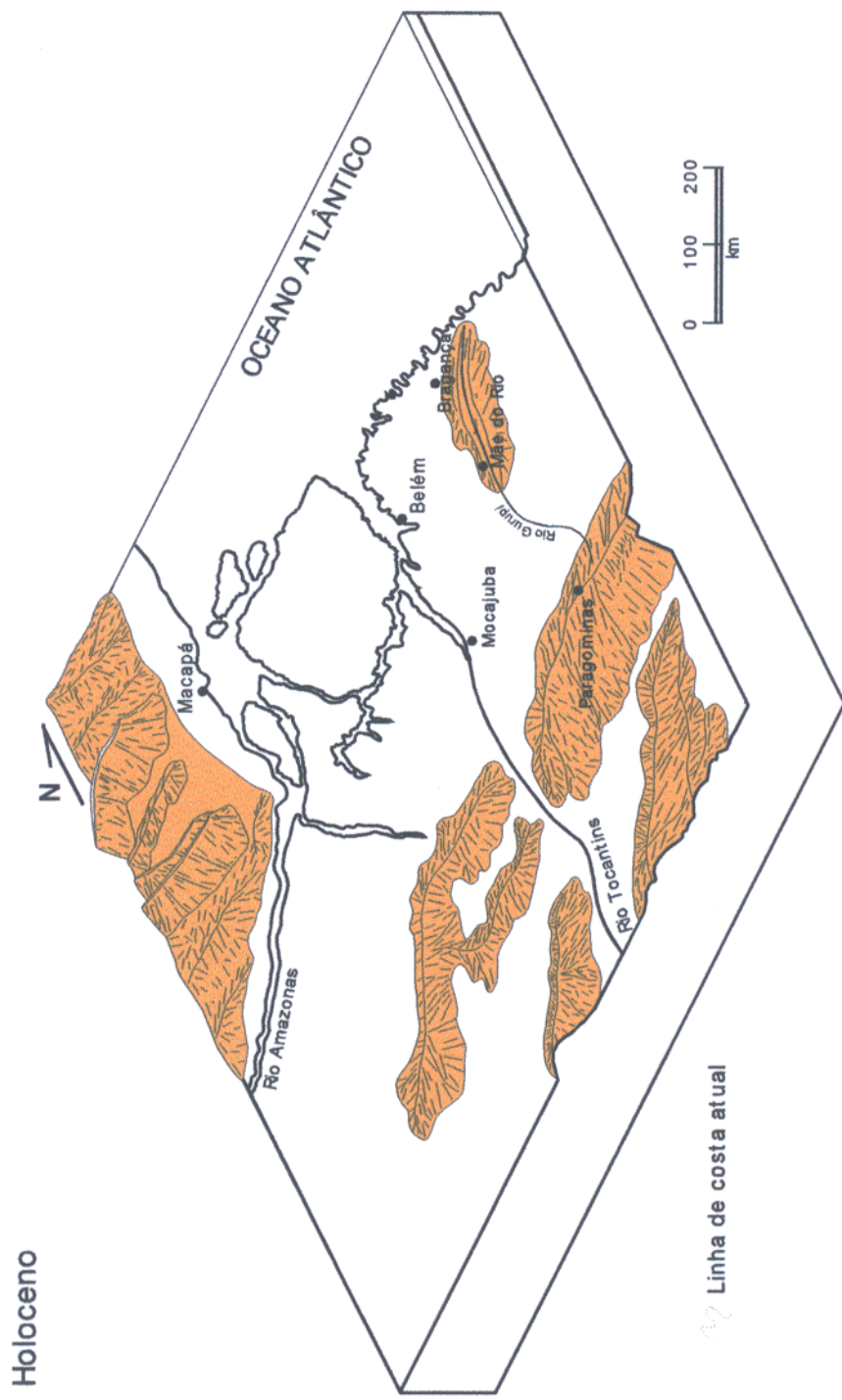


Figura 32 - Bloco-diagrama do Holoceno, com a linha de costa atual (Bemerguy et al. 2001).

## 8. CONCLUSÕES

A área do município de Bragança está inserida no contexto geológico da Bacia cretácica de Bragança-Viseu, situada na região nordeste do Estado do Pará. Os dados geológicos disponíveis, em conjunto com as análises que são apresentadas neste trabalho, permitem alcançar as seguintes conclusões:

- nesse setor há a ocorrência de estruturas geológicas que foram geradas na Quaternário, a partir da reativação de estruturas impressas no embasamento cristalino pré-cambriano;
- essa área manteve-se elevada no Mioceno quando houve a transgressão do Mar de Pirabas na região nordeste do Estado do Pará, responsável pela deposição dos sedimentos da Formação Pirabas. As áreas adjacentes foram cobertas pelo mar, em consequência da atuação de processo de subsidência;
- na área do município de Bragança os registros de sedimentos referentes à Formação Pirabas são escassos, o que sugere a existência de um alto estrutural que funcionou como um anteparo à penetração do mar;
- a ocorrência de seqüências marinhas e transicionais na área estudada é insignificante, o que atesta a existência de incursões isoladas do mar, muito provavelmente em decorrência da existência de paleodrenagens no sopé desse alto, em seu lado noroeste;
- a análise de dados geofísicos disponíveis para a área indica que os carbonatos da Formação Pirabas desaparecem na altura de Tauari, onde também se constatou a existência de uma falha. Essa falha pode ser considerada como o limite dessa ocorrência, visto que, a partir dessa estrutura, em direção à Bragança, não se registra mais a presença desses sedimentos;
- a análise das linhas sísmicas disponíveis para a Bacia de Bragança-Viseu também permitiu concluir que são inexpressivos os sedimentos terciários na área investigada;
- as ocorrências registradas nessa bacia pertencem às Formações Bragança, Codó-Grajaú e Itapecuru; os sedimentos terciários e quaternários não têm uma definição quanto à litologia;

- as duas perfurações efetuadas pela Petrobrás, também não indicaram a ocorrência da Formação Pirabas na área da bacia de Bragança-Viseu. É oportuno destacar que um desses furos alcançou o embasamento;
- os dois pulsos neotectônicos que se registraram na região nordeste do Estado do Pará são responsáveis pela configuração atual dessa área. O primeiro evento, do Mioceno-Plioceno proporcionou a entrada do mar em uma extensa área por aproximadamente 150 km, a partir da atual linha de costa. O segundo evento neotectônico, datado do Pleistoceno-Holoceno, foi responsável por uma configuração morfológica regional próxima da atual;
- os registros geológicos do município de Bragança estão diretamente relacionados ao segundo evento neotectônico que incidiu na região. Os sedimentos pleistocênicos, expressos pelo Pós-Barreiras e os sedimentos holocênicos inconsolidados foram depositados sob influência da neotectônica, que proporcionou a geração de novas falhas normais NW-SE, NNW-SSE e N-S, a reativação de falhas que se originaram no Terciário Superior, e falhas transcorrentes NE-SW. Esse quadro de estruturas é o responsável pela mudança na orientação da rede de drenagem, controla o sistema de relevo colinoso verificado na área, assim como proporcionou a forma recortada da faixa litorânea;
- a formação dos manguezais na área estudada é atribuída ao Pleistoceno que, segundo Ackermann (1969), tiveram as condições favoráveis para desenvolverem-se a partir das influências das glaciações quaternárias, que permitiu a ocorrência de várias linhas de costa na região em decorrência das transgressões e regressões marinhas;
- a região de Bragança, ainda hoje, constitui-se uma área elevada, que pode ser observado pelo relevo colinoso, fortemente dissecado;
- essa área, atualmente, está sendo modelada por elementos ligados à tectônica transtensional.



**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ABREU, F. A. M de. & HASUI, Y. 1980. Estruturas das formações Gurupi e Santa Luzia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú. **Anais...** SBG. v.5. p.2533-3541.
- ABREU, F. A. M de. & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Cráton São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém. **Anais...** SBG. p. 7-12.
- ABREU, F. A. M de; VILLAS, R. N. N.; HASUI, Y. 1980. Esboço estratigráfico do Pré-Cambriano da região do Gurupi - Estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú. **Anais...** SBG. v.2. p. 647-658.
- ACKERMANN, F. L. 1964. **Geologia e fisiografia da Região Bragantina, Estado do Pará.** Belém, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. 92p. (Cadernos da Amazônia, 2).
- ACKERMANN, F. L. 1969. **Esboço para a geologia entre a cidade de Belém-Rio Gurupi e Atlântico-Rio Guamá.** Belém, Imprensa Universitária do Pará. 90p.
- AGASSIZ, L. 1868. **A Journey in Brazil.** Ticknor and fields. Boston. 540p.
- ALMARAZ, J. S. 1979. **Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas, Estado do Pará.** Porto Alegre. UFRGS. 198p. (Tese de Doutorado).
- 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. **Anais...** SBG. v.2, p.738-752.
- ARANHA, L. G. F.; LIMA, N. 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. (org.). **Origem e evolução de bacias sedimentares.** Rio de Janeiro. PETROBRÁS. Ed. Gávea. p.221-233.
- AZEVEDO, R. P. 1991. **Tectonics evolution of Brazilian equatorial continental margin basins.** London, Imperial College, University of London. Departament of Geology Royal Scholl of Mines. (Tese de Doutorado).

- BARBOSA, G. V. & PINTO, M. N. 1973. Geomorfologia da folha S.A - 23 (São Luís) e parte da folha S.A – 24 (Fortaleza). In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, DNPM. p.1-38.
- BEMERGUY, R. L. 1997. **Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da calha do Rio Amazonas**. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 200p. (Tese de Doutorado).
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M da S.; SOARES Jr, A. V. 2001. Tectonic geomorphology of the Amazon, Brazil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. SBG. (versão em CD-ROM)
- BORGES, M da S. & ANGÉLICA, R. S.1986. **Levantamento geológico da Ilha de Mosqueiro – Estado do Pará**. Projeto Fosfatos na Amazônia. Belém, 34p.
- BORGES, M da S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; HASUY, Y. 1995a. 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. **Anais...** SBG. p. 270-271.
- BORGES, M da S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; FERREIRA Jr., C. R. P.; HASUI, Y. 1995b. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado. **Anais...** SBG. p. 421-422.
- BORGES, M da S.; REIS, F. N.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y. 1994. Contribuição ao quadro geológico do município de Bragança, NE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém. **Anais...** SBG. p.5-6.
- BRANNER, J. C. 1904. The stone reefs of Brazil. **Bull. Mus. Compar. Zool.**, 44 (Geol. Ser. 7). 285p.
- CARNEIRO, R. G. 1974. **Mapeamento estrutural da área de Grajaú-Imperatriz**. Belém, PETROBRÁS. 45p. (Relatório Técnico 358).
- COSTA, A. C. L da & COHEN, J. 2001. - Impacto do Desmatamento Junto ao Litoral Atlântico/Estudo Micrometeorológico em Manguezais. In: Projeto DESMATA/EMMA. Departamento. de Meteorologia, Centro de Geociências/UFGA.

- COSTA, J. B. S. 1996. A neotectônica na Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém. *Anais...* SBG. p. 35-38.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L. da & ANGÉLICA, R. S. (coord). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém. FINEP/SBG. p. 15-90.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; BORGES, M da S.; COSTA, A. R.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J. A.; IGREJA, H. L. S da. 1993. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA E REUNIÃO DO PICG. *Projeto 281*. Manaus. p. 103-106.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA. M. L.; FERNANDES, J. M. G. 1996. Neotectônica da Região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos. Revista de Geociências*, 4(2):23-44.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; BEMERGUY. R. L.; IGREJA, H. L. S.; PINHEIRO, R. V. L. 1991. Aspectos da tectônica cenozóica na região do Salgado, litoral NE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. Belém. *Anais...* SBG. p.156-165.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M da S.; BEMERGUY, R. L. 1995. Arcabouço tectônico Meso-Cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém. *Anais...*SBG. p. 47-49.
- COSTA, J. L.; ARAÚJO, A. A. F.; VILLAS BOAS, J. M.; FARIAS, C. A. S.; SILVA NETO, C. S.; WANDERLEY FILHO, V. J. R. 1977. *Projeto Gurupi: Relatório Final*. DNPM/CPRM. v.1.
- FERNANDES, J. M. G. 1988. Bioestratigrafia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais...* SBG. v.6. p.2376-2382.
- FERNANDES, J. M. G. & TÁVORA, V. A. 1990. Estudo dos foraminíferos da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) precedentes do furo CB-UPPA-P1(85), Município de Capanema, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. *Anais...* SBG. v.1. p.470-475.

- FERNANDES, J. M. G.; QUADROS, M. L. E. S.; BEZERRA, O. V.; SOUZA JÚNIOR, C. M. 1991. Sobre o registro do icnofóssil *Ophiomorpha* no Grupo Barreiras, nordeste do Pará e suas implicações na reconstrução paleoambiental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. Belém. Anais... SBG. p.600.
- FERREIRA, C. S. 1966. Características litopaleontológicas da Formação Pirabas – Estado do Pará. In: CONGRESSO GEOLÓGICO DAS GUIANAS, 6. Belém. Divisão de Geologia e Mineralogia. p. 101-111. (Avulso, 41).
- 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. Atas. v.6. p.49-55.
- FERREIRA, C. S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho no Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. Belém. Anais... SBG. v.1. p.84-88.
- 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. Anais... SBG. v.2. p.761-764.
- FERREIRA, C. S.; VICALI, M. A.; MACEDO, A. C. M. 1984. Os limites meridionais da Bacia de Pirabas, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. Anais... SBG. v.1. p.326-329.
- FERREIRA, J. B. 1979. **Métodos geofísicos aplicados ao mapeamento geológico numa área da Região Bragantina.** Belém. Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geológicas e Geofísicas. 88p. (Dissertação de Mestrado).
- FERREIRA JÚNIOR, C. R. P. 1996. **Neotectônica na Bacia de São Luís.** Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 139p. (Dissertação de Mestrado).
- FERREIRA PENNA, D. S. 1876. **Breve notícia sobre os sambaquis do Pará.** Arquivos Museu Nacional. Rio de Janeiro. Imprensa Industrial. v.1.
- FRANCISCO, B. H. R. & LOEWENSTEIN, P. 1968. **Léxico estratigráfico da região norte do Brasil. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 9.**

- FRANCISCO, B. H. R.; LOEWENSTEIN, P.; SILVA, O. F.; SILVA, G. G. 1971. Contribuição à geologia da Folha São Luís (SA 23) no Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Nova Série Geologia**, 17:45.
- FRANZINELLI, E. 1982. Contribuição à geologia da costa do Estado do Pará (entre as baías de Curuçá e Maiaú). In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE QUATERNÁRIO, 4. Manaus. **Atas...** INQUA. p.305-322.
- FRANZINELLI, E. 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. In: PROST, M. T. (ed.) **Évolution des littorant de Guyane et de la zone Caríbe Méridionale pendat le Quaternarie**. Paris, ORSTOM. p.203-230.
- GÓES, A. M. 1981. **Estudos sedimentológicos dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão**. Belém. Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geológicas e Geofísicas. 55p. (Dissertação de Mestrado).
- GÓES, A. M.; ROSSETTI, D. F.; NOGUEIRA, A. C. R.; TOLEDO, P. M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciência da Terra**, 2:3-15.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO. Belo Horizonte. **Anais...** SBG. v.1. p.766-771.
- HASUI, Y. ABREU, F. A. M.; VILLAS, R. N. N. 1984. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo. Ed. Edgar Brucher. p.36-45.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C. C. G.; SIGA Jr, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F. F. M de; KAWASHITA, K. 1980. Idades Rb/Sr e K/Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú. **Anais...** SBG. v.5. p.2659-2676.
- IGREJA, H. L. S da. 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).

- IGREJA, H. L. S da; BORGES, M da S.; ALVES, R. J.; COSTA Jr, P. S.; COSTA, J. B. S. 1990. Estudos neotectônicos nas ilhas de Mosqueiro e Outeiro – nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. **Anais... SBG. v.5. p. 2110-2123.**
- IGREJA, H. L. S da; COSTA, J. B. S.; FARIA Jr, L. H. do C.; HASUI, Y. 1992. A macroestruturação das bacias de Bragança-Viseu e São Luís e sua relação com o embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2. São Paulo. UNESP. p.51-52.
- LIMA, H. P. & ARANHA, L. G. F. 1993. **Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova: análise integrada, perspectivas e direcionamento exploratório.** Belém. PETROBRÁS/DEPEX. 33p.
- 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. PETROBRÁS, 8(1):111-116.**
- MARTORANO, L. G.; PEREIRA, L. C.; CEZAR, E. G. M.; PEREIRA, I. C. B. 1993. **Estudos climáticos do Estado do Pará, classificação climática (Köppen) e deficiência hídrica (Thornthwhite & Matter).** Belém. SUDAM/EMBRAPA, SNLCS. 53p.
- MAURY, C. J. 1925. **Fósseis Terciários do Brasil.** Rio de Janeiro. Serv. Geol. Men. Brasil. Div. Geol. Min. (Monografia, 4).
- MESNER, J. C. & WOLLDRIDGE, L. C. 1964. Maranhão paleozoic basin and cretaceous coastal basins, north Brazil. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists. 48(9):1475-1512.**
- OLIVEIRA, A. L. de & LEONARDOS, O. H. 1943. **Geologia do Brasil.** 2ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura. Serviço de Informação Agrícola. 813p. (Série Didática, 2).
- PEDRÃO, E. 1992. **Revisão Bioestratigráfica da Região Norte do Brasil (Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova).** Rio de Janeiro. PETROBRÁS/CEMPES. 27p.
- PETRI, S. 1957. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. **Boletim da Faculdade de Ciências e Letras, USP, 216 (16):79.**

- PRAZERES, M. S. O.; SANTOS, V. F.; GARCIA, W. S. 1994. **Estágio de Campo III – Área Capanema: Relatório Final**. Belém. Curso de Graduação em Geologia. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 150p.
- RANZI, A. 2000. **Paleoecologia da Amazônia: megafauna do Pleistoceno**. Florianópolis: Ed. da UFSC. 101p.
- ROSSETTI, D. F. 1988. **Reconstituição paleoambiental do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará**. Belém. CNPq/Aperfeiçoamento Científico. 84p. Relatório Final.
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. 1990. A influência marinha nos sedimentos Barreiras. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra, 2(1):17-29**.
- 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, 1:25-74**.
- SÁ, S. H. 1969. Contribuição à geologia dos sedimentos terciários e quaternários da região Bragantina, Estado do Pará. **Boletim de Geologia, 3:21-36**.
- SALGADO-LABOURIAU, M. L. 1994. **História Ecológica da Terra**. São Paulo, Ed. Edgard Blücher Ltda. 303p.
- SANTOS, E. J.; COUTINHO, M. G. N.; COSTA, M. P. A.; RAMALHO, R. 1984. A região de dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton São Luís e as bacias marginais. In: SCHOBENHAUS *et al.* **Geologia do Brasil**. Brasília. DNPM, 183p.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2000. **Projeto São Luís NW/SW: Folhas São Luís NW-SA.23V e SW-SA.23Y, Estados do Pará e Maranhão**. Compilado da Internet. Acesso em: [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)
- SILVA, C. M. G da; PINTO, A. H. E.; BARBOSA, A. A. 1992. **Estágio de Campo III. Área – Primavera: Relatório Final**. Belém. Curso de Graduação em Geologia. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 168p.



- SILVA, O. F. & LOEWESTEIN, P. 1968. Contribuição à geologia da folha de São Luís no Estado do Pará. II. Novas localidades e razão Mg-Ca do calcário Pirabas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra, 13:17.**
- SILVA JÚNIOR, O. G. 1998. **Morfoestratigrafia da planície costeira do município de São João de Pirabas (porção NW) – NE do Estado do Pará.** Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 89p. (Dissertação de Mestrado).
- SOARES, P. C. & FIORI, P. A. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas. **Notícias Geomorfológicas, 16(32):71-104.**
- SOUZA FILHO, P. W. M e 1995. **A Planície Costeira Bragantina (NE do Pará): influencia das variações do nível do mar na morfoestratigrafia costeira durante o Holoceno.** Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 122p. (Dissertação de Mestrado).
- SOUZA FILHO, P. W. M e & EL-ROBRINI, M. 1998. As variações do nível relativo do mar e a estratigrafia de seqüências da Planície Costeira Bragantina, nordeste do Estado do Pará, Brasil. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra, 10:45-78.**
- VIEIRA, L. S. & VIEIRA, M. N. F. 1983. **Manual de morfologia e classificação de solos.** São Paulo. Ed. Agronômica Ceres LTDA. 313p.
- WIJMSTRA, T. A. & van der HAMMEN. 1966. **Palynological data on the history of tropical savannas in northern South America.** Leid. Geog. Meded. p.71-90.