



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ESTUDO GEOLÓGICO E GEOFÍSICO DA FALHA DE  
CARNAUBAIS, BACIA POTIGUAR - RN, E IMPLICAÇÕES  
NEOTECTÔNICAS

Autor:

LUCIANO HENRIQUE DE OLIVEIRA CALDAS

Orientador:

Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros

Dissertação nº 03/ PPGG

Natal-RN, Março – 1998



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ESTUDO GEOLÓGICO E GEOFÍSICO DA FALHA DE  
CARNAUBAIS, BACIA POTIGUAR - RN, E IMPLICAÇÕES  
NEOTECTÔNICAS

Autor:

LUCIANO HENRIQUE DE OLIVEIRA CALDAS

Dissertação de Mestrado apresentada  
em 23 de março de 1998, para  
obtenção do título de Mestre em  
Geofísica pelo Programa de Pós-  
Graduação em Geodinâmica e  
Geofísica da UFRN.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. WALTER EUGÊNIO DE MEDEIROS (Orientador)

Prof. Dr. OLIVAR ANTÔNIO LIMA DE LIMA

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> HELENICE VITAL

Natal-RN, Março - 1998

***A todos que fazem pesquisa.***

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de externar meus sinceros agradecimentos a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho, em especial ao meu orientador Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros que me orientou de forma clara, objetiva e coerente durante os trabalhos de campo e na redação desta dissertação. Também gostaria de agradecer ao coordenador do Mestrado em Geodinâmica e Geofísica, Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá, pelo apoio logístico dado e pelas discussões sobre esta dissertação e a nível acadêmico.

Ao Prof. Dr. José Wilson Macedo agradeço pelo empréstimo dos equipamento de geofísica da UFRN, bem como o Departamento de Física Teórica e Experimental da UFRN pela utilização dos dados gravimétricos. De mesmo modo, agradeço ao Prof. Dr. Olivar Lima de Lima pelo empréstimo do resistivímetro pertencente a UFBA.

Externo meus agradecimentos a PETROBRAS, em nome do Dr. Renato Darros de Matos, pelo apoio financeiro nas viagens de campo e pela utilização dos dados magnetométricos e de poços que foram muito úteis para elaboração desta dissertação.

Agradeço a CAPES pela bolsa a mim concedida durante os dois anos de pesquisa. Ao Prof. Hilário Bezerra agradeço pelas discussões, dados geológicos e sugestões sobre esta dissertação. Agradeço também a Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup> Helenice Vital pela vitalidade e trabalho demonstrado desde a sua chegada. Agradeço ao Prof. Pinheiro Filho pelas discussões sobre a geologia da área estudada, como também a Prof<sup>a</sup> Valéria Córdoba pela ajuda dispensada na descrição das lâminas e ao Prof. Vanildo Fonseca pelas discussões sobre neotectônica.

Aos colegas que me auxiliaram no árduo trabalho geofísico de campo (Leandson, Walter, Kelson, Eugênio,IVALDO, Tobias e Magnos) gostaria de agradecer sinceramente.

Aos colegas de mestrado Eugênio, Rielva, Aderson, George, Maria Helena, Silvana, Rosilene e Cavalcante agradeço pela companhia e cervejadas compartilhadas.

Aos colegas que iniciam este ano o mestrado, Marcos e Debora, agradeço também pelas cervejadas e discussões vividas e prometo que quanto a PIPA não falharei!

A Aninha agradeço pela companhia e compreensão quando das minhas viagens de campo e finais de semanas no DG.

# ÍNDICE

DEDICATÓRIA .....	iii
AGRADECIMENTOS .....	iv
RESUMO .....	vii
ABSTRACT .....	x
<b>1 - INTRODUÇÃO .....</b>	<b>01</b>
<b>2 - GEOLOGIA DAS ÁREAS NO CONTEXTO DA BACIA POTIGUAR...04</b>	
2.1 - Geologia da Bacia Potiguar: .....	04
2.1.1 - Evolução tectono-sedimentar Mesozóica.....	04
2.1.2 - Evolução tectono-sedimentar Cenozóica .....	11
2.2 - Geologia da Área Camurupim.....	13
2.2.1 - Localização e vias de acesso .....	13
2.2.2 - Unidades mapeadas .....	13
2.2.3 - Dados de poços.....	17
2.2.4 - Correlações propostas .....	19
<b>3 - NEOTECTÔNICA .....</b>	<b>21</b>
3.1 - Introdução:.....	21
3.2- Trabalhos neotectônicos regionais .....	22
3.3 - As dificuldades da Área Camurupim .....	24
3.4 - Os <i>beachrocks</i> no litoral de Rio Grande do Norte .....	25
3.4.1 - O padrão de fraturamento no litoral leste.....	26
3.4.2 - O padrão de fraturamento na Área São Bento .....	28
3.5 - Discussão: estruturas neotectônicas ou colapso/ação das ondas ? .....	29
<b>4 - GEOMORFOLOGIA .....</b>	<b>31</b>
4.1 - Introdução.....	31
4.2 - Análise morfológica regional .....	31
4.2.1 - Separação regional x residual.....	33
4.2.2 - Interpretação das componentes regional e residual.....	37
4.3 - Análise morfológica da Área Camurupim .....	39
4.4 - Análise hidrográfica da Área Camurupim .....	39
<b>5 - GEOFÍSICA REGIONAL E DE SEMI-DETALHE .....</b>	<b>42</b>
5.1 - Gravimetria.....	42

5.1.1 - Mapa de anomalias Bouguer total e residual .....	42
5.1.2 - Separação regional $\times$ residual .....	43
5.2 - Mapa magnetométrico e sua interpretação .....	50
<b>6 - GEOFÍSICA DE DETALHE .....</b>	<b>53</b>
6.1 - Introdução .....	53
6.2 - Eletro-resistividade e PE no estudo neotectônico .....	55
6.3 - Escolha dos perfis e procedimento de campo .....	56
6.4 - Interpretação qualitativa das sondagens elétricas .....	58
6.5 - Interpretação quantitativa das sondagens elétricas .....	59
6.6 - Análise de resolução .....	71
6.7 - Seção geoeletrica interpretada .....	74
<b>7 - INTEGRAÇÃO DE DADOS .....</b>	<b>77</b>
7.1 - Estruturação regional .....	77
7.2 - Estruturação da Área Camurupim .....	78
7.3 - Idade dos falhamentos .....	79
<b>8 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES .....</b>	<b>83</b>
<b>9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>85</b>

## RESUMO

Esta dissertação apresenta uma pesquisa realizada no segmento da Falha de Carnaubais que está localizado na porção sudeste do *Graben* de Guamaré na Bacia Potiguar. Várias estruturas foram detectadas e algumas delas sugerem fortemente que a Falha de Carnaubais sofreu movimentação neotectônica. A metodologia utilizada consistiu de uma interpretação integrada de dados geológicos, geomorfológicos e geofísicos (gravimetria, magnetometria, eletro-resistividade e potencial espontâneo). De acordo com a dimensão das áreas envolvidas, duas abordagens foram utilizadas. A primeira, de natureza regional, foi conduzida numa área, aqui denominada de Área Regional, contendo aproximadamente 6.000 km<sup>2</sup> e localizada no Estado do Rio Grande do Norte, em torno da cidade de Macau. A segunda abordagem compreendeu estudos de detalhe em duas áreas menores, denominadas de Áreas Camurupim e São Bento, que são internas à Área Regional.

Na Área Regional foram utilizados dados gravimétricos e topográficos. Em ambos os dados, foram efetuadas separações em mapas de componentes regionais e residuais. A interpretação da componente gravimétrica residual permitiu mapear com precisão as bordas do *Graben* de Guamaré. As feições regionais do mapa topográfico estão controladas pelo par conjugado de falhas formado pelas falhas de Carnaubais (direção NE) e Afonso Bezerra (direção NW). Por outro lado, a componente residual da topografia evidenciou que os vales dos rios de direção NW são truncados exatamente na região onde a Falha de Carnaubais se projeta na superfície. Este fato é interpretado como uma evidência de que os últimos movimentos de importância ocorreram na Falha de Carnaubais.

Na Área Camurupim, foram utilizados dados geológicos, geomorfológicos e geofísicos (magnetometria, eletro-resistividade e potencial espontâneo). O levantamento geológico permitiu individualizar cinco unidades litofaciológicas. A partir do empilhamento (da base para o topo) da seção litofaciológica, foi possível interpretar que as duas primeiras unidades estão compondo uma sequência marinha/transicional enquanto as três últimas estão formando uma sequência continental. Essas duas sequências estão claramente separadas por uma discordância erosional. As unidades

agrupadas na sequência marinha/transicional são compostas de calcarenitos (Unidade A) e lamitos (Unidade B). A Unidade A foi depositada num ambiente de plataforma rasa enquanto a Unidade B foi depositada numa planície de maré. As unidades agrupadas na sequência continental são compostas de conglomerado (Unidade C) e arenitos (unidades D e E). As unidades C e D são interpretadas como depósitos fluviais e a Unidade E, como um depósito eólico. As unidades A e B podem ser estratigraficamente correlacionadas com a Formação Guamaré. Para as unidades C e D, três correlações são possíveis. Elas podem ser correlacionadas com a Formação Tibau; ou com a Formação Barreiras; ou com as cascalheiras comumente encontradas nos leitos dos principais rios da região e estratigraficamente posicionadas acima dos arenitos da Formação Barreiras. Com base no caráter granodecrescente para o topo das unidades C e D, propõe-se que estas duas unidades compõem um mesmo depósito correlacionável com as cascalheiras acima especificadas. Neste caso, estas unidades teriam, pelo menos, idade pleistocênica. Finalmente, propõe-se que a Unidade E represente um depósito eólico com retrabalhamento recente (pelo menos do Quaternário).

A interpretação integrada de dados hidrográficos, morfológicos e geofísicos evidenciaram que a Falha de Carnaubais ocorre, na Área Camurupim, na forma de um sistema de falhas paralelas e subverticais. A falha de maior rejeito vertical controla a morfologia do Rio Camurupim e separa a área em dois blocos. No bloco a norte do Rio Camurupim, o topo do calcáreo Jandaíra está mais profundo do que no bloco a sul do rio. Com relação às idades destas estruturas, detectou-se que pelo menos uma falha do bloco norte corta todo o pacote de rochas descritos na área. Uma vez que as unidades C, D, e/ou E podem ser de idade quaternária, propõe-se que a Falha de Carnaubais tenha sofrido movimentação tectônica neste período.

Na Área São Bento, um mapeamento geológico de detalhe foi realizado em *beachrocks*. Esta área está localizada no cruzamento da linha de costa com o traço da Falha de Carnaubais. As estruturas mapeadas nos *beachrocks* apresentam grande semelhança com estruturas associadas à deformações frágeis. A partir da análise das mesmas, foi possível inferir um campo de tensões com compressão principal na direção E-W e extensão na direção N-S. Esta inferência se baseia na existência de fraturas e falhas de direção NE-SE e apresentando movimentação dextral com uma componente

extensional de direção N-S. Pelo fato da Falha de Carnaubais ter direção NE, ela está posicionada de maneira ótima para sofrer movimentos sob a ação deste campo de tensões. Além disso, as estruturas observadas na Área Camurupim são consistentes com este campo de tensões e a forma da linha de costa, na Área São Bento, é localmente controlada pelo traço da Falha de Carnaubais. Estes fatos são interpretados como evidências de que a Falha de Carnaubais e os *beachrocks* sofreram movimentação conjunta. Esta movimentação seria neotectônica porque os *beachrocks* têm idade inferior a 16 mil anos.

## ABSTRACT

The segment of Carnaubais Fault located in the southeastern portion of Guamaré Graben (Potiguar Basin) was studied. Several structures were detected and some of them strongly suggest that the last movements in Carnaubais Fault are of Neotectonic age. The study comprises an integrated interpretation of geologic, geomorphologic and geophysical data (gravimetry, magnetometry, resistivity, and self potential methods). According to the size of the studied areas, two approaches were used in this research. The first approach is of a regional nature and was conducted in an area, hereafter named Regional Area, having approximately 6,000 km<sup>2</sup> and localized in the northern portion of Rio Grande do Norte state, around Macau city. The second approach comprises detailed studies of two small areas inside the Regional Area: the Camurupim and São Bento areas.

Gravimetric and topographic data were used in the Regional Area. A separation into regional and residual components were conducted both on gravimetric and topographic data. The interpretation of the residual component of the gravimetric data allows a precise mapping of the borders of the Guamaré Graben. The regional component features of the topographic data are controlled by the pair of conjugate faults composed by the Carnaubais Fault (NE direction) and the Afonso Bezerra Fault (NW direction). On the other hand, the residual component of the topographic data shows that river valleys of NW direction are sharply interrupted where they intersect Carnaubais Fault. This fact is interpreted as an evidency that the last significant movements occurred in the Carnaubais Fault.

Geologic, geomorphologic and geophysical data (magnetometry, resistivity, and self potential methods) were used in the Camurupim Area. The geologic mapping allows to identify five lithofacies unities. The first two unities (from base to top) were interpreted as composing a marine (or transitional) depositional sequence while the other were interpreted as composing a continental depositional sequence. The two sequences are clearly separated of an erosional discordance. The unities grouped in the marine sequence are composed by calcarenites (Unity A) and mudstones (Unity B). Unity A was deposited in a shallow platform while Unity B, in a tidal flat. The unities grouped in the continental sequence are composed of conglomerate (Unity C) and sandstones (Unities D

and E). Unities C and D are fluvial deposits while unity E is an eolian deposit. Unities A and B can be stratigraphically correlated with Guamaré Formation. Unities C and D present three possible correlations. They may be correlated with Tibau Formation; or with Barreiras Formation; or with a clastic sediment deposit, commonly found in some rivers of Rio Grande do Norte state, and stratigraphically positioned above Barreiras Formation. Based on the decrease of the grain sizes from base to top both on unities C and D, it is proposed that these unities are correlated with the clastic sediment above mentioned. In this case, these unities would have, at least, Pleistocenic age. Finally, it is proposed that Unity E represent an eolian deposit that suffered recent changes (at least in the Quaternary).

The integrated interpretation of hydrographic, morphologic and geophysical data from Camurupim Area shows that Carnaubais Fault is locally composed by a system of several parallel subvertical faults. The fault presenting the larger vertical slip controls the valley of Camurupim river and separates the area in two blocks; in the northern block the top of the Jandaira limestone is deeper than in the southern block. In addition, at least one of the faults in the northern block is cutting the whole sedimentary section. Because unities C, D, and/or E may be of Quaternary age, tectonic movements possibly occurred in Carnaubais Fault during this period.

Detailed geologic mapping were conducted in beachrocks found in São Bento Area. This area is located at the intersection of the coast line with the Carnaubais Fault. The detected structures in the beachrocks are very similar to those caused by fragile deformations. The structures mapped in the beachrocks are consistent with a stress field with maximum compressional stress in E-W direction and extensional stress in the N-S direction. Since the Carnaubais Fault has a NE direction, it is optimally positioned to suffer tectonic movements under the action of such stress field. In addition, the shape of the coastal line appear to be controlled by the Carnaubais Fault. Furthermore, the observed structures in Camurupim Area are consistent with this stress field. These facts are interpreted as evidences that Carnaubais Fault and beachrocks suffered coupled tectonic movements. These movements are of Neotectonic age because the beachrocks present ages less than 16,000 years.

# 1 - INTRODUÇÃO

Nos últimos anos a Neotectônica vem se constituindo um importante tema de pesquisa na região nordeste. Obruchev (1948; *apud* Saadi 1991) foi quem primeiro definiu o termo neotectônica, atribuindo-o aos movimentos crustais instalados a partir do Terciário Superior. Para o Brasil, postula-se que o período neotectônico teve seu início marcado pela deposição do evento “Barreiras” (Hasui 1990; Saadi 1993). Os enfoques comumente utilizados nos estudos neotectônicos são geomorfológicos (morfotectônica) e estruturais (Fonseca 1996). Estes movimentos são responsáveis, em grande parte, pela topografia contemporânea. O interesse por este tipo de estudo na região nordeste foi motivado pela intensa atividade sísmica da região (Ferreira 1997). No geral, estes estudos procuram compreender a deformação atual da crosta, caracterizando as estruturas produzidas, os regimes tectônicos envolvidos e as suas correlações com os depósitos sedimentares; aspectos que são muito importantes na compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia, por exemplo.

Diversos trabalhos de cunho neotectônico já foram executados na região norte do Estado do Rio Grande do Norte. Vários autores sugerem que esta região esteve submetida a tectonismo entre o Terciário e o Quaternário (Srivastava e Corsino 1984; Fonseca 1996). Outros postulam que a Falha de Carnaubais, limite leste do *graben* central da Bacia Potiguar, esteja controlando a morfologia da região costeira atual, onde são encontrados diversos depósitos costeiros soerguidos (Lima Filho *et al.* 1995; Caldas 1996).

Esta dissertação de mestrado está inserida no convênio existente entre a PETROBRAS e o Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN, no projeto sobre evolução geodinâmica meso-cenozóica da Bacia Potiguar e adjacências e na linha de pesquisa denominada estruturação neotectônica entre São Bento do Norte e Macau (RN), área litorânea do *Rift* Potiguar.

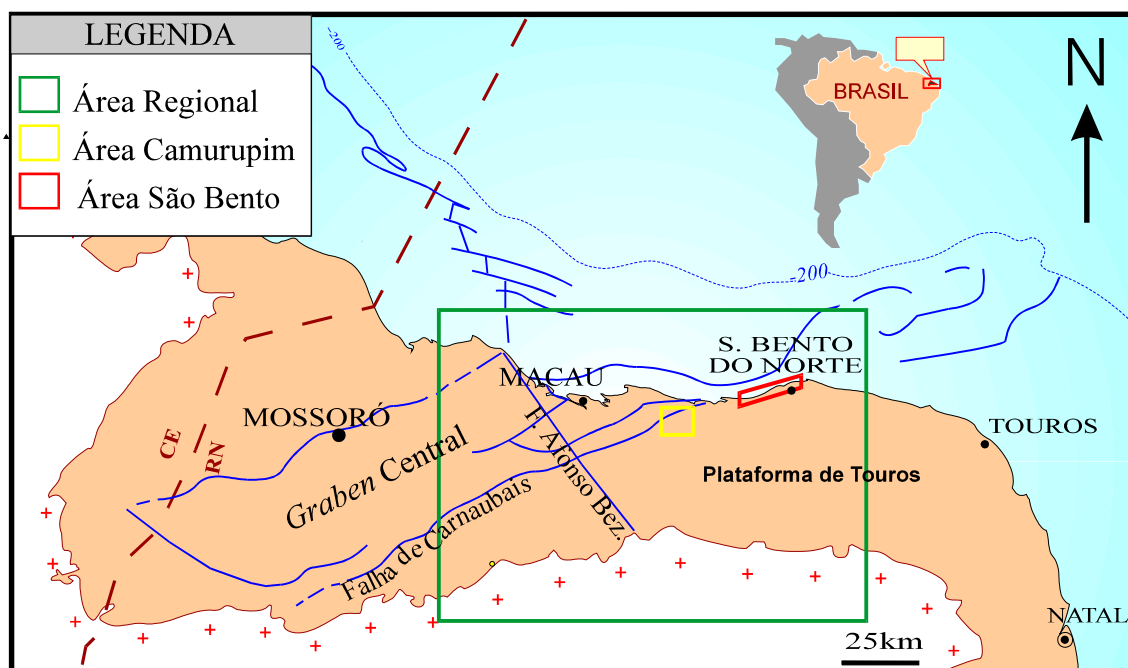
Uma abordagem interdisciplinar (geologia, geofísica, geomorfologia e hidrografia) foi utilizada para caracterizar a estruturação dos sedimentos na porção centro-nordeste do *graben* central da Bacia Potiguar. O alvo principal é a Falha de

Carnaubais e as suas possíveis correlações com um tectonismo recente. No decorrer desta dissertação, utilizaremos basicamente as três áreas de trabalhos mostradas na figura 1.1. Estas áreas abrangem parte da Falha de Carnaubais e compreenderam uma área regional e duas áreas de detalhe. Na Área Regional utilizamos dados gravimétricos e topográficos. Em escala de detalhe, utilizamos as áreas Camurupim e São Bento (fig. 1.1). Na área Camurupim, utilizamos dados magnetométricos, mapeamento geológicos, hidrográficos e morfológicos e dados elétricos (eletro-resistividade e potencial espontâneo). Esta área foi escolhida pela forte evidência tectônica sugerida pelos rios da região. No entanto, após comprovada a ausência de marcadores neotectônicos confiáveis na Área Camurupim, escolhemos uma outra área para a aplicação de métodos geológico e estruturais. A região escolhida é a Área São Bento, dentro do mesmo contexto tectônico da Área Camurupim, porém com marcadores neotectônicos mais confiáveis; neste caso, os *beachrocks* com idades inferiores a 16.000 anos. A aplicação nesta área de métodos elétricos é praticamente impossível uma vez que os *beachrocks* estão localizados na zona de pós-praia e estirâncio.

No desenvolvimento desta dissertação foi feita a integração de dados geofísicos (eletro-resistividade, potencial espontâneo, gravimetria e magnetometria) aliados com análises geológicas, morfológicas e hidrográficas para a caracterização de estruturas, sejam neotectônicas ou não. Esta integração não é comumente descrita nas bibliografias especializadas. Tal leque de técnicas, se fez necessário face a grande dificuldade encontrada na caracterização dessas estruturas devido, principalmente, a ausência de afloramentos que as apresentem claramente. Neste aspecto, esta dissertação serve como um alerta para a importância e necessidade da interdisciplinaridade nas ciências da terra no sentido de se chegar a resultados mais confiáveis.

O segundo capítulo da dissertação trata da contextualização geológica regional das áreas estudadas. Também neste capítulo, faremos a descrição geológica da Área Camurupim bem como as correlações geológicas propostas. O capítulo seguinte mostra os estudos neotectônicos efetuados na Área de São Bento, as correlações com os estudos executados no litoral leste do Estado e, por fim, algumas conclusões parciais. O capítulo 4 trata da análise geomorfológica da Área Regional e da Área Camurupim, bem como da análise hidrográfica da Área Camurupim. No capítulo 5 tratamos dos estudos geofísicos

na Área Regional (gravimetria) e de semi-detalhe na área Camurupim (magnetometria). A geofísica de detalhe da Área Camurupim será apresentada no capítulo 6 com os trabalhos de eletro-resistividade e potencial espontâneo. No capítulo 7 fazemos a interpretação integrada de todos os dados apresentados nos capítulos anteriores. Por fim, no capítulo 8, apresentamos nossas conclusões e sugestões.



**Figura 1.1** - Mapa estrutural simplificado da Bacia Potiguar (Matos 1992) e localização das áreas estudadas nesta dissertação. Em marrom: cobertura sedimentar; em branco com cruzes vermelhas: embasamento Pré-Cambriano; linhas em azul: principais falhas.

## 2 - GEOLOGIA DAS ÁREAS NO CONTEXTO DA BACIA POTIGUAR

As áreas estudadas estão inseridas na Bacia Potiguar que localiza-se no extremo nordeste brasileiro nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará. A Bacia Potiguar está implantada na Província Borborema (Almeida *et al.* 1977), limitando-se a oeste com o Alto de Fortaleza (CE), a sul com o embasamento cristalino e a norte, nordeste e leste com a cota batimétrica de -200 metros (fig. 2.1).

A porção da Província Borborema onde implantou-se a Bacia Potiguar foi caracterizada por Jardim de Sá (1984) como sendo composta por diversas faixas de supracrustais, distribuídas em um embasamento gnáissico-migmatítico, cujo limite sul é a Zona de Cisalhamento E-W de Patos.

### 2.1 - Geologia da Bacia Potiguar

Segundo Neves (1987), a Bacia Potiguar representa um *rifte* intracontinental em sua porção emersa e uma bacia do tipo *pull-apart* em sua porção submersa. A Bacia Potiguar faz parte do Sistema de *Riftes* do Nordeste Brasileiro, conjuntamente com as bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Araripe, Rio do Peixe e Sergipe-Alagoas (Matos 1994).

#### 2.1.1 - Evolução tectono-sedimentar Mesozóica

A origem do *rifte* Potiguar é tema de estudos de vários autores que propõem modelos evolutivos que se diferenciam pela orientação dos esforços e pelos mecanismos que atuaram na época de sua geração. Existem basicamente dois modelos que se distinguem pela aceitação (Françolin e Szatmari 1987) ou não (Matos 1992) de uma fase compressiva que teria atuado no Cretáceo Superior (Santoniano-Maastrichiano). O modelo de Françolin e Szatmari (1987) utiliza rotação horária da placa sul-americana em relação a africana, em torno de um pólo situado a sul de Fortaleza, para explicar a separação América do Sul-África, envolvendo esforços compressivos e distensivos. Por outro lado, o modelo de Matos (1992) propõe dois estágios principais de geração do *rifte*

Potiguar, ambos distensivos. Mais adiante dois modelos evolutivos para geração da Bacia Potiguar acima citados serão apresentados com mais detalhe. A estratigrafia está descrita em conjunto com o modelo de Françaolin e Szatmari (1987).

Françaolin e Szatmari (1987) propuseram que as primeiras manifestações da separação Brasil-África ocorreram no Jurássico Superior com movimentação divergente leste-oeste. Esta movimentação possibilitou a implantação de uma mega fratura de milhares de quilômetros que iniciou-se no sul do continente e progressivamente alastrou-se em direção ao norte (fig. 2.2a).

No Cretáceo Inferior, a movimentação divergente dos dois continentes era maior a sul imprimindo, desta forma, uma rotação horária na placa sul-americana em relação à africana. O pólo desta rotação, segundo Françaolin e Szatmari (1987), estava localizado aproximadamente a 39° W e 7° S. Como resultado, instalou-se na Província Borborema um processo de compressão a sul e distensão a norte (fig. 2.2.b). No Neocomiano, toda a província sofreu uma compressão de direção leste-oeste e uma distensão norte-sul, promovendo reativações de inúmeras falhas e possibilitando a geração da atual porção *onshore* da bacia (fig. 2.2.b). Concomitante a esta tectônica, as falhas de direção NE-NW, brasileiras, foram reativadas com movimentação transcional em seu extremo NE e transpressional na sua porção SW. O limite entre estes dois regimes seria marcado pelo magmatismo Ceará-Mirim (Gomes *et al.* 1981) de direção E-W.

As falhas de direção NW-SE são pouco representativas no Neocomiano, enquanto que as de direção NE-SW são as mais importantes pois condicionaram a abertura do *Rifte* Potiguar e têm como representante principal a Falha de Portalegre-Carnaubais. Neste momento da evolução da bacia, são depositados a Sequência *Rifte* (fig. 2.3) definida por Asmus e Guazelli (1981) e, alternativamente, denominada por Souza (1982) de Sequência Continental. Esta sequência é composta pela Formação Pendência, não aflorante, que é formada por folhelhos, siltitos e arenitos finos, passando no topo para arenitos grossos e conglomerados, típicos de borda de Bacia (Matos *et al.* 1987).

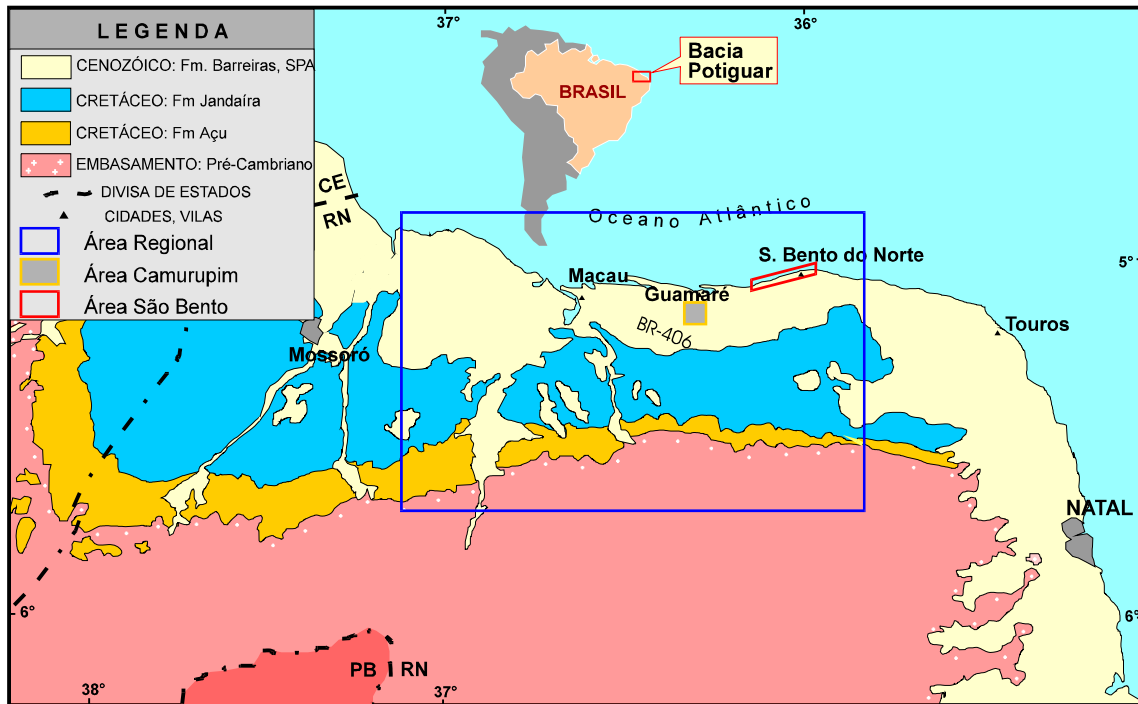


Figura 2.1 - Localização da Bacia Potiguar e das áreas estudadas.

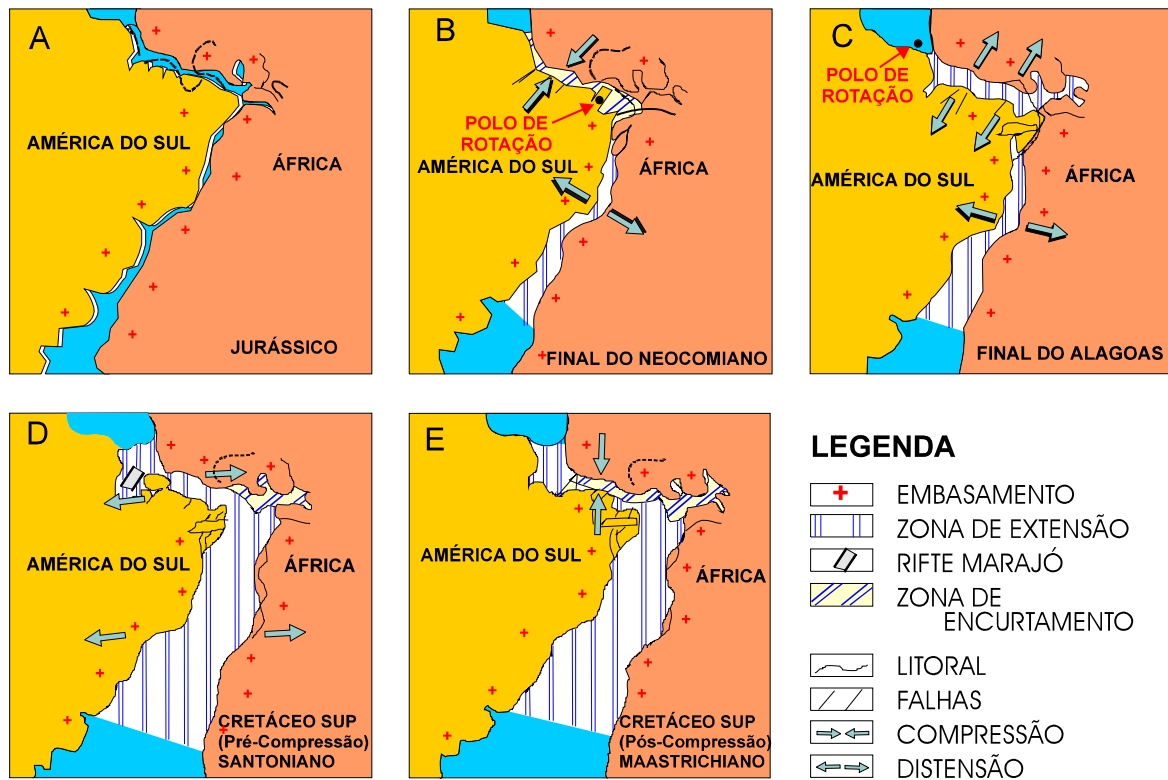


Figura 2.2 - Evolução Tectono-sedimentar da Bacia potiguar segundo Françolin e Szatmari (1987).

No Aptiano, a Província Borborema foi submetida a uma distensão de direção N-S, interrompendo-se, portanto, a movimentação transcional e transpressional nas falhas NE-SW e a sedimentação na porção *onshore* da Bacia (fig. 2.2c). Segundo Bertani *et al.* (1990), é nesta fase que ocorrem reativações de altos internos, culminando com uma extensa discordância regional e deposição com subsidência contínua, na porção *offshore*, condicionada pelas falhas de direção E-W. É nesta fase que a Sequência Proto-Oceânica de Asmus e Guazelli (1981), alternativamente denominada de Transicional por Souza (1982), se instala. Ocorre a deposição de arenitos deltáicos, intercalados com folhelhos lacustrinos (Membro Upanema), lamitos, que marcam o início da influência marinha na bacia (Camadas Ponta do Tubarão), e argilitos (Membro Galinhos), todos da Formação Alagamar, também não aflorante (fig. 2.3). No Albiano, a movimentação entre os continentes sul-americano e africano era divergente (E-W), o que permitiu a entrada do mar, causando transgressão e posteriormente regressão marinha na Bacia Potiguar. Asmus e Guazelli (1981) denominaram de Sequência Marinha Transgressiva e Sequência Marinha Regressiva os sedimentos depositados durante estas duas fases. Já Souza (1982) agrupou as fases transgressiva e regressiva e as denominou de Sequência Drifte. Segundo Bertani *et al.* (1990), esta sequência teria sido depositada em um ambiente de deriva continental e sob influência de mar aberto, com subsidência controlada, principalmente, por mecanismos termiais e isostáticos.

A Sequência Transgressiva, de idades Albiana a Turoniana, é representada por arenitos grossos a médios (Formação Açú) interdigitados, na parte submersa da bacia, com rochas carbonáticas da Formação Ponta do Mel e com siltitos e arenitos do Membro Quebradas da Formação Ubarana (fig. 2.3). No topo desta sequência, ocorrem os calcários do Turoniano a Campaniano da Formação Jandaíra, composto por eventuais intercalações de arenitos, folhelhos, evaporitos e margas de um ambiente de planície de maré, laguna rasa, plataforma rasa e mar aberto, como também siltitos e arenitos do Membro Quebradas. A sequência regressiva é tratada no próximo item deste capítulo.

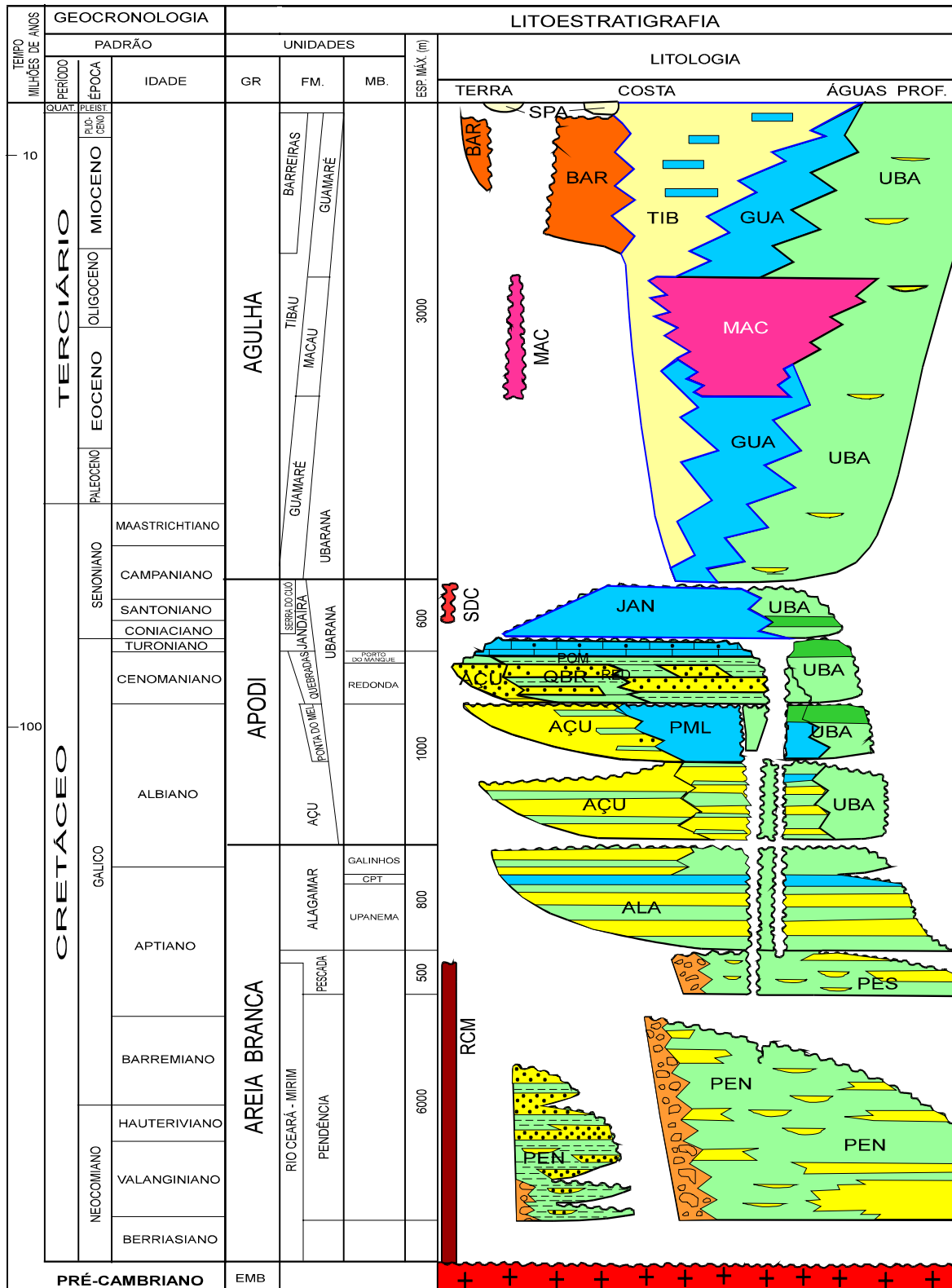


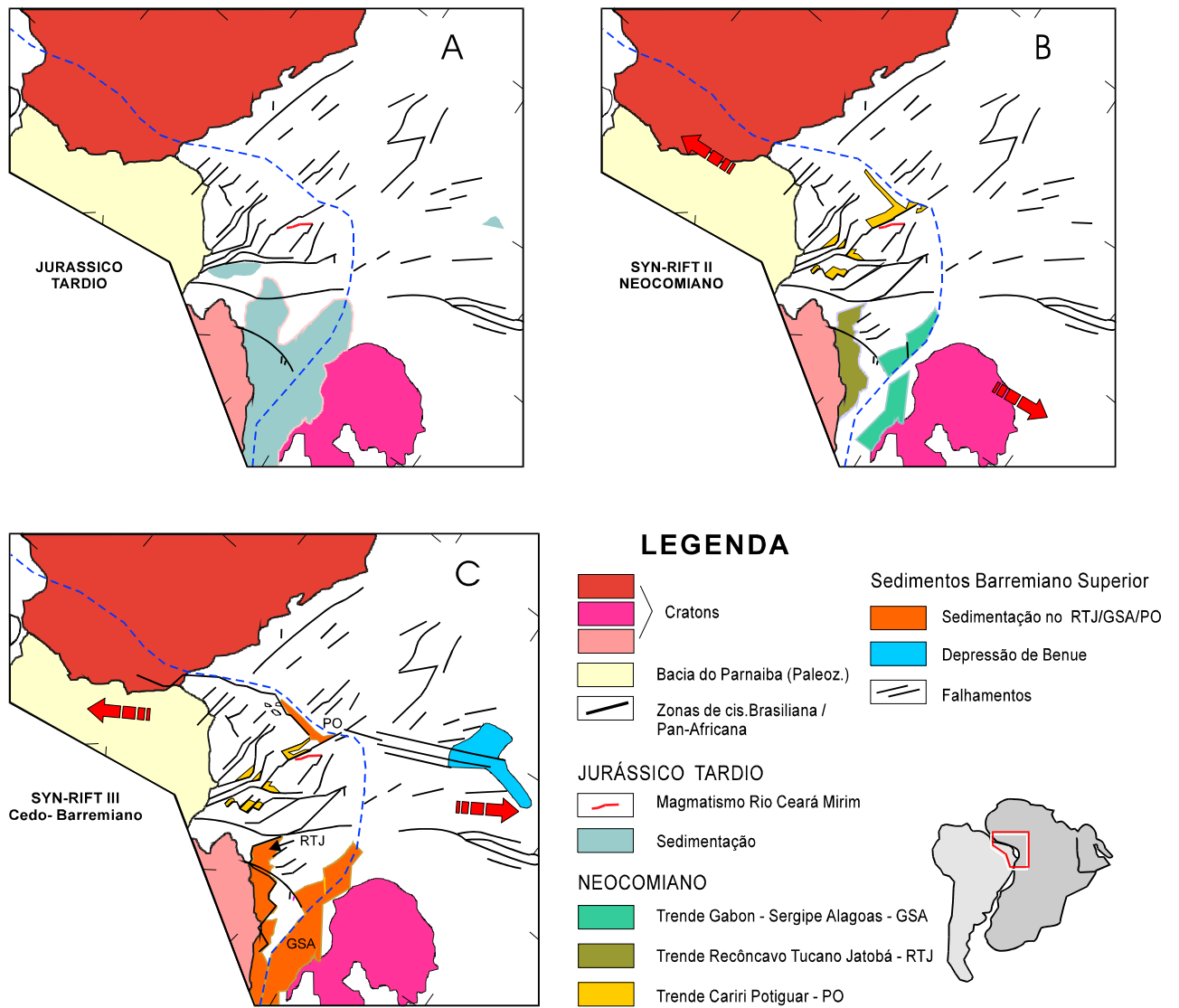
Figura 2.3 - Coluna estratigráfica da Bacia Potiguar (Araripe e Feijó 1994).

Após o Campaniano, uma compressão N-S afetou as bacias do Ceará e Barreirinhas (fig. 2.2.e), localizadas a oeste da Bacia Potiguar. Segundo Françolin e Szatmari (1987), a Bacia Potiguar sofreu reflexo desta compressão, o que seria evidenciada pelo soerguimento da plataforma carbonática da Formação Jandaíra e pela reativação de inúmeras falhas na bacia.

Matos (1994) propõe uma evolução puramente extensional de direção NW-SE/E-W, com três estágios tectônicos denominados de *sin Riftes* I, II e III. Estes estágios caracterizariam a diferença temporal e espacial das bacias do Sistema de *Riftes* do Nordeste Brasileiro (fig. 2.4). Matos (1994) considera também que a arquitetura da Bacia Potiguar é controlada por um duplo sistema de falhas lítricas normais intracrustais, composto pelas Falhas de Carnaubais e Sistema de Falhas Quixaba-Serra do Carmo que, provavelmente, representam reativações de zonas de cisalhamentos dúcteis de idade brasileira (fig. 2.4.a).

Para Matos (1994), o início da geração do *Rifte* Potiguar deu-se no Neocomiano-Barremiano e não no Jurássico Superior como defendem Françolin e Szatmari (1987). No Neocomiano-Barremiano, a porção *onshore* começou a desenvolver-se com a abertura de meio-*grabens* de orientação NE-SW, propiciando, assim, a deposição de sedimentos fluviais, deltáicos e lacustrinos da Formação Pendência do Estágio *Sin Rrifte* II (fig.2.4b). No Neobarremiano, todo o nordeste brasileiro teria sofrido uma tectônica extensional E-W, propiciando o desenvolvimento da porção *offshore* da Bacia Potiguar, através de um regime transtraccional do estágio *Sin Rrifte* III (fig. 2.4c).

No Aptiano, a bacia passou a ter uma sedimentação que variava de continental a marinha, constituindo a Megassequência Transicional. No Albiano, a Megassequência Marinha desenvolveu-se com a união dos mares Equatorial e Atlântico Sul, marcando, desta forma, a separação completa dos continentes sul-americano e africano.



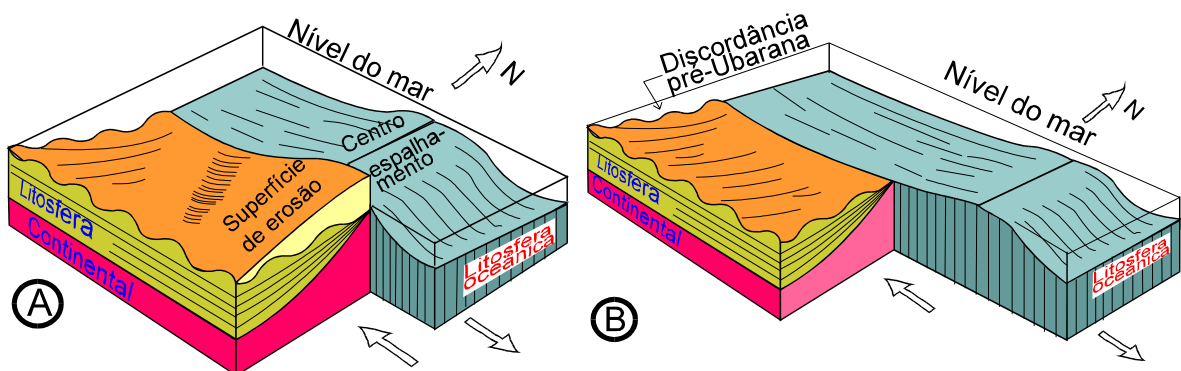
**Figura 2.4** - Evolução tectônica das Bacias do Nordeste Oriental segundo (Matos 1994).

## 2.1.2 - Evolução tectono-sedimentar Cenozóica

A evolução tectônica cenozóica nordestina ainda se constitui um tema em aberto, havendo a necessidade de pesquisa adicional para o entendimento da geologia desta Era no nordeste. Esta seção vai abordar, numa sucessão cronológica, a evolução tectônica e sedimentar do Cenozóico do Rio Grande do Norte, com base em trabalhos que diretamente ou indiretamente associam-se com esta Era .

Admite-se que a transição Mesozóico-Cenozóico na Bacia Potiguar deu-se com uma erosão generalizada atestada pela discordância sobre as formações Jandaíra e Ubarana (fig. 2.3) e posterior deposição da Seqüência Marinha Regressiva. Françaolin e Szatmari (1987) acreditam que, nesta transição, a Bacia Potiguar esteve submetida a uma forte compressão de direção N-S, evidenciada por falhas reversas e dobras encontradas nas formações Açú e Jandaíra, além da reativação de estruturas pre-existentes. Datações efetuadas nos diques de diabásio da Formação Serra do Cuó colocam estas rochas na transição Mesozóico-Cenozóico, especificamente entre o Santoniano e o Campaniano (Lima Neto 1985).

Cremonini e Karner (1995) e Cremonini (1995) propõem que a erosão generalizada que produziu a discordância nas formações Jandaíra e Ubarana foi ocasionada por um soerguimento regional que, por sua vez, foi produzido pelo fluxo de calor proveniente da crosta oceânica que se formava ao longo da margem equatorial brasileira (fig. 2.5). Este soerguimento regional também teria promovido reativações de falhamentos importantes, como a Falha de Afonso Bezerra (Cremonini e Karner 1995).



**Figura 2.5** - Blocos diagramas esquemáticos mostrando (A) passagem do centro de espalhamento em frente à Bacia Potiguar causando o aquecimento, soerguimento e erosão dos sedimentos; (B) estágio de resfriamento e subsidência da crosta continental após a passagem do centro de espalhamento (Cremonini e Karner 1995).

Segundo Rolim (1985), o tectonismo positivo e energético do Neocretáceo tornou-se progressivamente atenuado no Cenozóico, com movimentação epirogenética de soerguimento, com intensidade espacialmente variável. Correspondentes a estes ciclos tectônicos, desenvolveram-se processos de aplainamentos, com relevos rejuvenescidos. A fase mais jovem destes aplainamentos é tida como plio-pleistocênica, chamada de Superfície Sertaneja Velhas. Esta superfície corresponde à superfície de erosão e desnudação geral da Região Nordeste, que apresenta-se no interior como uma área pediplanizada e na região costeira como um conjunto de tabuleiros sedimentares, todos reunidos no Grupo Barreiras de Bigarella (1965).

A partir do Neocampaniano até o Holoceno, a Sequência Regressiva da bacia instala-se com a deposição das Formações Tibau, composta por arenitos grossos típicos de leques costeiros, e Guamaré, composta por calcarenitos bioclásticos creme e calcilitos típicos de plataforma e talude carbonático (Araripe e Feijó 1994).

No Terciário, a Bacia Potiguar foi submetida a esforços compressivos de direção E-W responsáveis pela formação de dobramentos de grande comprimento de onda com eixos orientados na direção N-S (Cremonini 1993). Trabalhando em uma área a sul de Macau, Costa Neto (1985) considerou que a intrusão de um magma básico, relacionado à Formação Macau (Meyer 1974), ocorreu durante uma reativação tectônica no Terciário (Oligoceno). Já Sial (1976) argumentou que a colocação desta suíte Terciária foi induzida pelos ajustes internos da Placa Sul-Americana, após o alívio de pressão de zonas arqueadas no Mesozóico.

A partir do Mioceno, começa a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras de Mabesoone (1994). Segundo Suguio (1995 - comunicação verbal), esta deposição está intimamente relacionada ao soerguimento da Cordilheira dos Andes, iniciado ainda no Terciário. Suguio (1995 - comunicação verbal) argumenta ainda que o soerguimento dos Andes promoveu mudanças climáticas e sedimentológicas de abrangência continental, que explicariam a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras por quase todo o Brasil.

Recentemente o interesse pela sedimentação e tectonismo quaternário tem aumentado no Estado do Rio Grande do Norte. Desde 1986, quando passaram a ser registrados os abalos sísmicos na Cidade de João Câmara (RN), a comunidade científica

vem pesquisando várias regiões do estado com o objetivo de entender as condicionantes do atual tectonismo. Vários autores acreditam que um processo progradacional, instalado no litoral norte a partir do quaternário, é consequência das reativações das falhas de direção SE/NW e NE/SW (Barbosa 1984; Costa Neto 1985; Fonseca 1996; Silva 1991)

## **2.2 - Geologia da Área Camurupim**

### **2.2.1 - Localização e vias de acesso**

A Área Camurupim está localizada na porção centro-norte do Estado do Rio Grande do Norte, abrangendo uma área de aproximadamente 125 Km<sup>2</sup>. A região é limitada pelas coordenadas 36°16'12'' e 36° 22'48'' de longitude oeste e 5° 07'48'' e 5°14'24'' de latitude sul (fig. 2.6). As principais vias de acesso são a BR 304, que liga Natal a Macau, e a estrada que faz a ligação da BR 304 com a cidade de Guamaré.

### **2.2.2 - Unidades mapeadas**

Na área estudada poucos afloramentos são encontrados, estando os principais localizados nos leitos dos rios. Geralmente estes afloramentos estão nas margens dos rios, apresentando-se como pequenas escarpas. O mapa geológico (fig. 2.7) mostra que as principais unidades aflorantes são as Unidades E e A que serão descritas a seguir.

Através de dados de poços para captação de água e de exploração da PETROBRAS, além de descrições de afloramentos, foi possível individualizar 5 unidades litofaciológicas, aqui denominadas informalmente de unidades A, B, C, D e E, e elaborar uma seção litofaciológica esquemática (fig. 2.8). Cabe salientar que não foram observadas estruturas sedimentares nestas unidades devido ao intemperismo e a sua homogeneidade.

A unidade A é composta por um calcarenito bege que ocorre principalmente no leito do Rio Camurupim e raramente ocorre em formas de escarpas. Normalmente a unidade A apresenta-se muito alterada e, talvez, falhada, o que confere para a mesma uma aparência irregular.

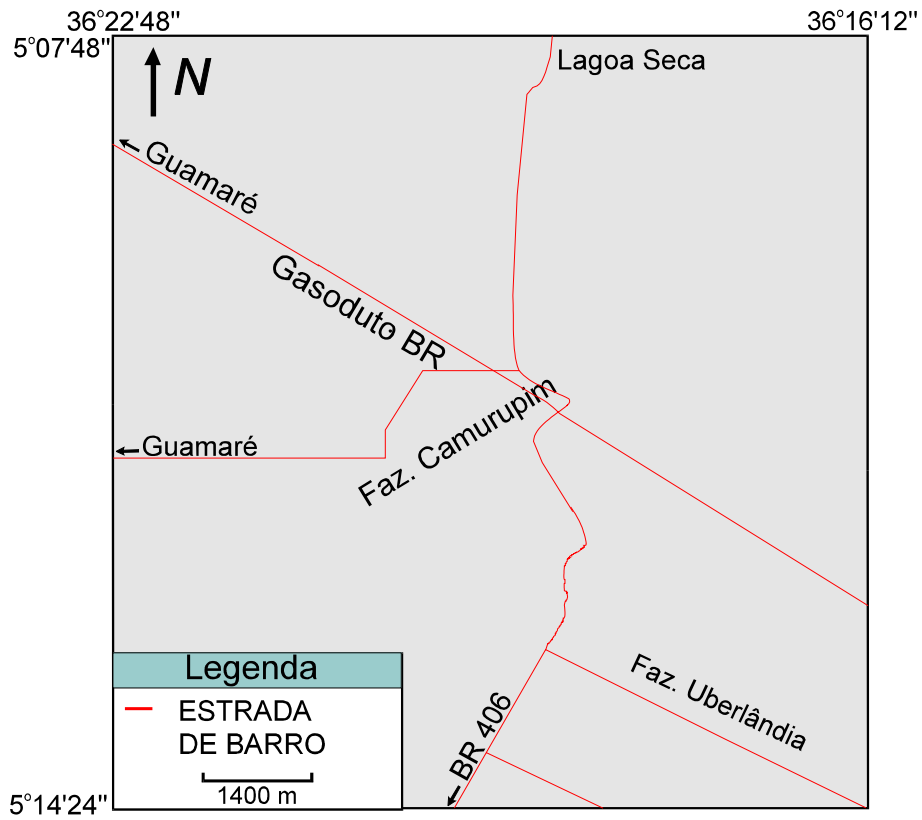


Figura 2.6 - Área Camurupim e suas principais vias de acessos.

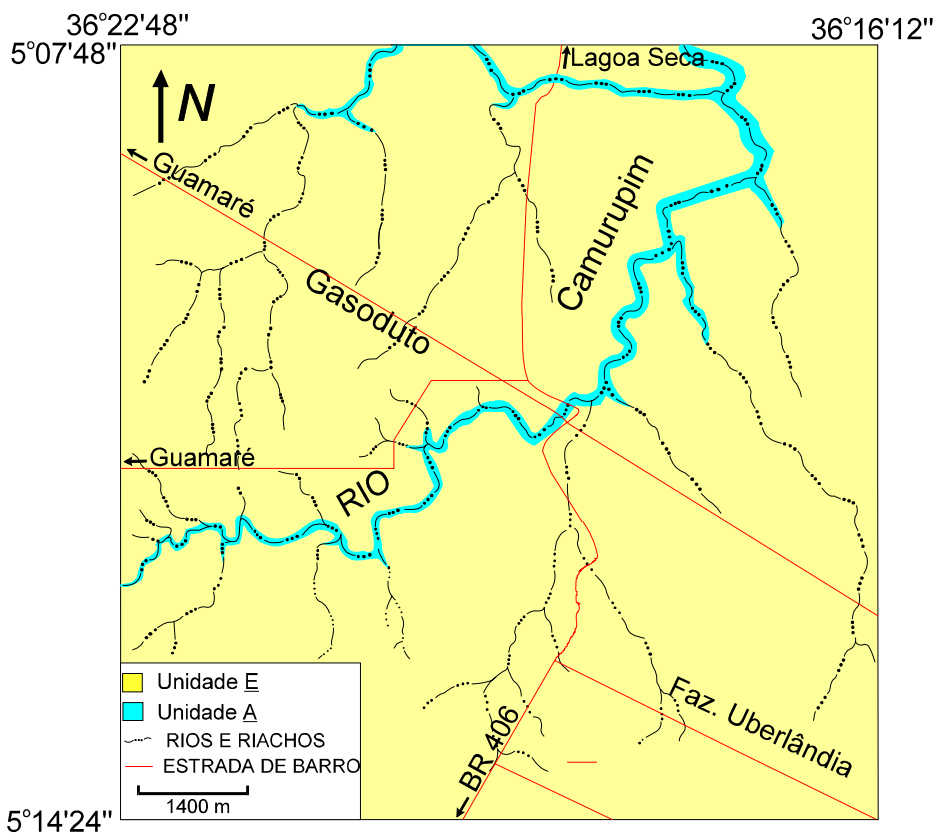


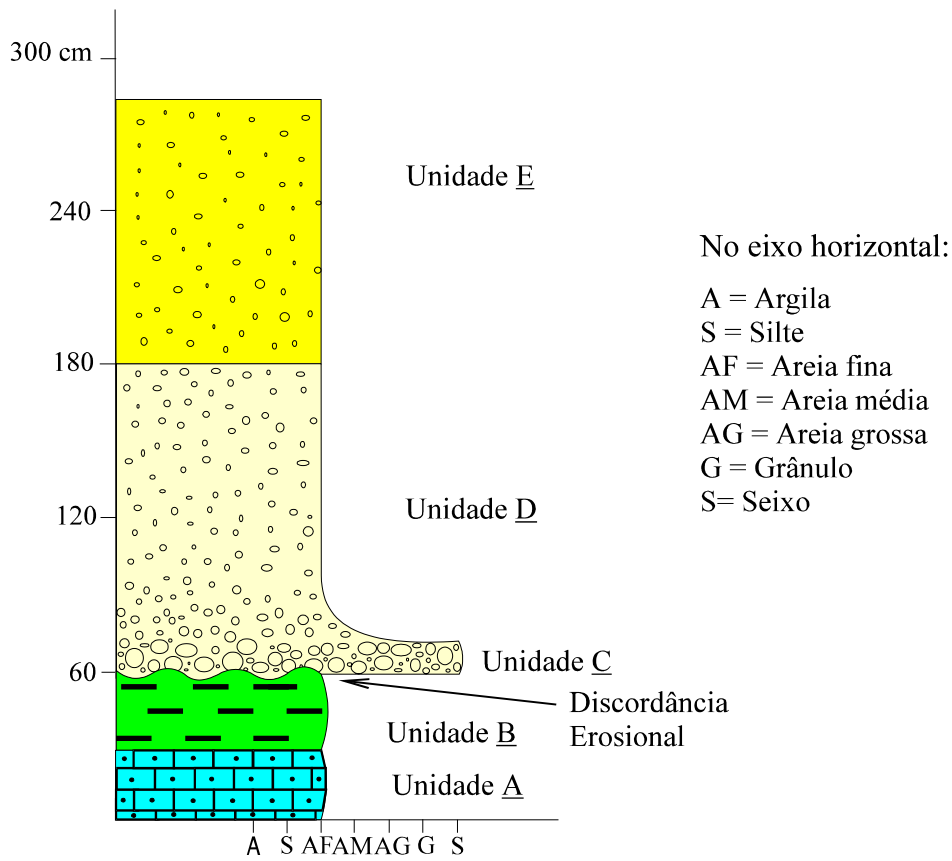
Figura 2.7 - Mapa geológico da Área Camurupim.

Em seção delgada, a unidade A mostra-se composta principalmente por uma matriz carbonática e grãos siliciclásticos dispersos. O quartzo é o principal componente siliciclástico e sua granulometria varia de areia fina a muito fina.

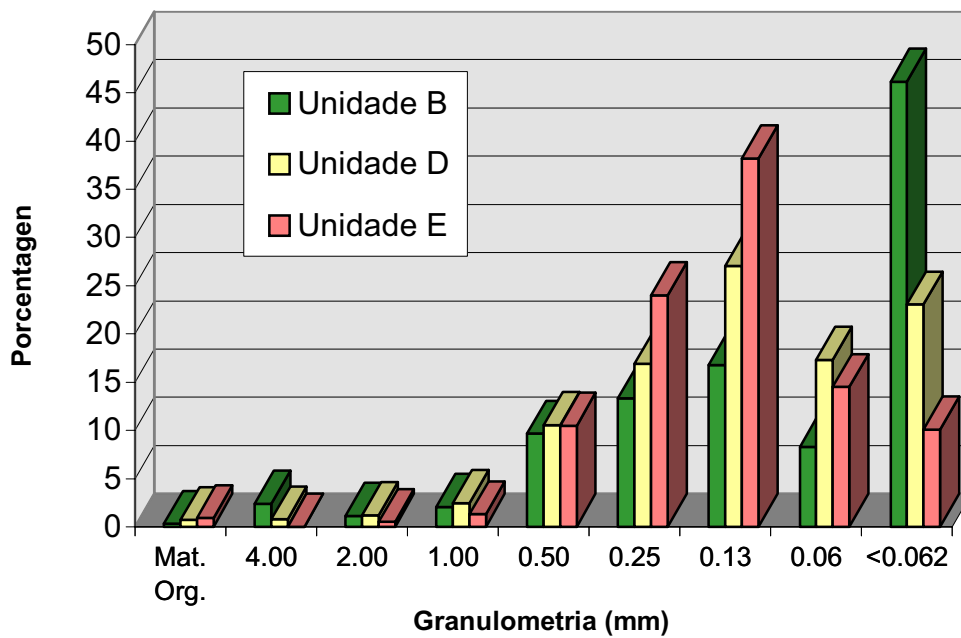
A unidade B é composta por um lamito de coloração esverdeada e, algumas vezes, avermelhada. Sua espessura média é de 35 cm e ela ocorre principalmente nas margens do Rio Camurupim e em alguns de seus afluentes, na porção norte da área. A unidade B ocorre em forma de pequenas escarpas e seu contato com a unidade A, basal, não foi observado. O contato com a Unidade C, descrita a seguir, é dado por uma discordância erosional (fig. 2.8). Através da análise sedimentológica (fig. 2.9) da unidade B, foi possível identificar que cerca de 40% desta rocha é composta pelas frações granulométricas silte/argila e secundariamente, em torno de 14% cada uma, pelas frações areia fina, média e grossa. Por último, tem-se as frações areia muito grossa e grânulo com cerca de 4% cada uma, além de areia muito fina com 6% e matéria orgânica com 0,14%. Os grãos são constituídos essencialmente por quartzo (90%), feldspato (5%) e minerais pesados.

A unidade C é composta por um conglomerado polimítico com grau de maturidade baixa, coloração avermelhada (matriz) e espessura média em torno de 15 cm. Os constituintes principais da Unidade C são seixos de quartzo e rochas (pegmatito e quartzito). O contato superior com a Unidade D parece ser gradacional com afinamento para o topo (fig. 2.8)

A Unidade D é composta por um arenito friável de coloração bege sendo formado essencialmente de grãos de quartzo, feldspato e minerais pesados. A espessura média da unidade D é de aproximadamente 1 m. O contato com a Unidade E, superior, é marcada principalmente por uma variação na coloração da rocha. Através da análise granulométrica (fig. 2.9) foi possível identificar que cerca de 27% da Unidade D é composta por grãos com granulometria de areia fina. A fração silte/argila ocorre em segundo lugar, perfazendo cerca de 23% da rocha. As frações areia muito fina, média e grossa apresentam-se com aproximadamente 14% cada uma. Por último tem-se as frações areia muito grossa com 2,5%, grânulo com 1,2%, seixo com 0,8% e matéria orgânica com 0,7% da rocha.



**Figura 2.8** - Seção litofaciológica esquemática para a Área Camurupim.



**Figura 2.9** - Análise granulométrica das Unidades B, D e E.

A unidade E compõe o topo da seção faciológica. Esta unidade é caracterizada por um arenito friável de coloração avermelhada, com espessura média em torno de 1 m, e é composta por grãos essencialmente de quartzo e minerais pesados. A análise granulométrica (fig. 2.9) mostra que cerca de 38% dos grãos é de areia fina, ficando a areia média com 24%. As frações argila/silte, areia muito fina e areia grossa compõem cerca de 10% da amostra cada uma. Por último, temos as frações areia muito grossa com 1,3%, grânulo com 0,5% e matéria orgânica com 0,9%.

### 2.2.3 - Dados de poços

Na área estudada existem dois poços para captação de água, tendo apenas um deles descrição geológica. Estes dois poços estão localizados na Fazenda Camurupim, sendo o poço desativado aquele que possui descrição geológica. Este poço (P1) apresenta uma profundidade de aproximadamente 110 m e as unidades descritas na sua seção litológica, bem como suas espessuras, são discriminadas a seguir com base na ficha do poço número 400 da CDM/RN. Na base do Poço P1 (fig. 2.10) ocorre uma camada de marga esverdeada com aproximadamente 68 m. Acima da marga basal, ocorre uma alternância (de baixo para cima) de calcarenito (2 m), marga (6 m), calcarenito (1,5 m), marga (13 m) e calcarenito (8 m), até atingir uma camada de argila com aproximadamente 2 m. No topo deste perfil, ocorre uma cobertura arenosa amarelada com aproximadamente 6 m.

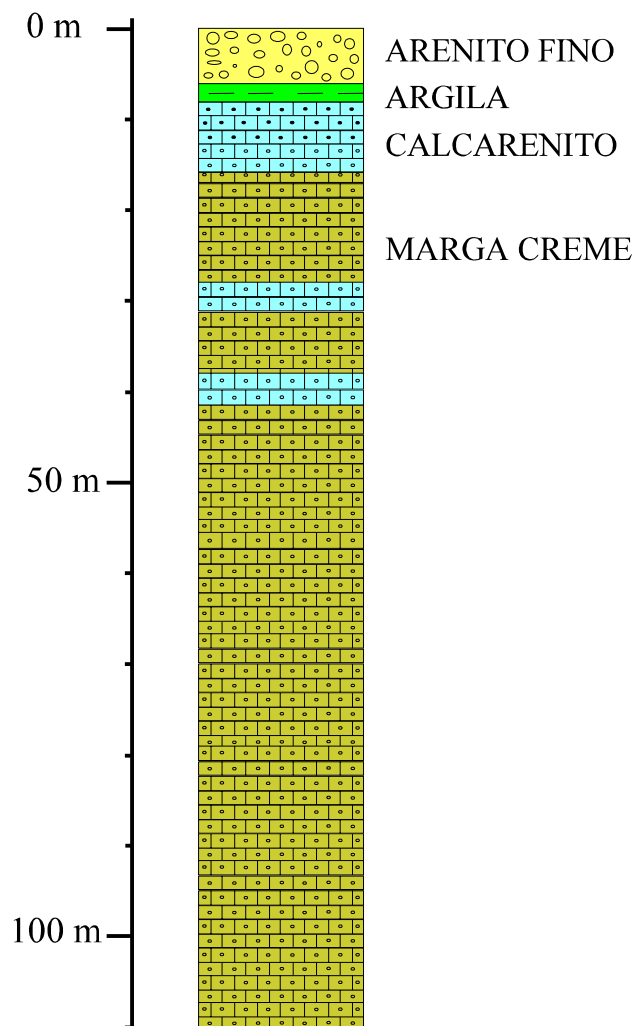
Dois poços desativados da PETROBRAS também foram encontrados na porção norte da Área Camurupim e um na porção sul. Normalmente, a PETROBRAS não descreve com detalhe as unidades acima do calcário Jandaíra, pois elas não constituem reservatórios nem geradores de hidrocarbonetos. Ao invés da descrição detalhada, são fornecidos apenas as espessuras e as possíveis correlações com as formações da bacia. Por esta razão, as seções litológicas dos poços da PETROBRAS foram utilizados apenas para se conhecer as unidades acima do calcário Jandaíra e suas respectivas espessuras na região de suas locações.

Em um poço localizado na porção noroeste da área, a PETROBRAS descreve a ocorrência das formações Tibau e Guamaré com aproximadamente 65 m de espessura.

Abaixo do Tibau/Guamaré, o poço atravessou 23 m de rochas vulcânicas da Formação Macau, até encontrar o calcário Jandaíra.

No outro poço da PETROBRAS da porção norte da área foi atravessada a Formação Barreiras em uma profundidade de 95 m. Abaixo da Formação Barreiras, há uma camada de 5 m de vulcânicas da Formação Macau. As rochas das formações Tibau/Guamaré ocorrem abaixo destas vulcânicas e perfazem cerca de 15 m de espessura até atingir o calcário Jandaíra.

No único poço da PETROBRAS encontrado na porção sul da área ocorre apenas um pacote superficial de aproximadamente 38 m, descrito como pertencente a Formação Barreiras. Depois deste pacote é atingido o topo da Formação Jandaíra.



**Figura 2.10** - Descrição geológica do poço P1.

## 2.2.4 - Correlações propostas

Após a descrição de campo e análise em laboratório das unidades reconhecidas na área, será discutida nesta seção as suas possíveis correlações com as unidades descritas para a Bacia Potiguar.

As unidades mais recentes e estratigraficamente posicionadas nas porções mais superiores da Bacia Potiguar são compostas pelas formações Macau, Tibau, Guamaré, Ubarana, Barreiras, sedimentos de praia e aluviões. Os mapas geológicos do litoral norte, obtidos a partir de fotografias aéreas, sugerem que na Área Camurupim afloram apenas a Formação Barreiras, sedimentos eólicos e de aluvião. Na realidade, não há nenhum mapeamento geológico anterior que confirme ou mesmo discuta a questão da Formação Barreiras nesta porção da Bacia Potiguar. Além disso, os poços da PETROBRAS descrevem tanto a existência da Formação Barreiras quanto das Formações Tibau/Guamaré. Segundo Araripe e Feijó (1994), existe uma dificuldade muito grande em individualizar as formações Tibau, Guamaré e Barreiras, devido à freqüente interdigitação que ocorre entre estas formações. Um outro fator que contribui para esta dúvida é a quase total ausência de trabalhos que caracterizem melhor as Formações Tibau, Guamaré e Barreiras dentro do contexto evolutivo da bacia.

De acordo com o empilhamento da seção litofaciológica proposta para área (fig. 2.8) e pelas análises sedimentológicas das unidades, propomos a existência de duas seqüências deposicionais. A primeira seqüência é representada pelas unidades A (calcarenito) e B (lamito), cujos constituintes e empilhamento sugerem que as mesmas tenham sido depositadas num ambiente marinho raso e/ou transicional. A segunda seqüência é composta pelas unidades C, D e E, formada por paleodepósitos fluviais para as duas primeiras e eólicos para a última. O limite entre estas duas seqüências é interpretado como sendo a discordância erosional que ocorre sobre a Unidade B. Através da seção litofaciológica podemos ainda concluir que seu empilhamento demonstra ter um caráter francamente regressivo, de acordo com o que os autores propõem para a Sequência regressiva da Bacia Potiguar (formações Tibau e Guamaré).

De acordo com o caráter progradacional da seção litofaciológica e das características composicionais das unidades A e B, a primeira seqüência pode ser razoavelmente correlacionada com a seqüência carbonática que Souza (1982) denominou

de Formação Guamaré. Para as Unidades C e D da segunda sequência, há três possibilidades de correlação. Elas podem pertencer à Formação Tibau; ou Formação Barreiras; ou a um depósito de cascalheira descrito recentemente por Sousa (1998). Esta última autora realizou uma análise dos minerais pesados das cascalheiras do Rio Açu e de sedimentos da Formação Barreiras. Desta análise, ela concluiu que estas duas unidades apresentam assembléias minerais distintas e que desta forma não são correlacionáveis, como pensavam outros autores. Sousa (1998) posicionou estratigraficamente as cascalheiras acima da Formação Barreiras que tem uma idade do Terciário Superior.

Como as Unidades C e D demonstram um empilhamento granodecrescente para o topo, propomos que elas representem um único depósito fluvial com energia de deposição diminuindo para o topo. Neste caso, estas unidades têm idades mais novas que a da Formação Barreiras e poderiam ser correlacionadas com as cascalheiras acima descritas. A Unidade E, principalmente pela sua granulometria e análise microfscópica, pode representar um depósito eólico com retrabalhamento recente (Quaternário).

## 3 - NEOTECTÔNICA

### 3.1 - Introdução

A definição do período neotectônico tem sido tema de debates uma vez que não existe um consenso quanto a um período neotectônico global. De acordo com Pavidles (1989; *apud* Saadi 1991), o início do período neotectônico depende das características individuais de cada ambiente geológico. Este mesmo autor define que neotectônica é o estudo dos eventos tectônicos novos que ocorreram ou estão ocorrendo numa região, após a sua reorganização tectônica mais recente. Deste modo, é quase que impossível precisar um período neotectônico global, visto que o globo terrestre é composto de um arranjo de placas litosféricas que estão submetidas a estágios diferentes de eventos tectônicos (Saadi 1991).

Para o Brasil, postula-se que o período neotectônico teria seu início marcado pela deposição de sedimentos correlacionáveis ao evento “Barreiras”, contemporâneo ao início do levantamento da Cadeia Andina (Hasui 1990; Saadi 1993).

O estudo da Neotectônica vem se constituindo em importante tema de pesquisa na Região Nordeste, calcado em abordagens geomorfológicas (morfotectônica) e/ou estruturais. A expressiva atividade sísmica na região oferece também a abordagem da sismologia, possibilitando a determinação independente de sistemas de tensões atuais (Ferreira 1997). Além do aspecto científico intrínseco, o estudo neotectônico tem importante aplicação na hidrogeologia de meios fraturados, na geotecnia, na avaliação de riscos sísmicos, na compreensão da deformação atual da crosta, na correlação com depósitos sedimentares e em problemas ambientais.

### 3.2 - Trabalhos neotectônicos regionais

No Rio Grande do Norte vários estudos de cunho neotectônico estão sendo realizados com o objetivo de melhor compreender a deformação atual da crosta, caracterizar as estruturas produzidas, os regimes tectônicos envolvidos e as suas correlações com os depósitos sedimentares.

Os trabalhos de Costa e Salim (1972) e Salim *et al.* (1979) estão entre os primeiros a sugerir que o litoral leste Potiguar teria um forte controle tectônico com reflexos nos depósitos da Formação Barreiras e sobre a sedimentação moderna associada.

Na região norte do Estado do Rio Grande do Norte, especificamente nos domínios da Bacia Potiguar, diversos são os trabalhos que sugerem uma reativação recente para as Falhas de Afonso Bezerra e Carnaubais. A seguir, fazemos uma revisão bibliográfica sintética destes trabalhos.

Srivastava e Corsino (1984) postulam que, no Cenozóico, o litoral entre Aracati (CE) e Touros (RN) esteve submetido a um tectônica essencialmente vertical de antigos falhamentos devido a manifestações vulcânicas. Neste contexto, Srivastava e Corsino (1984) propõem a existência de três grandes compartimentos tectônicos, limitados pelas falhas de Jaguaribe, a oeste, Areia Branca, no centro, e Carnaubais a leste.

Hackspacher *et al.* (1985) propuseram que a Falha de Afonso Bezerra é a principal condicionadora geomorfológica da porção centro-norte da Bacia Potiguar. Já Lima *et al.* (1990) correlacionaram o padrão de erosão das coberturas terciárias da Bacia Potiguar aos eixos compressivos (E-W) e de tração (N-S) atuantes nesta região. Lima *et al.* (1990) argumentam ainda que grande parte do padrão de drenagens NE-NW da região é correlacionável com os campos de tensões neotectônicas.

Assumpção (1992) considera que toda a região nordeste está submetida a campos de tensões compressivos regionais E-W e, localmente, tracionais perpendiculares a costa (fig. 3.1). Assumpção (1992) acredita que este campo compressivo regional pode ser produto das fontes de esforços regionais, ou seja, cisalhamento na base da litosfera e empurrão da cadeia meso-oceânica.

Recentemente, Caldas (1996) argumentou que existe uma íntima relação entre a geometria do litoral de Caiçara e São Bento do Norte (litoral norte Potiguar) com a direção da Falha de Carnaubais. Este argumento é consistente com a hipótese de Bezerra

et al. (1998) que propõem que a porção leste da Falha de Carnaubais, nesta área, esteve submetido a soerguimento nos últimos 5000 anos. Este soerguimento foi proposto com base em datações por <sup>14</sup>C em beachrocks e terraços marinhos soerguidos da região de São Bento do Norte. Por sua vez, Fonseca (1996) propõe que exista uma compartimentação do litoral norte, entre a Ponta do Mel e a Ponta dos Três Irmãos, como consequência do par conjugado definido pelas Falhas de Afonso Bezerra e de Carnaubais (fig. 3.2).

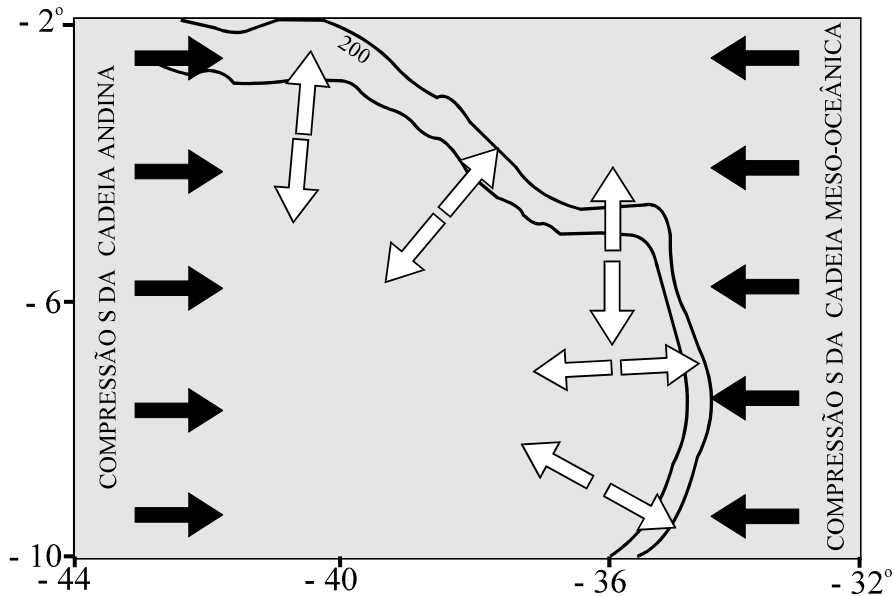


Figura 3.1 - Modelo de tensões litosféricas no nordeste do Brasil (Assumpção 1992).



Figura 3.2 - Compartimentação do litoral entre Ponta do Mel e a Ponta dos Três Irmãos de acordo com Fonseca (1996)

### 3.3 - As dificuldades da Área Camurupim

Na Área Camurupim, a aplicação dos métodos estruturais para o estudo neotectônico foi dificultada pela escassez de marcadores confiáveis e pela ausência de afloramentos preservados. Normalmente, o clima semi-árido da região inibe a formação de solos argilosos. As cascalheiras e aluviões oferecem poucas informações. Os sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras constituem bons marcadores, embora a margem de incerteza cronológica das estruturas (que podem variar em idade do Terciário ao Recente) seja relativamente grande. Um outro problema em relação à Formação Barreiras diz respeito a sua ocorrência ou não na área estudada (ver seção 2.2.4). Diante deste quadro adverso, optou-se por procurar evidências neotectônicas mais fortes em outra área com o mesmo condicionamento geológico e tectônico da Área Camurupim, embora geograficamente distinta. Admitindo a validade do condicionamento de todo o litoral norte pelo sistema das falhas Afonso Bezerra e Carnaubais (Fonseca 1996), optamos por realizar um levantamento estrutural da Área São Bento situada no prolongamento da Falha de Carnaubais (fig. 1.1). Esta área contém cordões de *beachrocks* que podem se constituir em marcadores neotectônicos pelo fato de terem formação mais recente (menor que 16.000 anos).

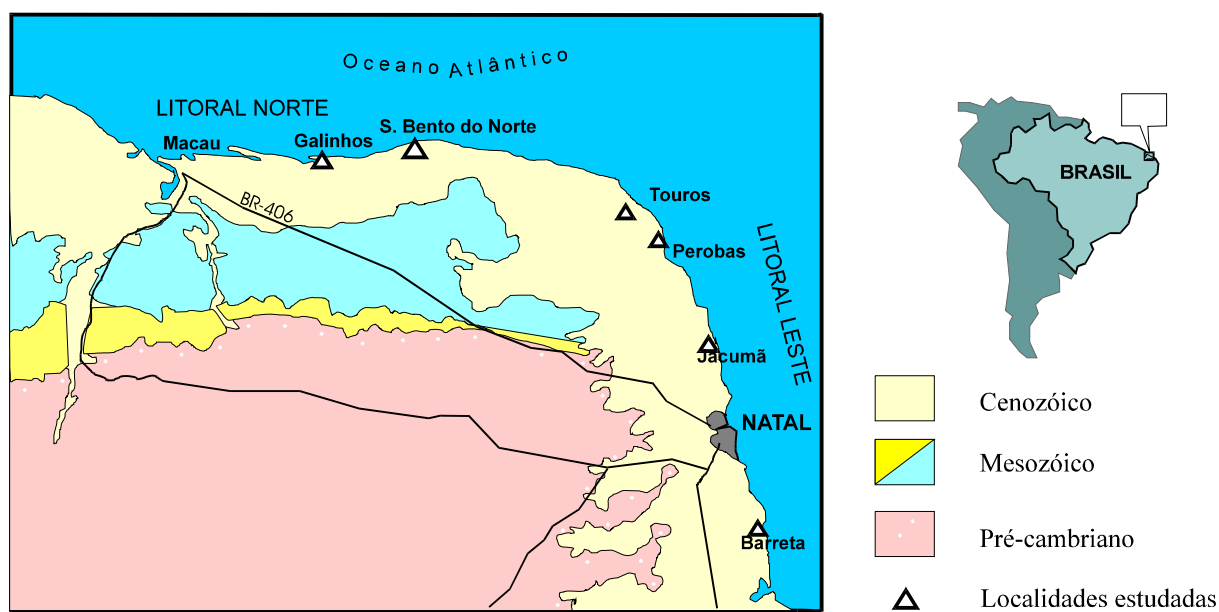
Os *beachrocks* tornaram-se alvo de investigações estratigráficas e geocronológicas em todo Estado do Rio Grande do Norte (Lima Filho *et al.* 1995; Caldas 1996; Bezerra *et al.* 1997; Bezerra *et al.* 1998). Os objetivos dessas investigações é detectar e quantificar variações na paleolinha de costa, que possam estar relacionadas a movimentos diferenciais de grandes blocos crustais (F.H.R. Bezerra, tese doutorado em andamento).

Os padrões de fraturamento nos *beachrocks* demandam considerações sobre sua origem. Até o presente, essas estruturas são simplesmente ignoradas ou, sem grande compromisso, integralmente creditadas à ação das ondas e ao solapamento dos *beachrocks*.

Nesta seção, são descritos, a nível preliminar, os diversos padrões estruturais de fraturamento de meso e macro escalas presentes nos *beachrocks*. Estes padrões guardam notável correspondência com as feições clássicas de deformação frágil. O seu eventual significado tectônico será então discutido e comparado com outros trabalhos sobre o assunto, num alerta para o potencial dos *beachrocks* como marcadores neotectônicos.

### 3.4 - Os *beachrocks* no litoral do Rio Grande do Norte

Os *beachrocks* ocorrem ao longo de todo litoral do Rio Grande do Norte (fig. 3.3) formando cordões paralelos à costa. Na maioria das vezes, estão situados na zona de estirâncio, porém também ocorrem submersos ou na zona de pós-praia. Os *beachrocks* situados a sul de Natal foram estudados por Oliveira *et al.* (1990), que os caracterizaram petrograficamente como arenitos com grãos mal a moderadamente selecionados e granulometria variando de areia fina até muito grossa. É comum que os *beachrocks* estejam dispostos em duas linhas retas paralelas à costa. Oliveira *et al.* (1990) reportaram datações de *beachrocks* pelo método  $^{14}\text{C}$ , utilizando conchas de moluscos contidas nos mesmos. Para o *beachrock* mais próximo do continente, foi obtida a idade de aproximadamente 6.650 anos A.P. e, para o mais afastado, a idade obtida foi de aproximadamente 4.900 anos A.P.



**Figura 3.3** - Localização dos beachrocks no litoral leste e norte do Rio Grande do Norte.

Bezerra *et al.* (1997) dataram alguns *beachrocks* dos litorais leste e norte do Rio Grande do Norte, também pelo método de  $^{14}\text{C}$  em conchas e moluscos. Para o *beachrock* da praia de Perobas, a norte de Natal, a idade obtida foi de  $4.500 \pm 130$  anos A.P., enquanto que para o *beachrock* situado na praia de Jacumã, também a norte de Natal, a idade foi de  $4.950 \pm 150$  anos A.P. A sul de Natal, as idades dos *beachrocks* variaram de

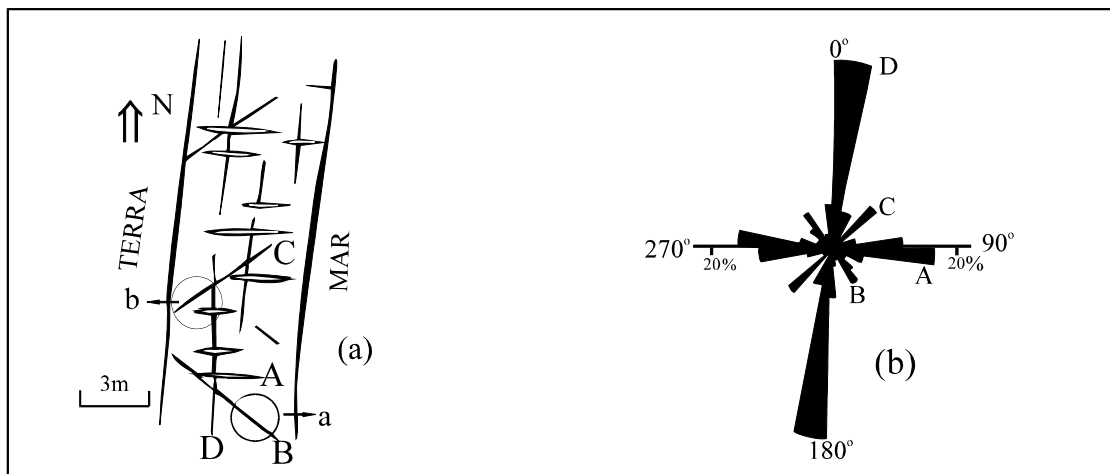
4.700±140 anos A.P., para a ocorrência da praia de Barreta, e de até 6.550±210 anos A.P. para a ocorrência da praia de Cunhaú.

No litoral norte do Estado, Caldas (1996) e Lima Filho *et al.* (1995) estudaram os *beachrocks* situados entre as cidades de São Bento do Norte e Galinhos. Segundo Caldas (1996), os *beachrocks* são constituídos de arenitos com granulometria que varia desde areia fina até muito grossa, com fração subordinada de areia muito grossa até seixo.

No litoral norte, Bezerra *et al.* (1997) publicaram oito datações nos *beachrocks* que estão situados nas imediações das cidades de São Bento do Norte e Galinhos (fig. 3.3). As idades obtidas para os *beachrocks* variaram de 3.500 anos A.P. para aquele situado na cidade de Galinhos, até 6.550 anos A.P., para aquele situado próximo do Farol de Santo Alberto na cidade de São Bento do Norte. Idades iguais ou superiores a 16.000 anos A.P. (limite máximo de idade obtido pelo método de datação utilizado) foram obtidas para alguns *beachrocks* que encontram-se em forma de falésias, na região costeira de São Bento do Norte.

### **3.4.1- Padrão de fraturamento no litoral leste**

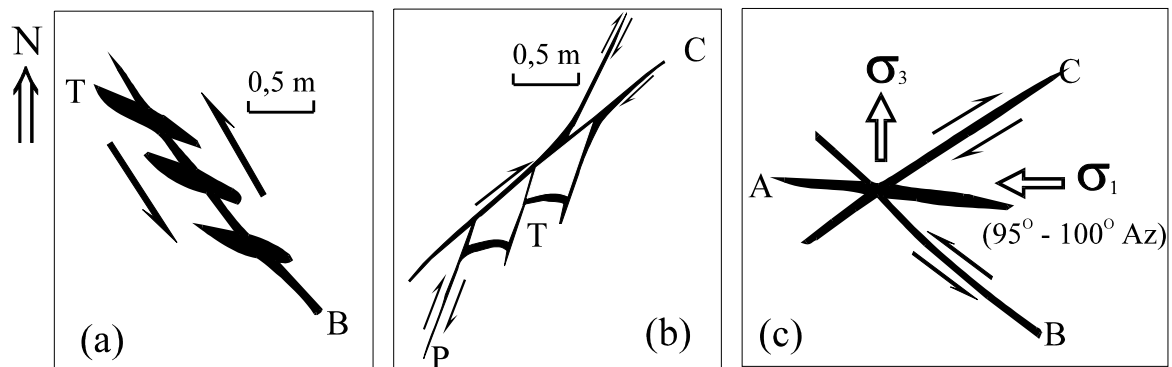
Utilizando fotografias de pequeno formato (escala aproximada 1:1000), obtidas em vôo de ultraleve na praia de Barreta, Coriolano (1996) identificou um padrão sistemático de fraturamento, com notável regularidade ao longo de todo corpo do *beachrock*. No geral são fraturas verticalizadas, sendo que as mais freqüentes são paralelas ou transversais à orientação principal dos cordões de arenito que, neste trecho, possuem orientação norte-sul e mergulho suave em direção ao mar (fig. 3.4a). Com menor freqüência, Coriolano (1996), também observou direções diagonais (NE e SW). O tratamento estatístico (fig. 3.4b) executado por Coriolano (1996) identifica muito bem esta distribuição.



**Figura 3.4** - (a) Padrão de fraturas no *beachrock* de Barreta; (b) Diagrama de roseta das fraturas fotointerpretadas (539 fraturas) do *beachrock* de Barreta (RN). (Adaptado de Coriolano 1996). A, B, C, D : Fraturas.

Os dados mesoscópicos de fraturas para o litoral leste (Coriolano 1996), demonstram que existe uma importante componente de movimentação horizontal de blocos, pelo menos em parte dessas estruturas. Infelizmente, a natureza arenosa dos *beachrocks*, conjugada ao capeamento de algas e incrustações de pequenos organismos, inibe o desenvolvimento de marcadores como estrias. Todavia, a morfologia das fraturas e, em especial, o arranjo de alguns sistemas, pode fornecer indicações cinemáticas.

No litoral leste, Coriolano (1996) argumenta que os conjuntos transversal **A** e longitudinal **D** (fig. 3.4a), apresentam-se em disposição retilínea, paralelos, com dimensões proporcionais às do corpo de arenito e feições de fraturas abertas. Outras feições observadas por Coriolano (1996) são mini-escarpas e abatimentos de blocos, em condições superficiais. Esses aspectos indicam que essas fraturas transversais e laterais são mais compatíveis com estruturas extensionais. Por outro lado, os conjuntos diagonais **B** e **C** (fig. 3.4a) apresentam feições compatíveis com movimentação horizontal, de acordo com um sistema conjugado de cisalhamento. As fraturas do conjunto **B** possuem uma movimentação sinistral sugerida pela disposição escalonada de fraturas extensionais **T** (fig. 3.5a). Uma movimentação dextral é interpretada para o conjunto **C**, com base no arranjo das fraturas tipo **P** e tipo **T**, e estruturas em dominó associadas (fig. 3.5b). Relacionando as várias feições descritas, Coriolano (1996) inferiu um sistema de tensões com  $\sigma_1$  horizontal e na direção E-W (fig. 3.5c).



**Figura 3.5** - Esboço esquemático das fraturas do conjunto B (a) e do conjunto C (b) e sistema de tensões proposto para *beachrock* de Barreta (c). (Adaptado de Coriolano 1996). T, C, P, B : Fraturas.

### 3.4.2 - Padrão de fraturamento na Área São Bento

Na Área São Bento, os *beachrocks* têm uma direção aproximada leste-oeste. Observamos um padrão de fraturamento análogo ao do litoral leste: fraturas principais são paralelas ou transversais ao corpo do *beachrock* (Foto 3.1 - Prancha 1) e estão secundadas por estruturas diagonais, com direção ENE-WNW.

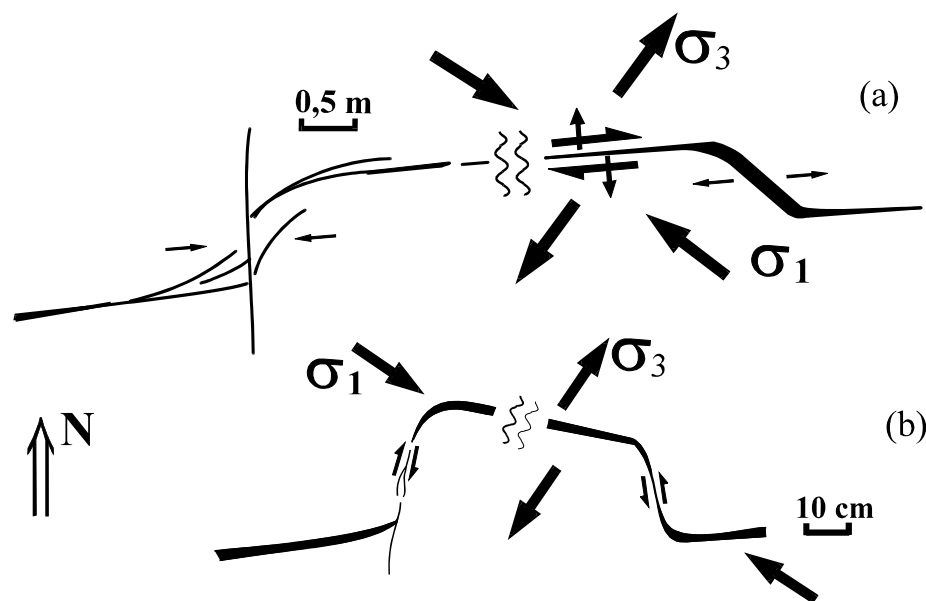
Do ponto de vista morfológico, os *beachrocks* a leste de São Bento do Norte desenvolvem escarpas ao longo da praia, com diferenças de cotas da ordem de alguns metros, dispondo-se em pontas que geram uma linha de praia com recortes característicos (a exemplo da Ponta dos Três Irmãos - fig. 3.2). Neste caso, alguns arenitos mergulham em ângulo significativamente mais acentuado ( $5^\circ$  ou mais) em direção contrária às escarpas, o que sugere uma componente de abatimento (movimento extensional) ao longo das fraturas diagonais ou em forte ângulo com a linha da costa.

No litoral norte, nas imediações da cidade de São Bento do Norte, observamos diferenças significativas no padrão de fraturamento em relação às descritas por Coriolano (1996). As fraturas longitudinais (E-W) apresentam persistente componente de rejeito horizontal associado à componente de abertura, resultando numa cinemática de transtração dextral. O mesmo tipo de movimento é identificado nas fraturas NW/WNW.

O movimento direcional é identificado a partir das fibras em material carbonático (ou, menos freqüentemente, ferruginoso), paralelas ou oblíquas às fraturas, bem como por

pontes de transtração (com preenchimento carbonático ou areia cimentada) ou transpressão (Fotos 3.2 e 3.3 - Prancha 1).

A figura 3.6 ilustra as principais situações encontradas. Estas situações podem ser explicadas por um tensor  $\sigma_3$  horizontal com direção NNE. Finalmente, 15 km a oeste de São Bento do Norte, em direção a Galinhos, um afloramento de *beachrocks* exhibe uma estrutura brechada, com blocos de dimensões centimétricas a decamétricas, dificilmente explicável por ação das ondas.



**Figura 3.6** - Indicadores cinemáticos associados às fraturas com direções ENE nos *beachrocks* da Área São Bento: (a) sítios de transpressão (Ver foto 3.2) e transtração e (b) sistemas de extensão em zonas de transferência (Ver foto 3.3).

### 3.5 - Discussão: Estruturas neotectônicas ou colapso/ação das ondas?

As estruturas observadas nos *beachrocks* do litoral leste por Coriolano (1996) e, por nós, no litoral norte do Estado do Rio Grande do Norte, refletem campos de tensões atuantes após a sua cimentação/consolidação. A primeira vista, estes campos de tensões poderiam ser atribuídos à ação das ondas, com solapamento da base dos *beachrocks*. Esse modelo poderia ser uma explicação viável para o conjunto de fraturas longitudinais nos *beachrocks* do litoral leste, onde as fraturas N-S apresentam morfologia aberta que correspondem à linha de charneira gerada pelo quebramento de blocos. No tocante às

fraturas transversais, foi proposto que as mesmas resultariam do impacto direto, frontal, das ondas, nesse trecho do litoral.

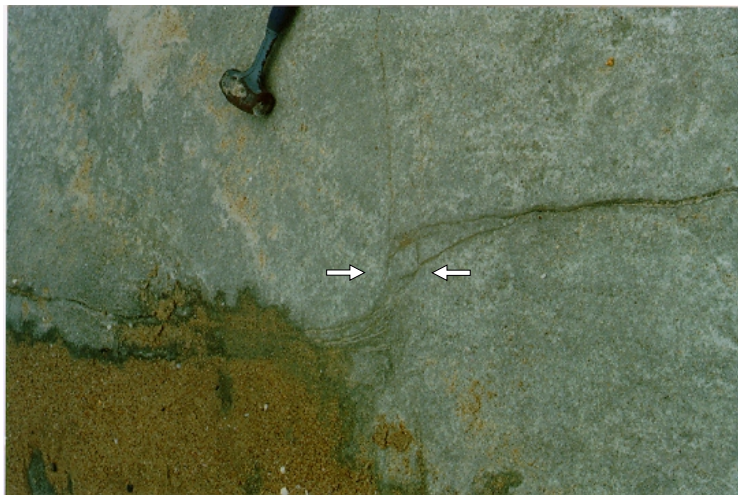
Todavia, a regularidade regional do padrão de fraturamento desfavorece a hipótese da ação das ondas. Através de fotografias aéreas, observa-se que o efeito superficial das ondas gera um arranjo de blocos desordenados. Por outro lado, o modelo de tensões atuais na região (Assumpção 1992), derivado de argumentos sismotectônicos e do balanço de massas na interface crosta continental/crosta oceânica, envolve uma compressão ( $\sigma_1$ ) aproximadamente E-W no litoral leste (fig.2.11), o que explicaria adequadamente o fraturamento observado (fig. 2.15c). À componente superficial (ondas, erosão) ficaria creditado o retrabalhamento dos blocos ou, quando muito, o desenvolvimento do conjunto de juntas longitudinais.

Argumento mais decisivo provém do litoral norte, inclusive pela diferença no padrão estrutural ali observado com relação à região oriental do Estado. Considerada isoladamente, a ação das ondas deveria resultar no mesmo tipo de padrão de fraturas, apenas com orientação diferente. As fraturas longitudinais (no caso, E-W) seriam as melhores candidatas para a explicação via solapamento e basculamentos dos arenitos em direção ao mar. Todavia, a componente de ondas no litoral norte (que resultaria numa compressão principal de NE para SW) não poderia gerar a componente de movimento dextral observado no feixe de fraturamento, cuja direção varia de WNW a ENE. Este argumento, a morfologia da linha de costa, o basculamento dos *beachrocks* e as brechas observadas a oeste de São Bento do Norte (Foto 3.4 - Pranhca 1) são indicativos adicionais que favorecem a interpretação de estruturas tectônicas (neotectônicas), especialmente desenvolvidas naquele setor. O campo de tensões inferido nos estudos de campo também é consistente com aquele proposto por Assumpção (1992). Finalmente, a diferença no estilo estrutural dos *bechrocks*, nos dois trechos distintos da costa, com um componente de movimento paralelo à costa norte, é condizente com a atuação de uma tectônica transformante/transcorrente nesse trecho do litoral durante o Cenozóico (Cremonini e Karner 1995).

# PRANCHA 1



**Foto 3.1** - *Beachrock* leste-oeste da área de São Bento do Norte. Observe as fraturas principais que são paralelos e transversais ao corpo do *beachrock*.



**Foto 3.2** - Sítio de transpressão (  $\Rightarrow\Leftarrow$  ) associado as fraturas de direção NE nos *beachrocks* da área de São Bento do Norte.

## PRANCHA 2



**Foto 3.3** - Fratura no *beachrock* da área de São Bento mostrando sistema de extensão (E) com zona de transferência (T).



**Foto 3.4** - *Beachrock* da área de São Bento brechado.

## 4 - GEOMORFOLOGIA

### 4.1 - Introdução

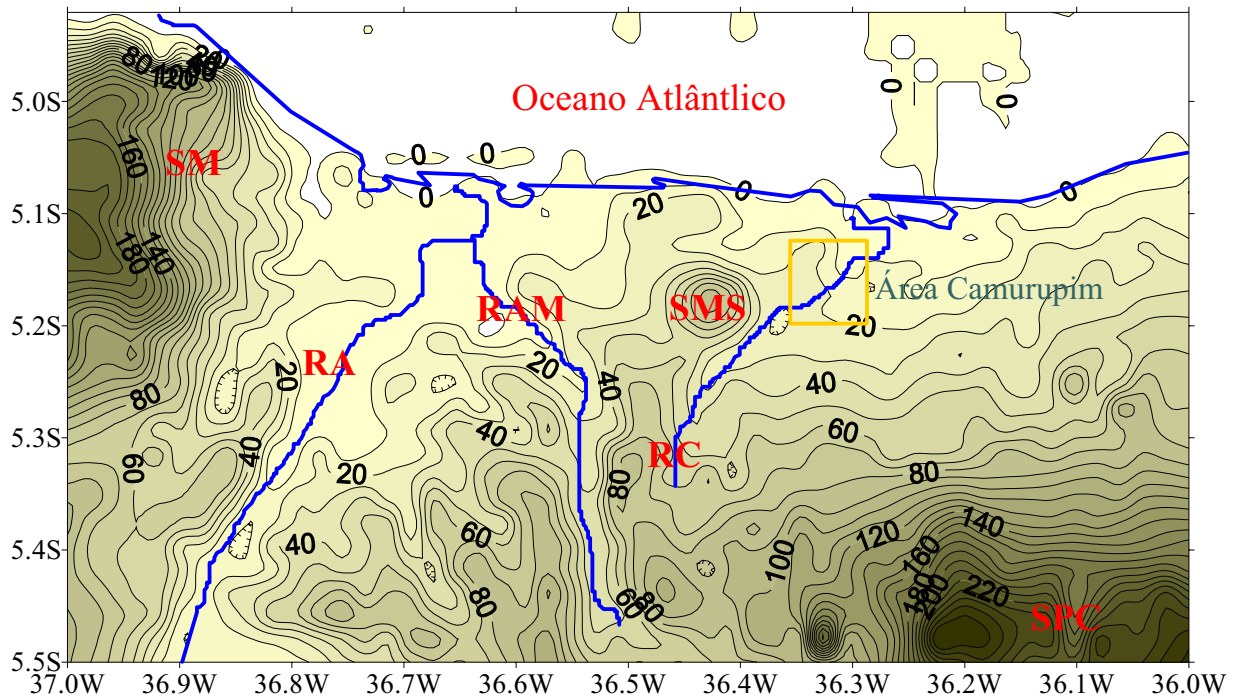
A análise morfológica de terrenos para inferência de estruturas neotectônicas é uma técnica usado por vários autores (e.g., Doornkamp 1986; Summerfield 1991; Vandenberghe 1990). A análise hidrográfica também é uma técnica bastante utilizada no estudo de estruturas recentes (e.g., Ollier 1981; Deffontaines e Chorowicz 1991; Jackson *et al.* 1996).

Neste capítulo, é feito uma análise morfológica e hidrográfica da Área Regional bem como da Área Camurupim com o objetivo de correlacionar as feições dessas áreas com as estruturas da Bacia Potiguar.

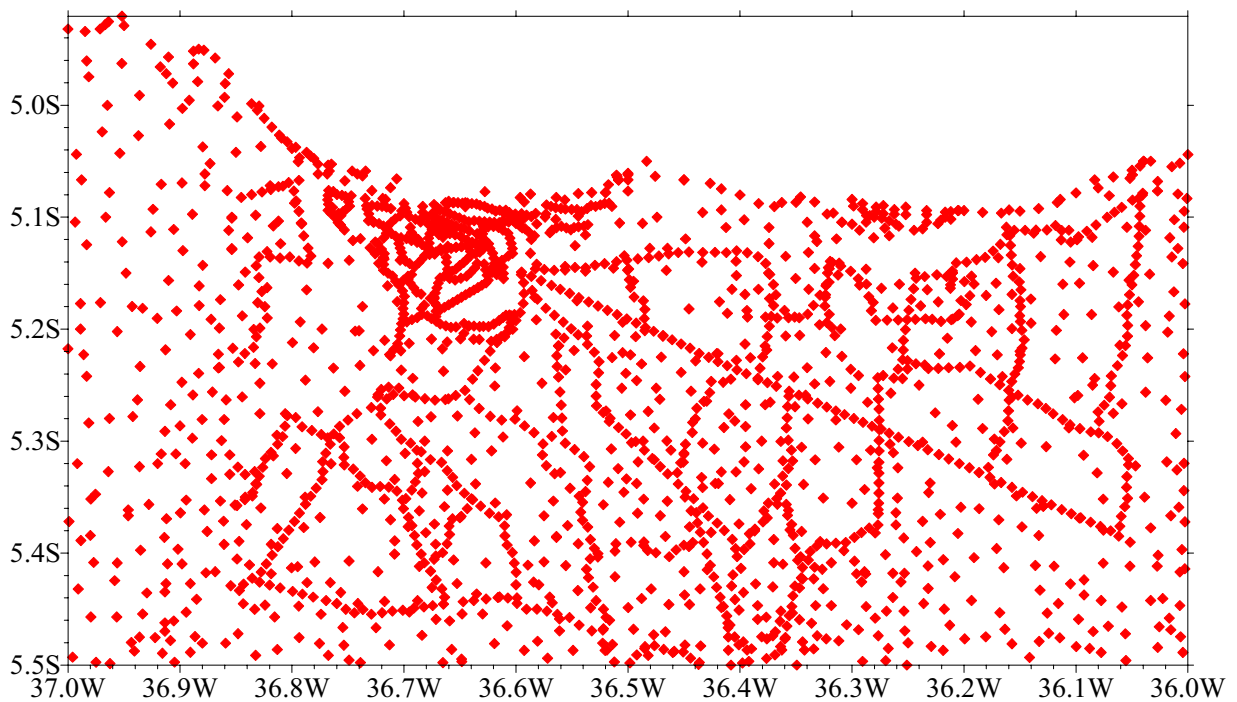
### 4.2 - Análise morfológica regional

Um mapa topográfico da porção centro-norte do Estado do Rio Grande do Norte (fig. 4.1) foi confeccionado a partir da união dos dados altimétricos obtidos em levantamentos gravimétricos e de cotas topográficas obtidas das cartas topográficas SB-24-X-D-III e SB-24-X-D-II de São Bento do Norte e Macau, respectivamente. No total o mapa de estações (fig. 4.2) possui 1997 pontos com cotas topográficas conhecidas.

Juntamente com o mapa topográfico obtido, estão identificados na figura 4.1, os principais elementos morfológicos e hidrográficos da área. Podemos observar que o relevo desta porção do estado apresenta-se como uma área relativamente monótona com picos máximos atingindo 200 m na porção NW (Serra do Mel - SM) e 250 m na porção SE (Serra Preta/Cacerengue - SPC). O litoral possui uma direção aproximadamente E-W na porção central do mapa, infletindo suavemente para NE e para NW nos cantos superiores direito e esquerdo, respectivamente. Um importante vale com direção aproximada SSW-NNE pode ser observado na porção centro-oeste do mapa. Este vale corresponde ao Rio Açu (RA). Outras drenagens importantes também podem ser observadas, tais como Rio Amargoso (RAM) e Rio Camurupim (RC).



**Figura 4.1** - Mapa topográfico da porção centro-norte do Rio Grande do Norte. Intervalo de contorno: 10 m. RA: Rio Açu, RC: Rio Camurupim, RAM: Rio Amargoso, SPC: Serra Preta/Cacerengue, SM: Serra do Mel, SMS: Serra do Mangue Seco.



**Figura 4.2** - Pontos com cotas topográficas conhecidas na porção centro-norte do Rio Grande do Norte.

### 4.2.1 - Separação regional $x$ residual

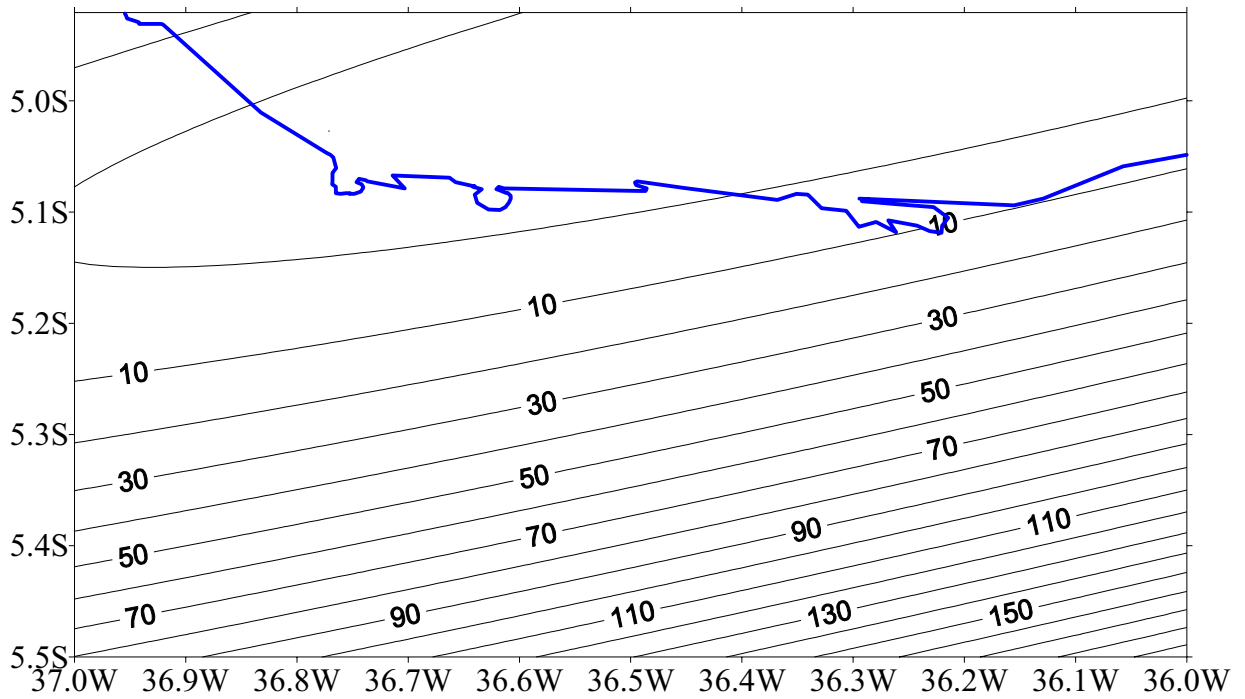
Em analogia com os métodos de separação regional  $x$  residual utilizados em métodos potenciais, decidimos fazer a separação “regional  $x$  residual” do mapa da figura 4.1. A metodologia utilizada neste tratamento foi a mesma que Beltrão *et al.* (1991) propuseram, utilizando um ajuste polinomial robusto, para separar os campos gravimétricos regional e residual a partir do campo gravimétrico total.

Este tratamento de separar a topografia em componentes tem como objetivo identificar anomalias topográficas em escalas diferentes. É possível que uma ou ambas as componentes possam estar mais claramente associadas com estruturas recentes. Até onde sabemos, o emprego de técnicas de separação regional  $x$  residual não é corrente em análises morfológicas.

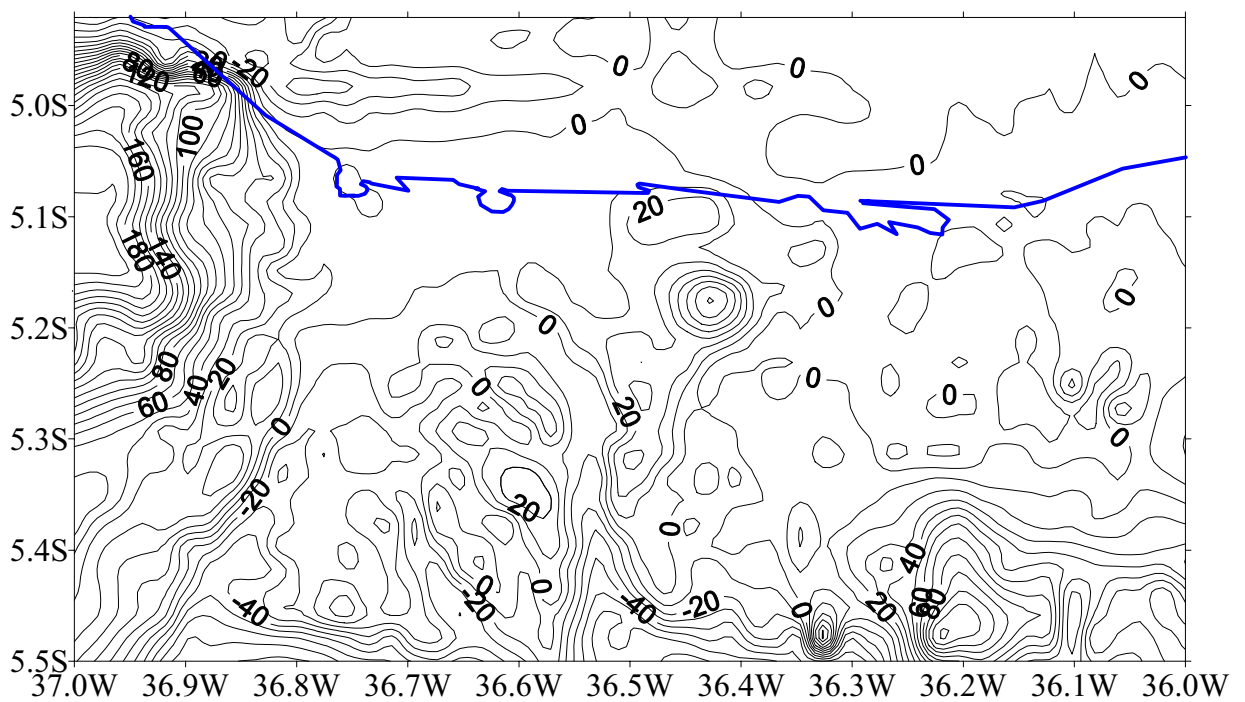
A escolha do grau do polinômio para o mapa regional foi estabelecida a partir de critérios associados à reprodução dos elementos regionais do mapa topográfico (fig. 4.1). Especificamente, estabelecemos que o mapa regional deveria incorporar feições associadas às Serras do Mel (SM) e Preta/Cacerengue (SPC), bem como ao Vale do Rio Açu (RC). O mapa topográfico residual é simplesmente obtido pela diferença entre o mapa topográfico e o mapa regional. Para o mapa residual, a reprodução dos elementos topográficos de pequena amplitude é esperada, a exemplo dos vales de direção noroeste.

A partir dos dados altimétricos (fig.4.2), foram gerados 3 mapas topográficos regionais utilizando os polinômios de graus 2, 4 e 6. Estes mapas podem ser visualizados nas figuras 4.3, 4.5 e 4.7, respectivamente. Os mapas topográficos residuais estão representados nas figuras 4.4, 4.6 e 4.8, respectivamente.

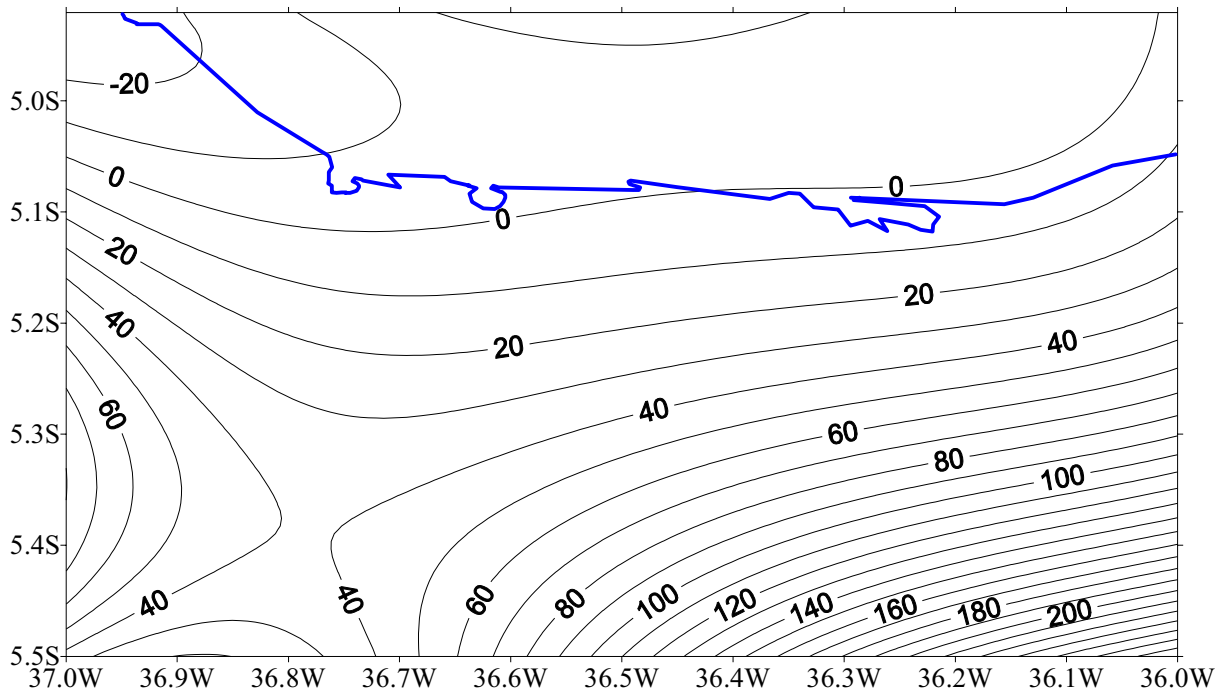
O mapa topográfico regional representado pelo polinômio de grau 6 (fig. 4.7) foi o que melhor incorporou os efeitos topográfico regionais acima especificados. Neste mapa, observamos que as curvas topográficas acima de 60 m estão reunidas nos dois blocos que compõem as duas serras (SM e SPC). Além disso, as curvas que estão abaixo de 60 m reproduzem muito bem o vale do Rio Açu, a planície de maré na região da cidade de Macau, além da linha de costa (0 metros). Notem que os mapas topográficos regionais representados pelos polinômios de graus 2 e 4 (figs. 4.3 e 4.5. respectivamente) não reproduzem com clareza estes elementos.



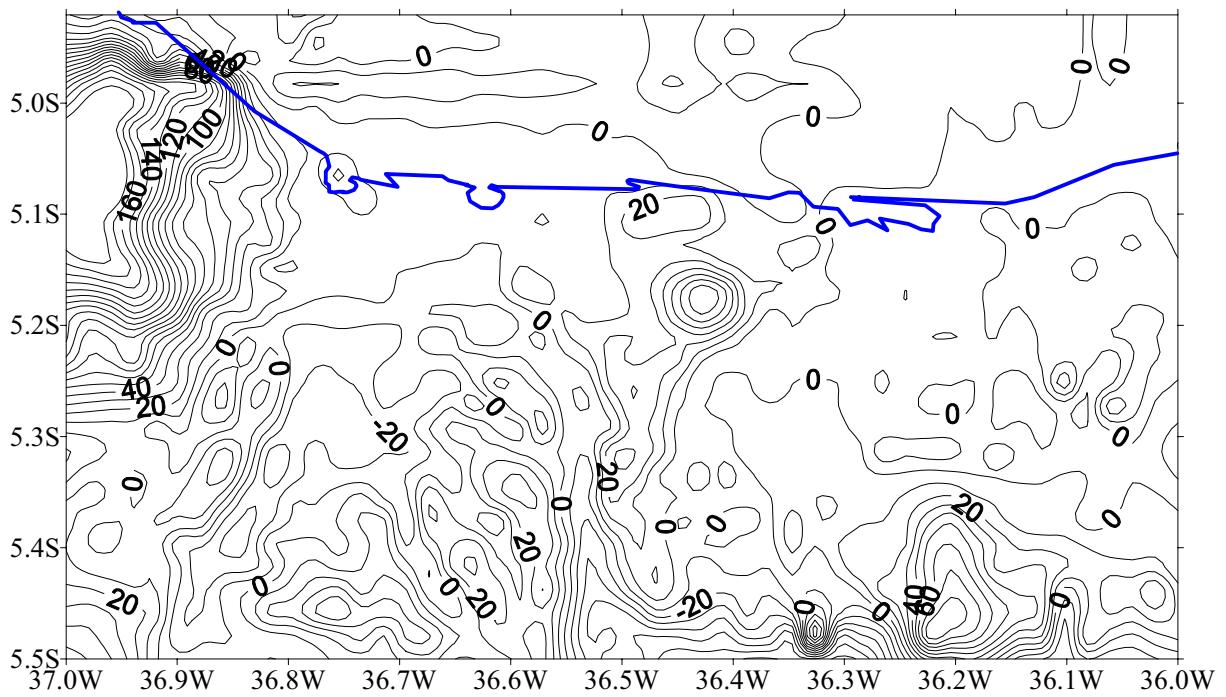
**Figura 4.3** - Regional de grau 2 para o mapa da figura 4.1 Intervalo de contorno: 10 m. Em azul o litoral.



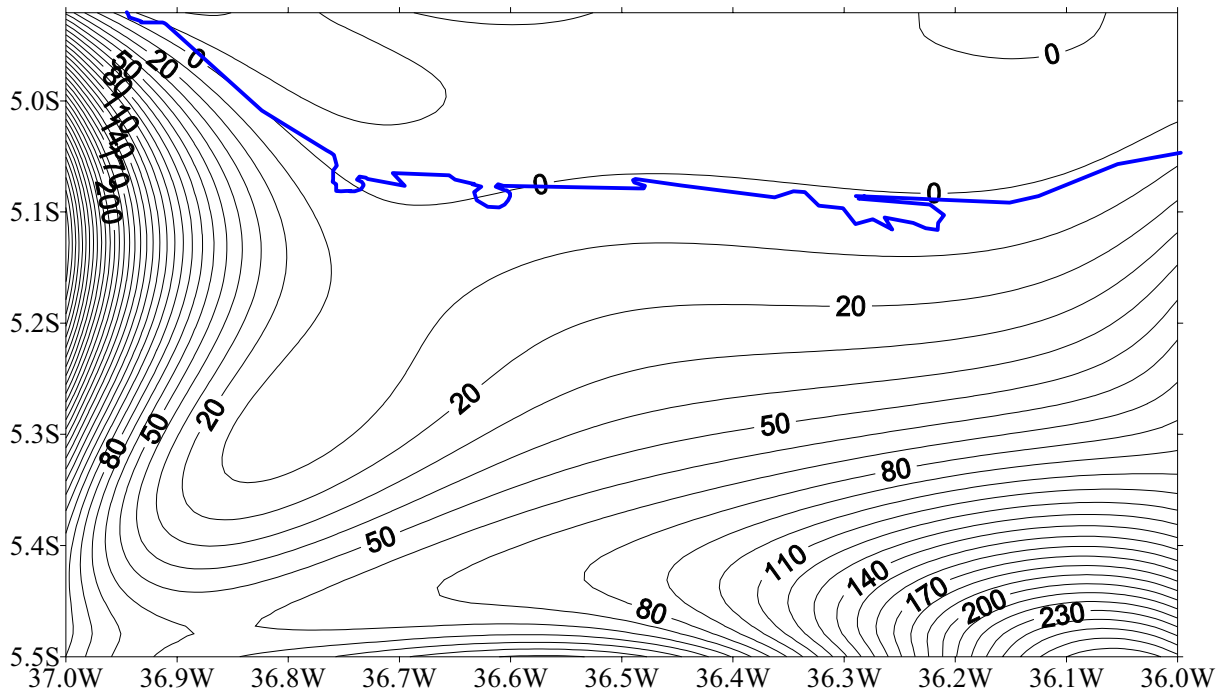
**Figura 4.4** - Residual de grau 2 para o mapa da figura 4.1. Intervalo de contorno: 10 m. Em azul o litoral.



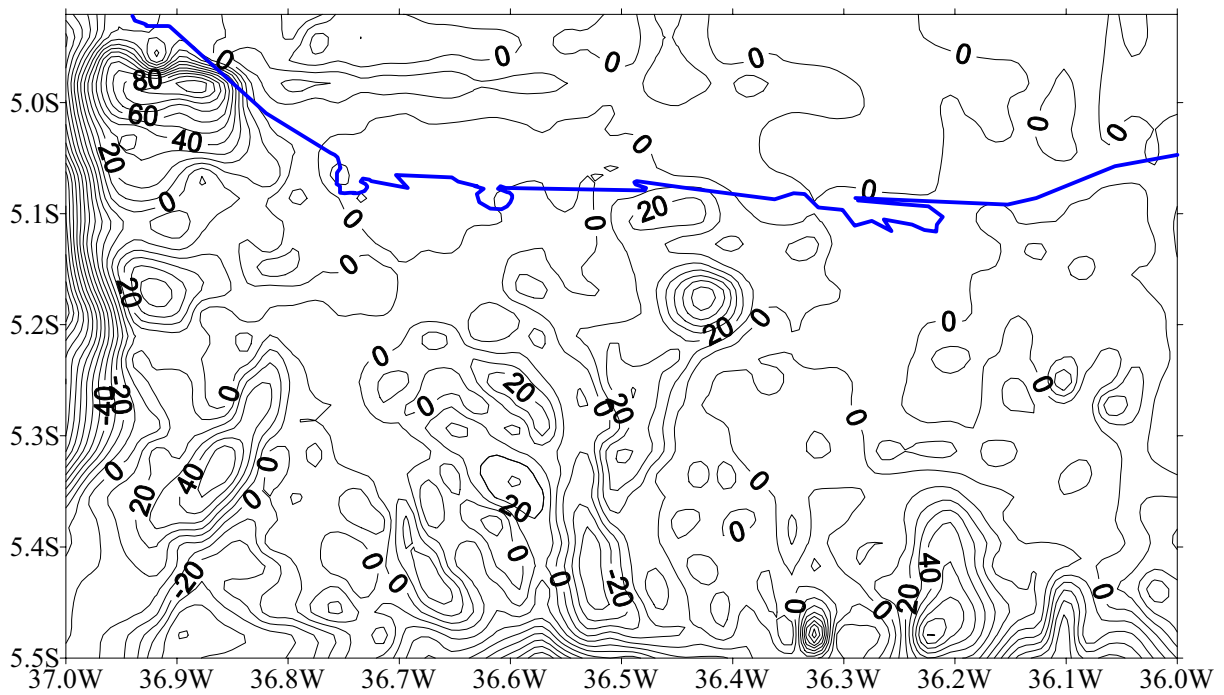
**Figura 4.5** - Regional de grau 4 para o mapa da figura 4.1. Intervalo de contorno: 10 m. Em azul o litoral.



**Figura 4.6** - Residual de grau 4 para o mapa da figura 4.1. Intervalo de contorno: 10 m. Em azul o litoral.



**Figura 4.7** - Regional de grau 6 para o mapa da figura 4.1. Intervalo de contorno : 10 m. Em azul o litoral.



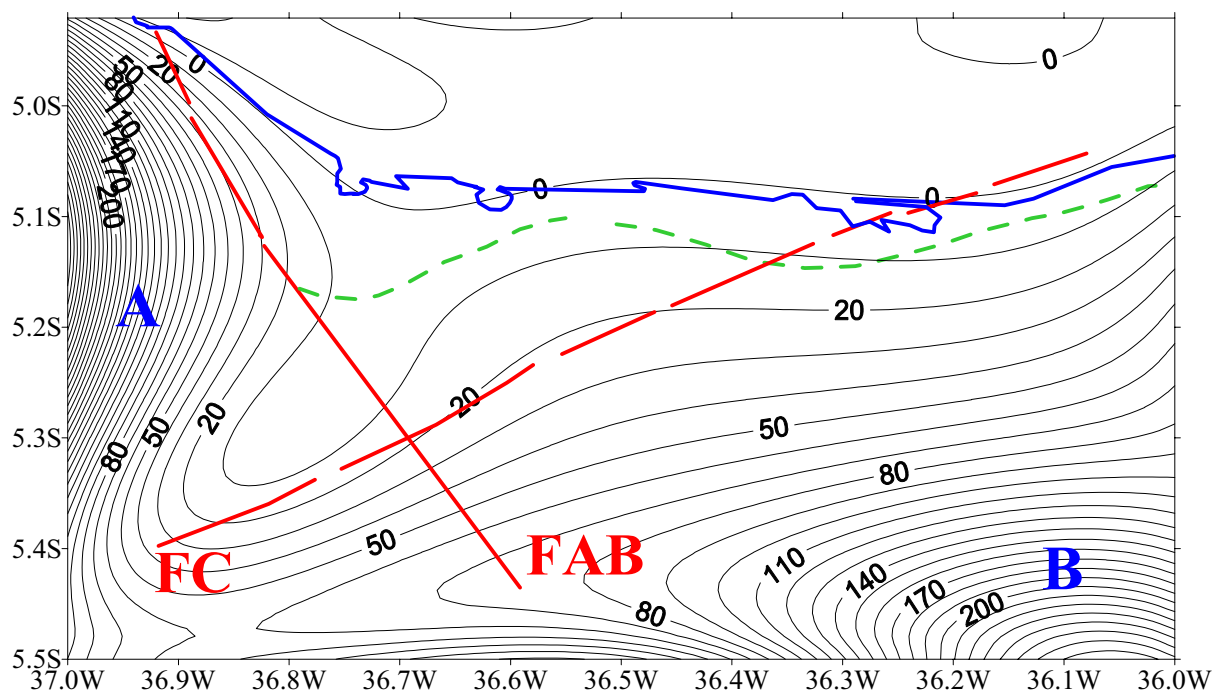
**Figura 4.8** - Residual de grau 6 para o mapa da figura 4.1. Intervalo de contorno: 10 m. Em azul o litoral.

O mapa residual associado ao regional do polinômio de grau 6 (fig. 4.8) foi o que melhor representou os elementos topográficos de pequena amplitude. Neste mapa, os vales de direção SE-NW, na porção centro-oeste do mapa (fig. 4.8), são bem realçados, bem como o efeito residual das serras.

#### 4.2.2 - Interpretação das componentes regional e residual

Correlações dos elementos observados nos mapas topográficos regional e residual escolhidos (grau 6) com feições regionais e/ou locais, associadas à evolução tectônica da região, podem ser feitas.

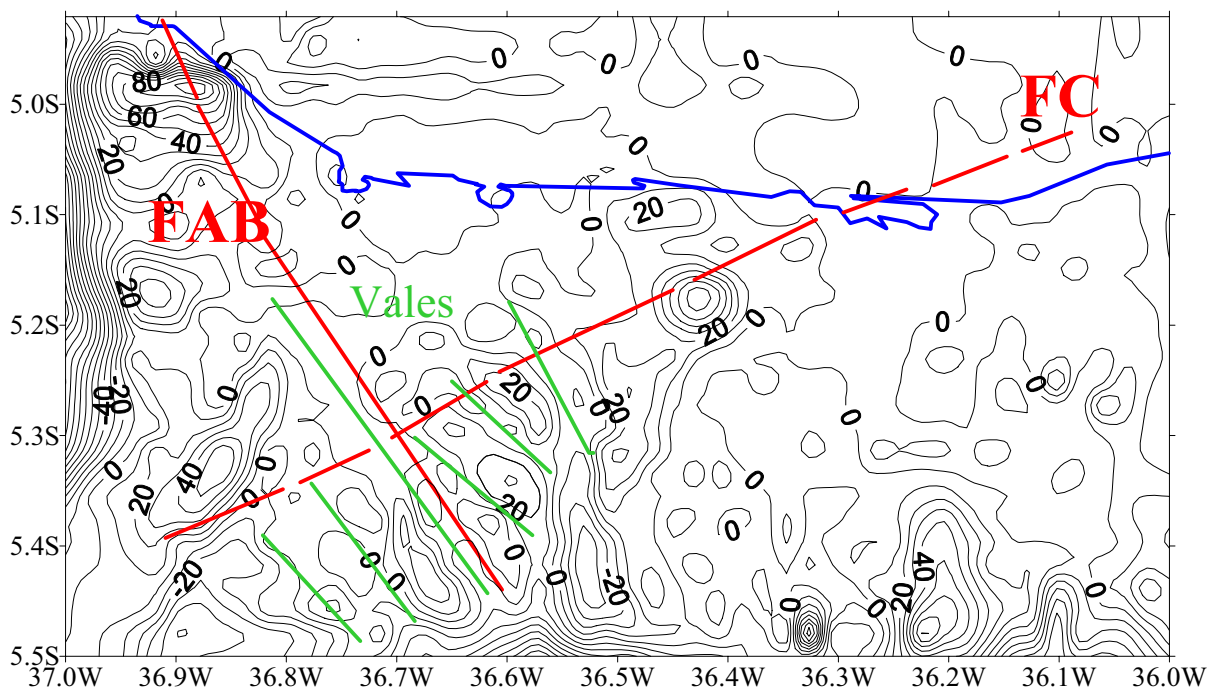
Em relação ao mapa topográfico regional, podemos associá-lo muito bem com o par conjugado definido pelas falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra (fig. 4.9). Ou seja, a topografia regional parece estar basicamente controlada por estas falhas. Um outro aspecto que reforça esta afirmativa é o fato que as curvas topográficas, ao invés de se ajustarem paralelamente à linha da costa (como era de se esperar), tomam uma direção SW-NE paralela a Falha de Carnaubais.



**Figura 4.9** - Topografia regional com superposição das Falhas de Carnaubais (FC) e Afonso Bezerra (FAB). Intervalo de contorno: 10 m. Em azul, o litoral e em verde, paleolinha da costa de ~ 5000 anos atrás (Fonseca 1996). A e B: blocos topográficos.

Um outro fato interessante é a correlação aproximada das curvas topográficas entre 5 e 10 m, no mapa topográfico regional, com a possível paleolinha de costa proposta por Fonseca (1996) (fig.3.2 e fig. 4.9). Além destas correlações, podemos citar ainda o trabalho de Bezerra *et al.* (1998) que, através de datações por  $^{14}\text{C}$  em conchas de *beachrocks* da região de São Bento do Norte, propõem que a porção a leste da Falha Carnaubais esteve submetida a um processo de soerguimento nos últimos 4.000 anos. Este fato está condizente com o mapa topográfico regional (fig. 4.9) que demonstra existir dois grandes blocos topográficos positivos: um na porção oeste do mapa (A) e outro a sudeste da Falha de Carnaubais (B).

Em relação ao mapa residual (fig. 4.10), propomos que os vales de direções NW-SE, localizados na porção centro-oeste, estejam relacionados com a direção da Falha de Afonso Bezerra. Observe como estes vales possuem um trecho encaixado e outro suave. Aproximadamente na região onde os vales encaixados terminam é onde se projeta, em superfície, a Falha de Carnaubais. Isto sugere que a porção NNW da Falha de Carnaubais sofreu um rebaixamento em relação a porção SSE e que sua última reativação é mais recente que a da falha de Afonso Bezerra, o que é consistente com as conclusões de Bezerra *et al.* (1998).



**Figura 4.10** - Topografia residual com superposição das Falhas de Carnaubais (FC) e Afonso Bezerra (FAB). Intervalo de contorno: 10 m. Litoral em azul e vales em verde.

### **4.3 - Análise morfológica da Área Camurupim**

Um estudo morfológico de detalhe foi executado na Área Camurupim usando-se, basicamente, o mapa hidrográfico com os divisores de águas dos principais rios da região e um perfil topográfico de direção SE-NNW por nós levantado.

Para execução do perfil topográfico, utilizamos seis altímetros, sendo três analógicos e três digitais. Por não haver uma referência de nível dentro da área, os altímetros foram calibrados para uma altura arbitrária de 50 m, numa estação base. As medidas de altitude e temperatura (seca e úmida) foram tomadas de 200 em 200 metros enquanto, na base, foi feito o registro da variação temporal de altitude. Ao final, os dados foram tratados para a confecção do perfil topográfico mostrado na figura 4.11a. Foram efetuadas as correções barométricas devido à altitude e variação temporal (temperatura).

O mapa hidrográfico da área (fig. 4.12) mostra que o principal divisor de águas está localizado a norte do Rio Camurupim. Este divisor possui uma direção SW-NE, paralelo ao rio, e separa a área em basicamente duas bacias: noroeste e sudeste. O Rio Camurupim segue aproximadamente paralelo a este divisor. A partir do perfil topográfico de detalhe (fig. 4.11a), é possível observar também que a topografia das porções NW e SE da área é composta por duas grandes rampas com caimentos suaves para noroeste (fig. 4.11b). O limite entre estas rampas é o Rio Camurupim. De acordo com este perfil, podemos ainda sugerir que há um abaixamento de blocos nas suas extremidades noroeste. Esta conclusão reforça a nossa interpretação com relação à morfologia regional, que sugere um rebaixamento para as regiões posicionadas à oeste-noroeste da Falha de Carnaubais (fig. 4.9).

### **4.4 - Análise hidrográfica da Área Camurupim**

O estudo hidrográfico da Área Camurupim foi executado a partir de fotografias aéreas de escala 1:70000. Foi gerado um mapa hidrográfico para a área (fig. 4.12) e os segmentos de drenagens foram contados, bem como suas direções medidas, para posterior tratamento estatístico.

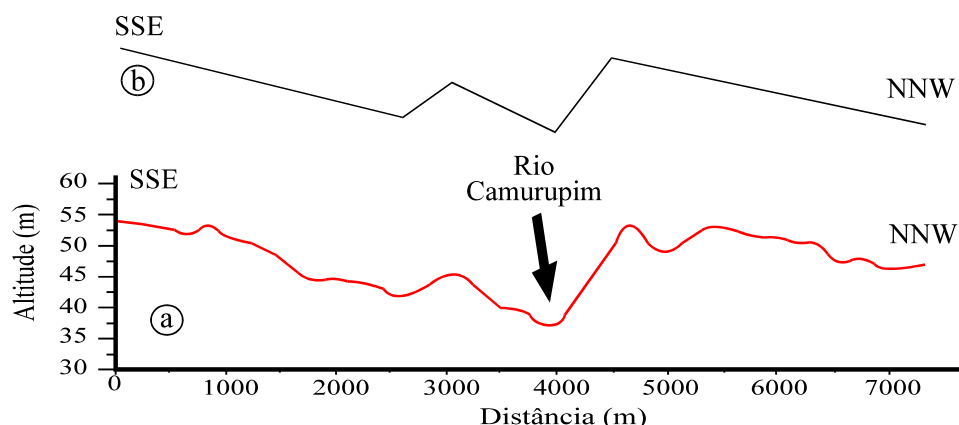
A análise hidrográfica da área foi feita a partir das anomalias de drenagem observadas, que podem ser visualizadas no mapa hidrográfico (fig. 4.11). Podemos observar que as anomalias de drenagens ocorrem principalmente no Rio Camurupim e são caracterizadas por inflexões bruscas, ora para noroeste, ora para nordeste, no leito do rio.

Além dessa análise, fizemos um tratamento estatístico para saber as principais direções dos segmentos dos cursos fluviais (fig. 4.13). Para realizar este tratamento, foram utilizados 102 segmentos de drenagens. Os resultados evidenciam a existência de três direções principais, a saber: ENE, NW e NNE. Duas delas são dominantes e possuem direção ENE e NW, paralelas à Falha de Carnaubais e às falhas de transferência da Bacia Potiguar (Matos 1992). Uma direção NNE de drenagem também é notada.

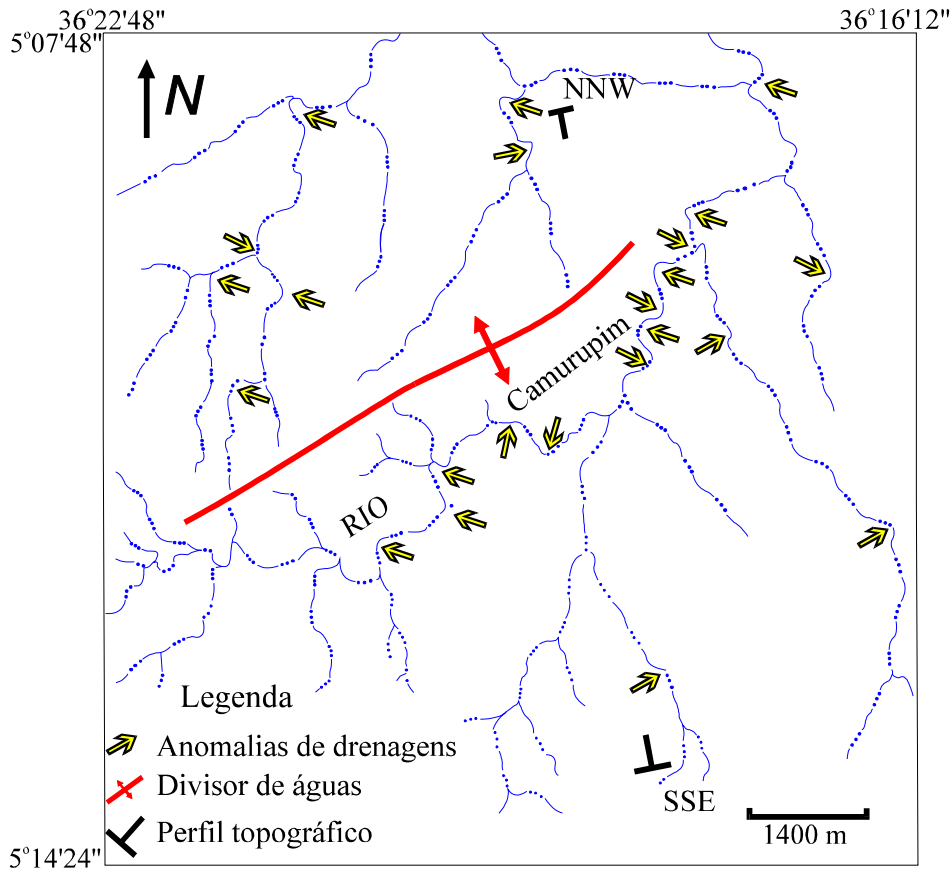
As direções ENE podem se atribuídas à falhas e fraturas correlatas à Falha de Carnaubais que permitem o aprisionamento dos cursos fluviais. Um fato que confirma esta afirmação é a brusca mudança de direção tomada por estes cursos.

A direção NW pode ser atribuída às falhas de transferência desta porção da Bacia Potiguar, bem como ao caimento suave dos blocos para a direção NW.

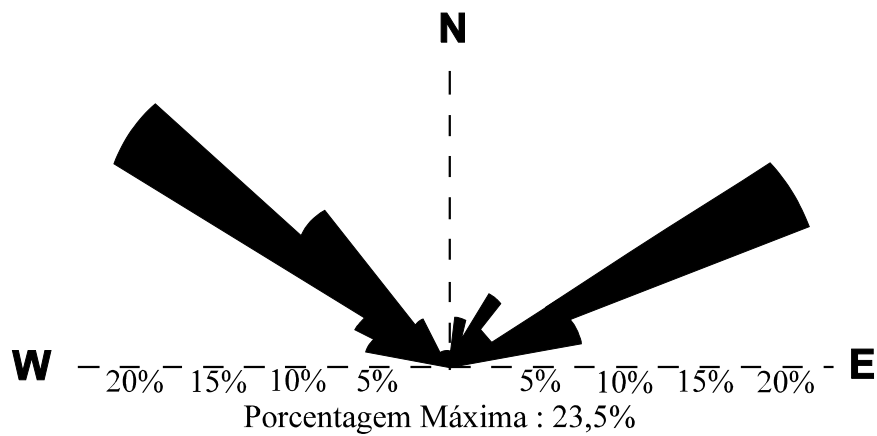
Mais uma vez, a interpretação morfológica de detalhe está de acordo com a interpretação obtida da área regional; ou seja, a Falha de Carnaubais é o principal gerenciador morfotectônico desta porção da Bacia Potiguar.



**Figura 4.11** - a) Perfil topográfico SSE-NNW da área estudada; b) Perfil topográfico esquemático mostrado os blocos a norte e a sul do Rio Camurupim com caimento suave para NNW.



**Figura 4.12** - Hidrografia da Área Camurupim, com as principais anomalias de drenagens e divisor de água.



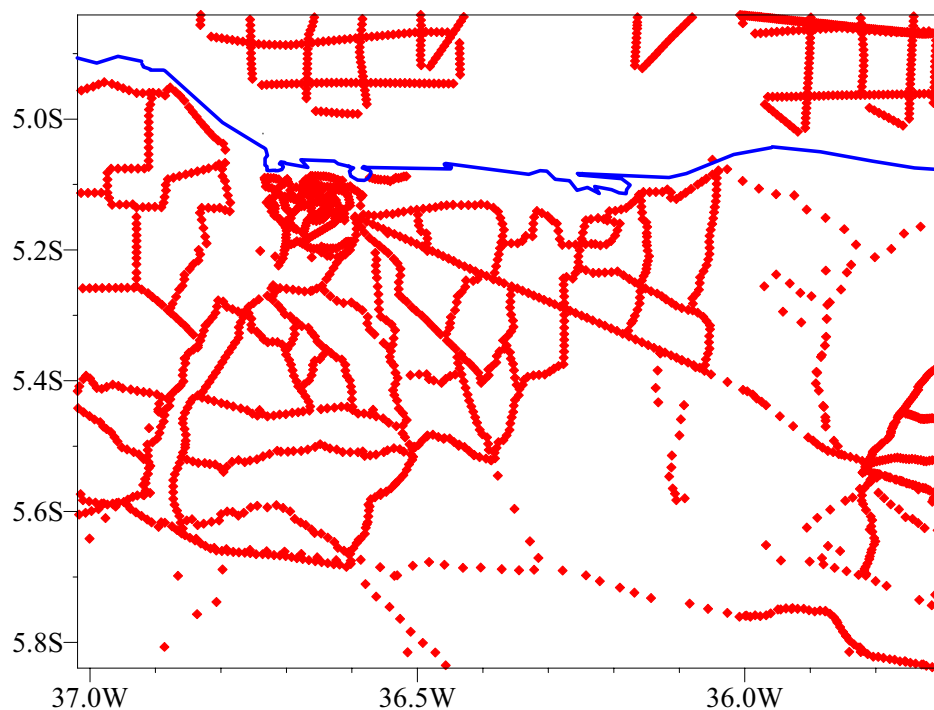
**Figura 4.13** - Diagrama de roseta de 102 segmentos de drenagens da Área Camurupim.

## 5 - GEOFÍSICA REGIONAL E DE SEMI-DETALHE

### 5.1 - Gravimetria

Este capítulo aborda o tratamento e a análise geofísica regional (gravimetria) que serve para estimar a localização da Falha de Carnaubais. O método gravimétrico baseia-se basicamente na existência de contraste lateral de densidade. Desta forma, o limite entre o *Graben* de Guamaré e a Plataforma de Touros, pode ser visualizado.

As estações gravimétricas da área (fig. 5.1) estão limitadas pelas coordenadas  $4^{\circ}50'26''S$  e  $5^{\circ}50'22''S$  e  $35^{\circ}42'00''W$  e  $37^{\circ}11'20''W$ . Estas estações foram obtidas em levantamentos independentes e executados pela PETROBRAS, DFTE-UFRN, UFPA, USP, UFOP, UFPE, ON, CNEN IBGE, OSU e NOAA, estes dois últimos sendo os dados marinhos.

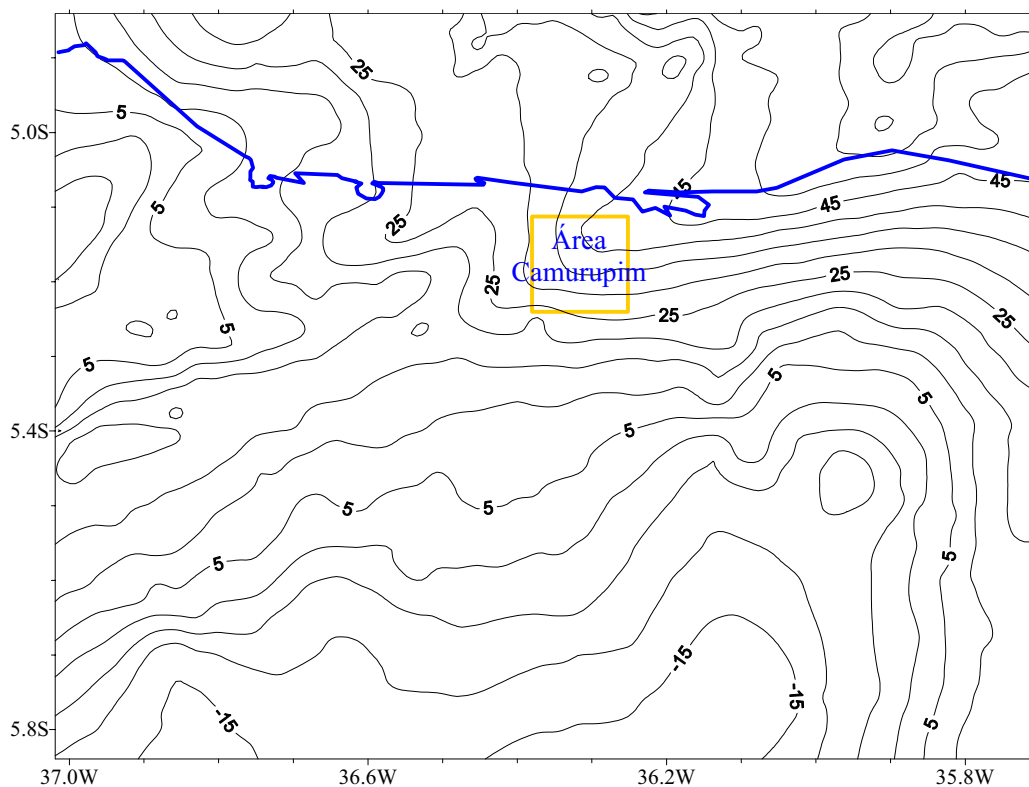


**Figura 5.1** - Estações gravimétricas na porção centro-norte do Rio Grande do Norte. Em azul, a linha de costa.

#### 5.1.1 - Mapa de anomalias Bouguer

O mapa de anomalias Bouguer (fig. 5.2) mostra-se fortemente influenciado pela transição crosta oceânica-crosta continental, bem como afinamento crustal sob o *graben*

central da Bacia Potiguar e, desta forma, não realça os contrastes esperados para o *Graben* de Guimarães. A influência da transição das duas crostas é responsável pelo aumento sistemático das isogálicas em direção ao mar. Por outro lado, o efeito do *Graben* Central da Bacia Potiguar pode ser visualizado na porção centro-oeste do mapa, onde as isogálicas tomam uma direção SW-NE. Na figura 5.2 podemos observar ainda o Alto de Macau, localizado à direita da Área Camurupim, que promove alguma influência no campo total. Observe que as isogálicas de 20 mGal e 25 mGal, que possuem uma direção aproximadamente E-W no lado leste do mapa, tomam uma direção N-S, na porção centro-norte, devido possivelmente ao efeito deste alto. Como o limite entre o *Graben* de Guimarães e a Plataforma de Touros (Falha de Carnaubais) não está muito nítido, bem como o Alto de Macau, promovemos a seguir uma separação regional  $\times$  residual para realçar estes elementos.



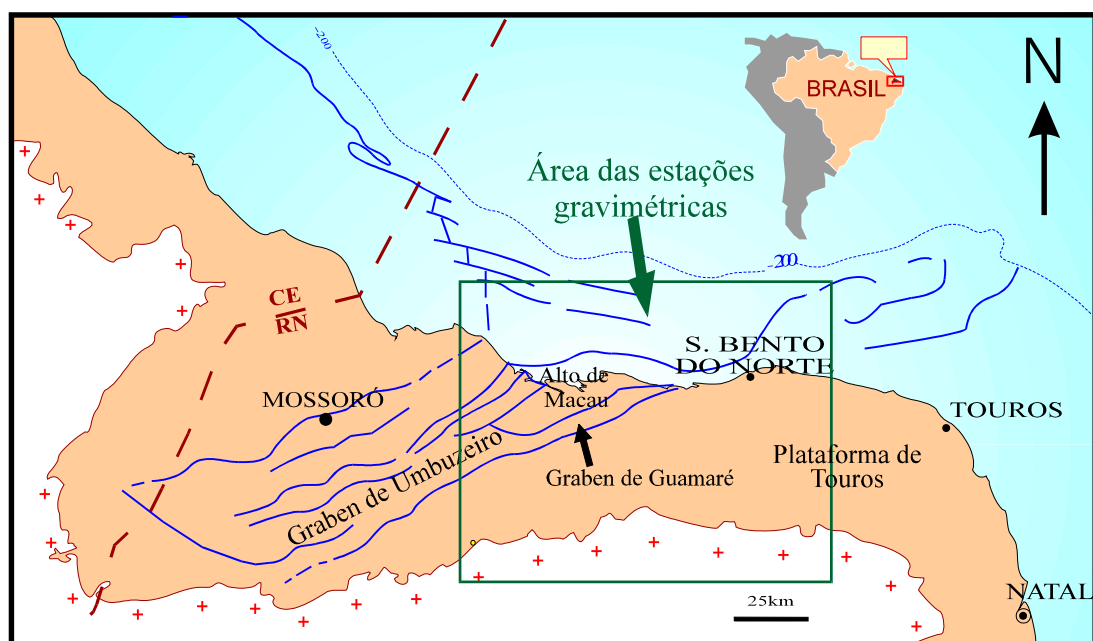
**Figura 5.2** - Mapa Bouguer da porção centro-norte do Rio Grande do Norte. Isogálicas em mGal. Litoral em azul.

### 5.1.2- Separação regional $\times$ residual

A partir do mapa de anomalias Bouguer, promoveu-se uma separação regional  $\times$  residual, utilizando-se a metodologia desenvolvida por Beltrão *et al.* (1991), de modo a

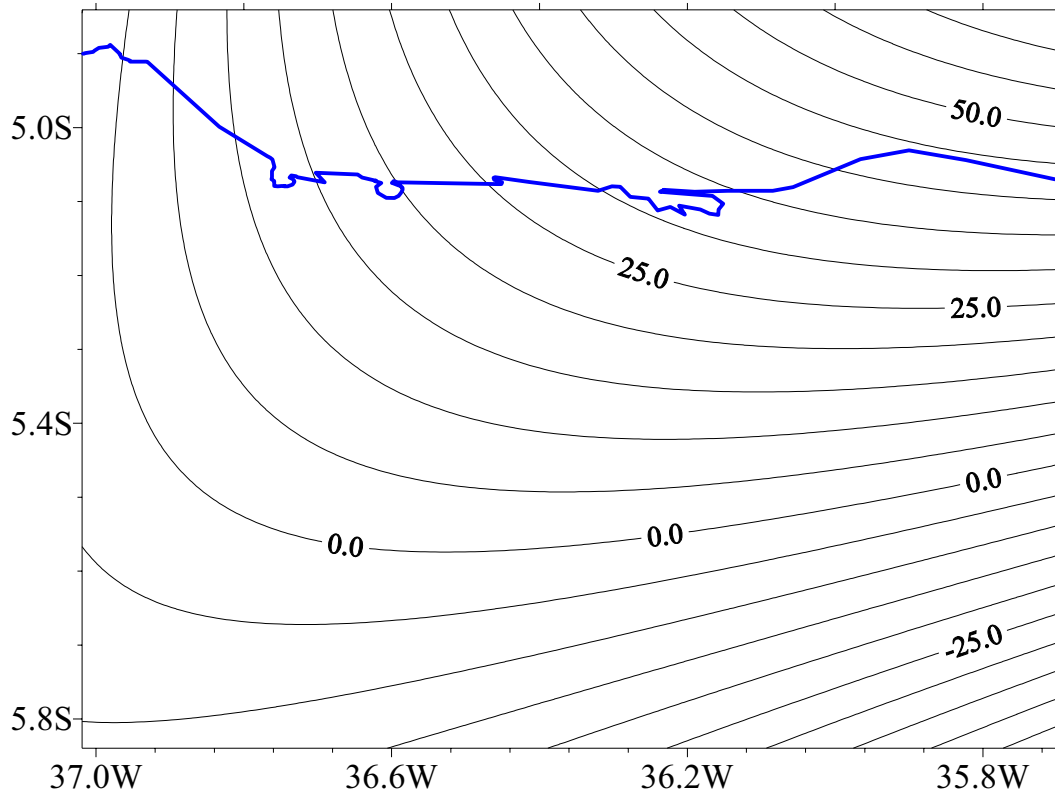
reconhecer a estruturação principal da área de interesse, dentro do contexto da Bacia Potiguar. Foram gerados três mapas gravimétricos regionais (com seus mapas residuais associados), utilizando graus de polinômios diferentes.

A escolha do grau de polinômio foi estabelecida a partir do conhecimento tectônico da Bacia Potiguar (fig.5.3). Os critérios utilizados para a escolha do grau foram a reprodução, no mapa gravimétrico regional, do alinhamento associado a transição da crosta, do Alto de Macau e da influência regional do afinamento crustal associado ao *Graben* Central da Bacia Potiguar.

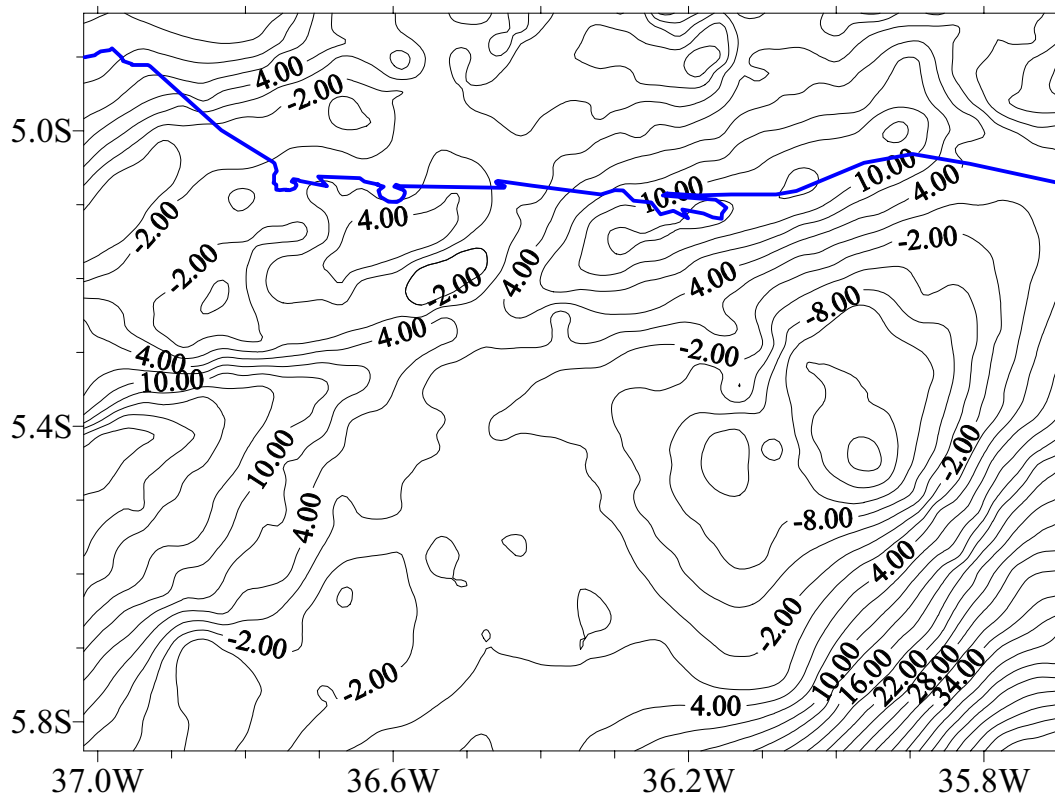


**Figura 5.3** - Mapa estrutural da Bacia Potiguar (Matos 1992).

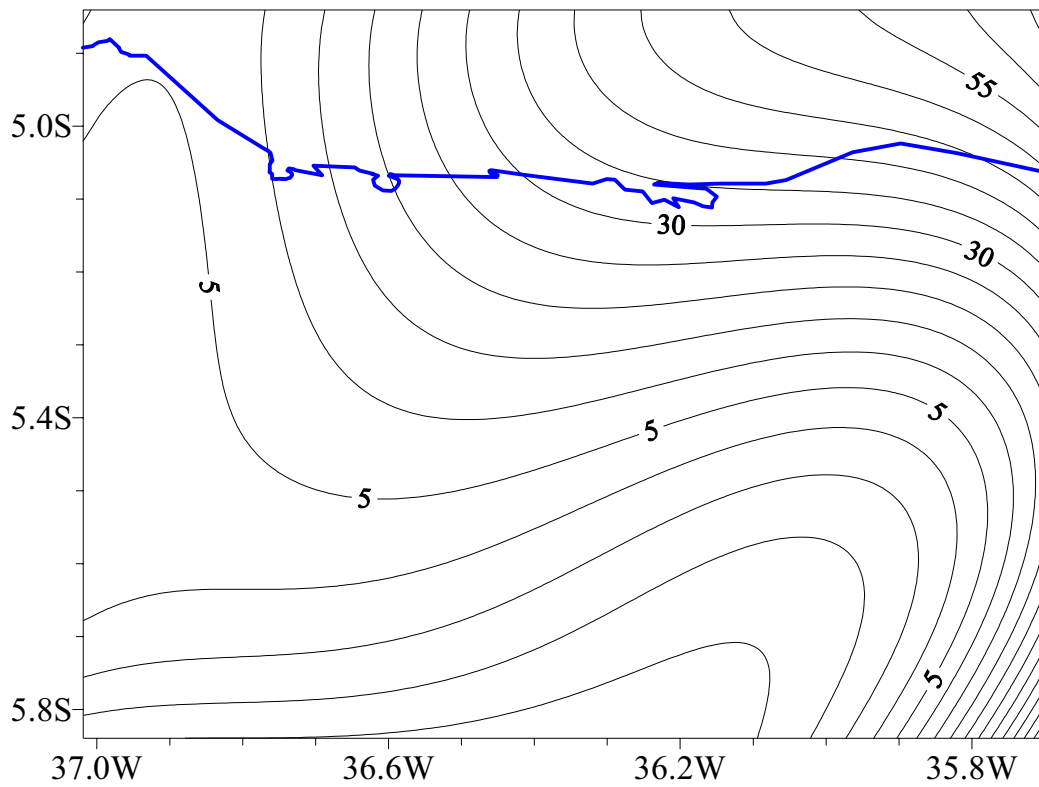
Os mapas gravimétricos regionais representados pelos polinômios de graus 2, 4 e 8 estão mostrados nas figuras 5.4, 5.6 e 5.8, respectivamente. Os mapas gravimétricos residuais associados estão mostrados nas figuras 5.5, 5.7 e 5.9, respectivamente. O mapa gravimétrico regional que melhor representou a transição da crosta continental para a crosta oceânica e, ainda, o efeito regional do afinamento crustal associado ao *graben* central e do Alto de Macau da bacia foi o de polinômio de grau 8 (fig. 5.8). Observe que o mapa residual associado ao regional de grau 8 (fig. 5.9) também representou muito bem a descontinuidade esperada e proporcionou uma excelente definição do *Graben* de Guimarães na área.



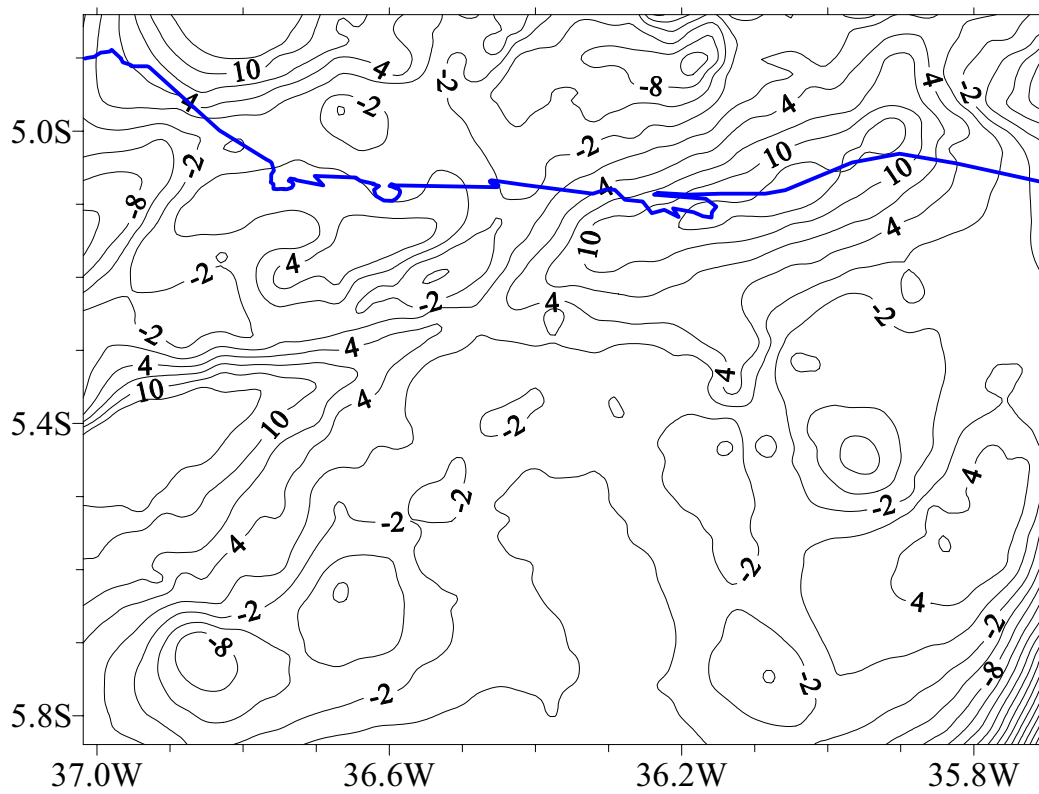
**Figura 5.4** - Regional de grau 2 para o mapa da figura 5.2. Intervalo de contorno: 5 mGal. Litoral em azul.



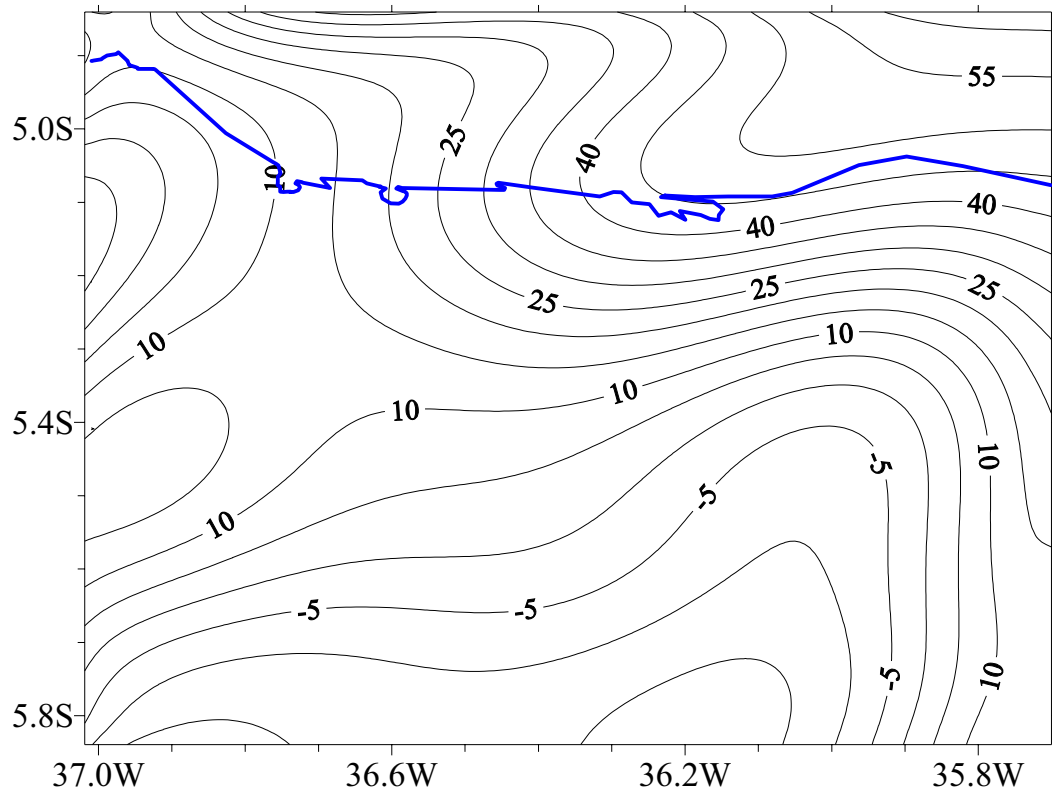
**Figura 5.5** - Residual associado ao regional de grau 2 para a figura 5.2. Intervalo de contorno: 3 mGal. Litoral em azul.



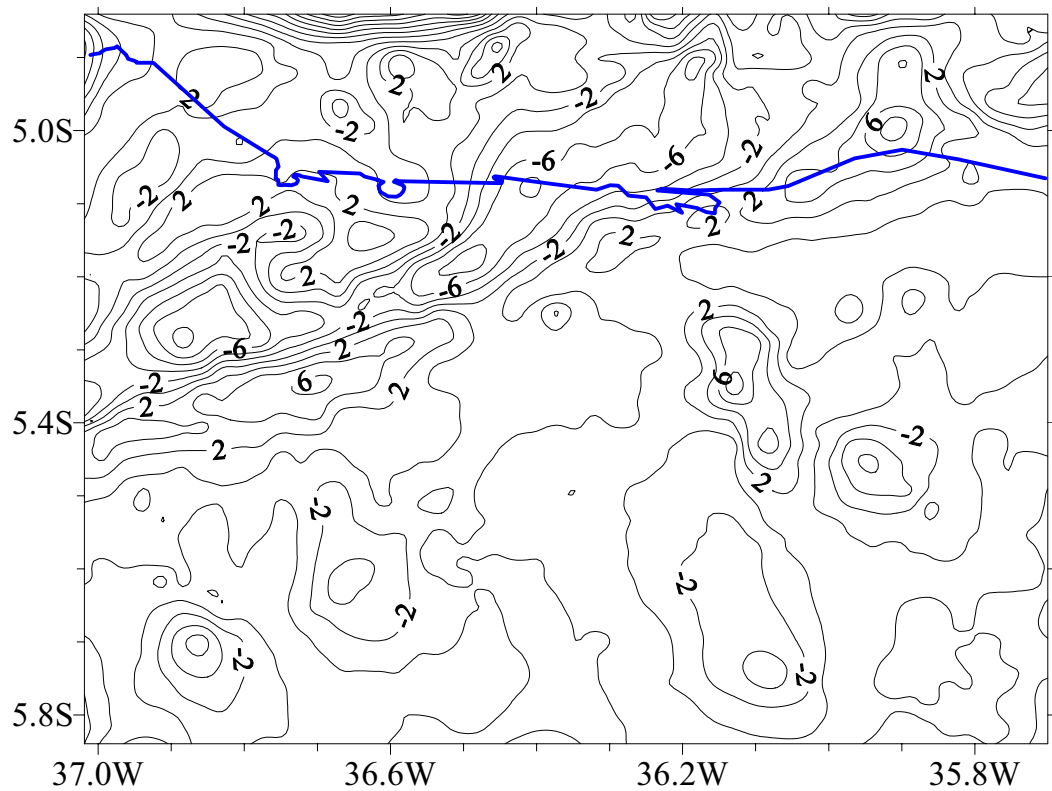
**Figura 5.6** - Regional de grau 4 para o mapa da figura 5.2. Intervalo de contorno: 5 mGal. Litoral em Azul.



**Figura 5.7** - Residual associado ao regional de grau 4 para a figura 5.2. Intervalo de contorno: 3 mGal. Litoral em Azul.



**Figura 5.8** - Regional de grau 8 para o mapa da figura 5.2. Intervalo de contorno: 5 mGal. Litoral em azul.



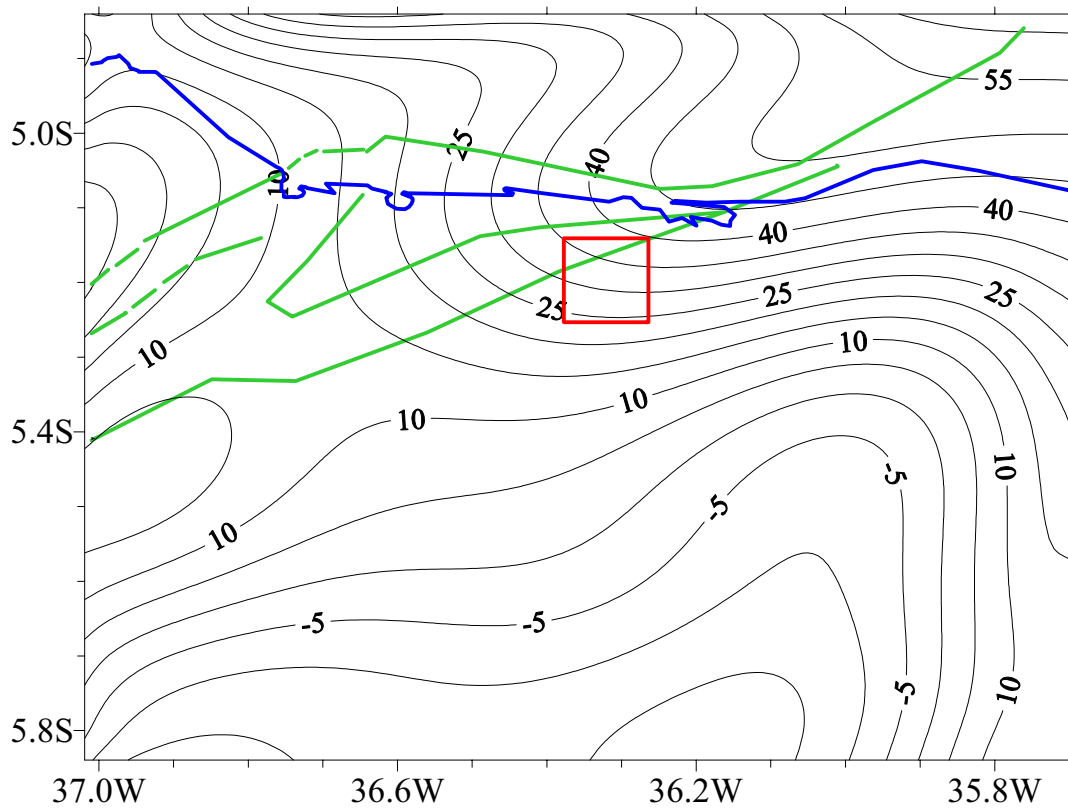
**Figura 5.9** - Residual associado ao regional de grau 8 para a figura 5.2. Intervalo de contorno: 2 mGal. Litoral em azul.

No mapa gravimétrico regional representado pelo polinômio de grau 8 (fig. 5.8), observamos que a inflexão das isogálicas para nordeste, na porção centro-oeste do mapa, marca consideravelmente bem o eixo principal do *graben* da Bacia Potiguar. Podemos observar também que as isogálicas aumentam gradativamente em direção norte, o que pode ser atribuído ao reflexo da transição da crosta continental para crosta oceânica. Para o residual associado ao regional de grau 8, o *Graben* de Guamaré está perfeitamente marcado pela “calha” de direção NE-SW na porção centro-noroeste do mapa. Observamos também que o Alto de Macau está representado pelas isogálicas de 0, 2 e 4 mGal logo acima do *Graben* de Guamaré.

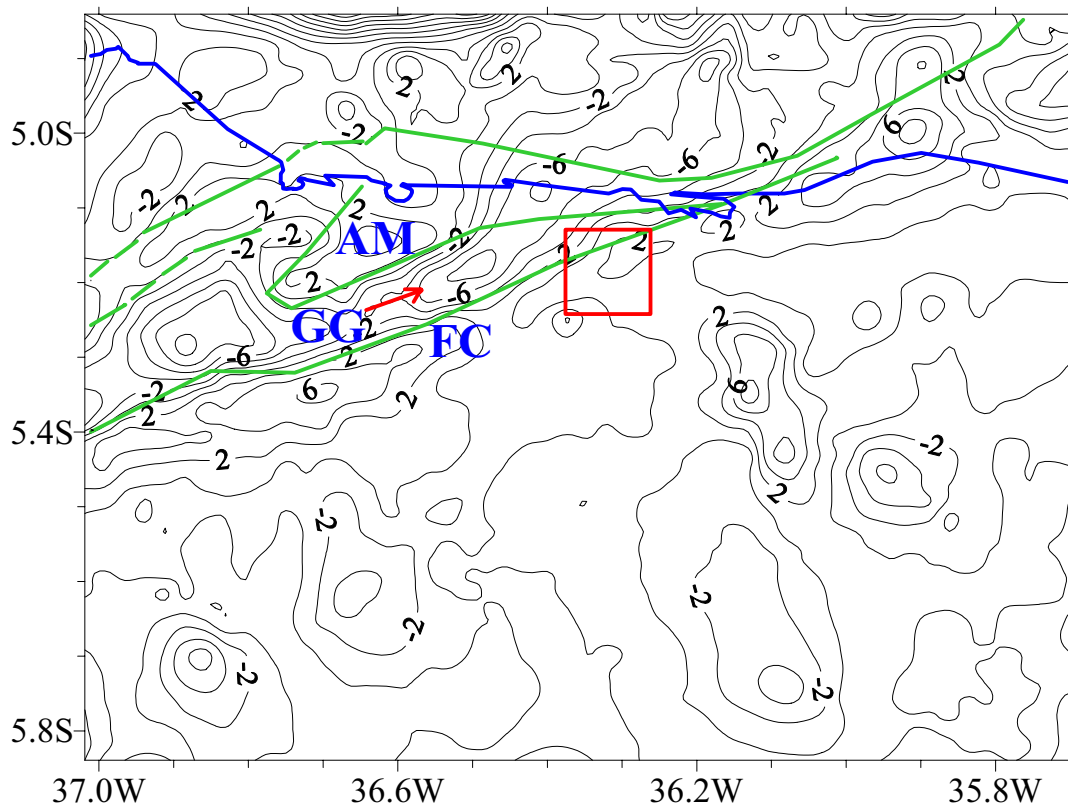
A trama estrutural da Bacia Potiguar proposta por Matos (1992) foi superposta aos mapas regional e residual escolhidos para efeito de correlação (figs. 5.10 e 5.11, respectivamente).

Na figura 5.10, observamos que o arcabouço tectônico desta porção da bacia tem uma boa correlação com o mapa gravimétrico obtido. Observe que o *trend* nordeste marcado pelo calha do *graben* da Bacia Potiguar está muito bem marcado neste mapa. Por outro lado, na figura 5.11 observamos que a correlação do residual com os elementos estruturais proposto por (Matos 1992) está relativamente precisa. A Falha de Carnaubais está bem representada pelas isogálicas de direção NE-SW. O *graben* de Guamaré e o Alto de Macau também compõem duas feições estruturais que estão bem caracterizados neste mapa gravimétrico residual. No entanto, algumas considerações com respeito à novas interpretações deste mapa gravimétrico podem ser feitas.

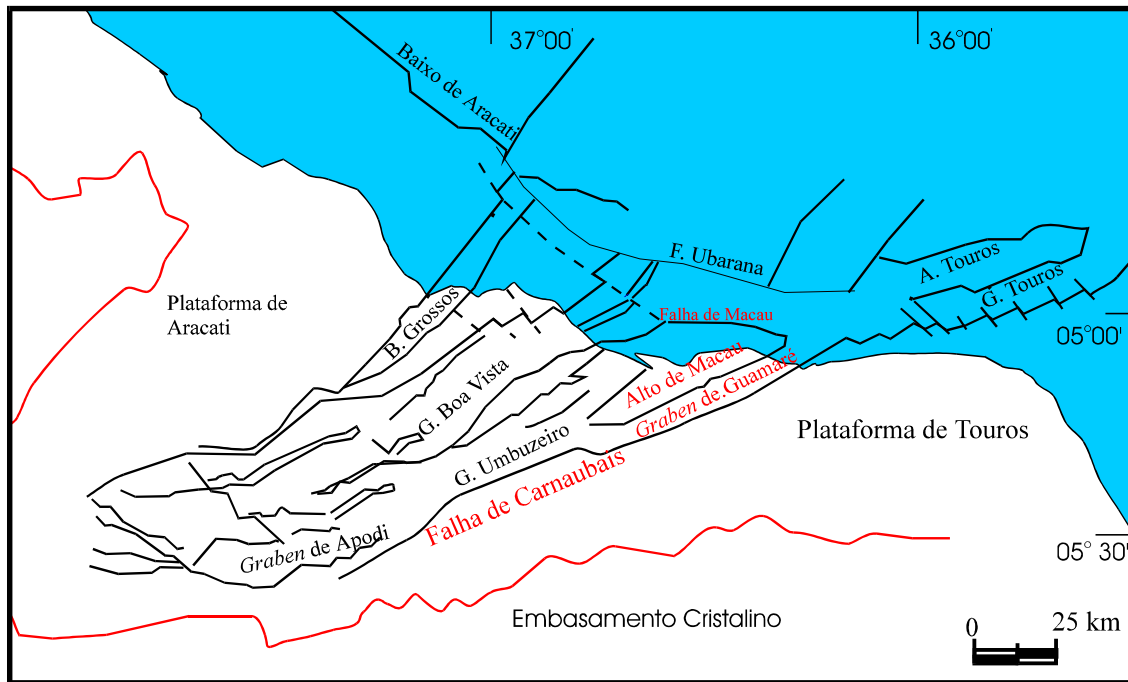
Observe na figura 5.11 que o *graben* de Guamaré aparentemente não é seccionado a norte, pela falha de direção E-W. Podemos observar também que a falha que delimita o Alto de Macau, a sul, necessariamente não se interliga com a Falha de Carnaubais à leste. Pelo mapa gravimétrico residual obtido, é mais provável que ela tome uma direção norte na parte leste do Alto de Macau. Com respeito a estas novas interpretações dos elementos estruturais desta porção da Bacia Potiguar, podemos razoavelmente correlacioná-los com o mapa publicado por Cremonini *et al.* (1996) e mostrada na figura 5.12.



**Figura 5.10** - Regional de grau 8 para o mapa da figura 5.3, associado com a trama estrutural desta porção da bacia (Matos 1992). Em azul, o litoral, em verde, as falhas; e, em vermelho, a Área Camurupim.



**Figura 5.11** - Residual associado ao regional de grau 8 superposto com a trama estrutural da bacia (Matos 1992). Em azul, litoral; em verde, as falhas; e, em vermelho, a Área Camurupim. FC: Falha de Carnaubais, GG: *Graben* de Guimarães, AM: Alto de Macau.



**Figura 5.12** - Mapa estrutural da Bacia Potiguar (Cremonini *et al.* 1996).

## 5.2 - Mapa magnetométrico e sua interpretação

O mapa magnetométrico da Área Camurupim é utilizado com o objetivo de caracterizar a extensão lateral das rochas vulcânicas da Formação Macaú nesta área, bem como auxiliar a visualização da Falha de Carnaubais. O método magnetométrico baseia-se principalmente na existência de contrastes laterais de magnetização. Desta forma, o limite entre o *Graben* de Guamaré, que está preenchido por sedimentos, e a Plataforma de Touros à leste, pode ser razoavelmente visualizado. Além disso, se houver a ocorrência expressiva de rochas vulcânicas entre os sedimentos do *Graben* de Guamaré, estes devem ser facilmente visualizadas no mapa magnetométrico.

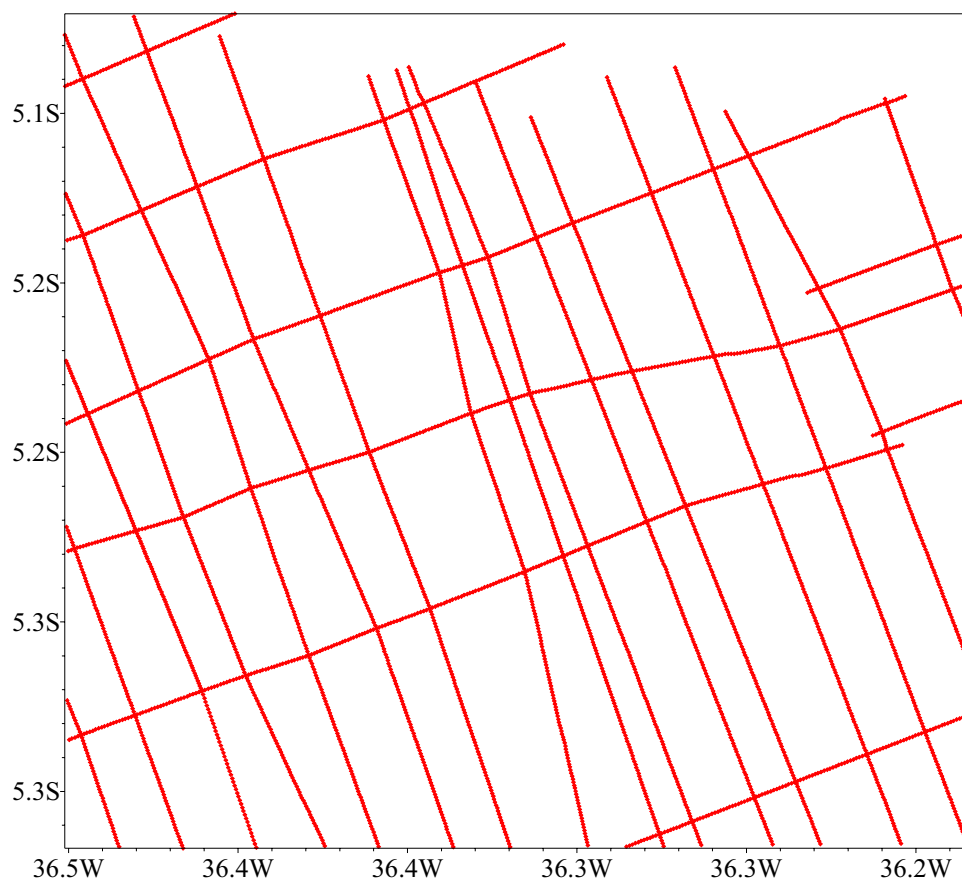
As estações magnetométricas estão limitadas pelas coordenadas  $5^{\circ}02'24''$  e  $5^{\circ}19'48''$  de latitude sul e  $36^{\circ}09'36''$  e  $36^{\circ}30'00''$  de longitude oeste que, ao todo, perfazem cerca de 4844 estações ao longo de perfis SW-NE e SE-NW (fig. 5.13).

Na figura 5.14 está representado o mapa magnetométrico total obtido para a Área Camurupim e, na figura 5.15, estão superpostos a este mapa algumas interpretações obtidas a partir das sua anomalias.

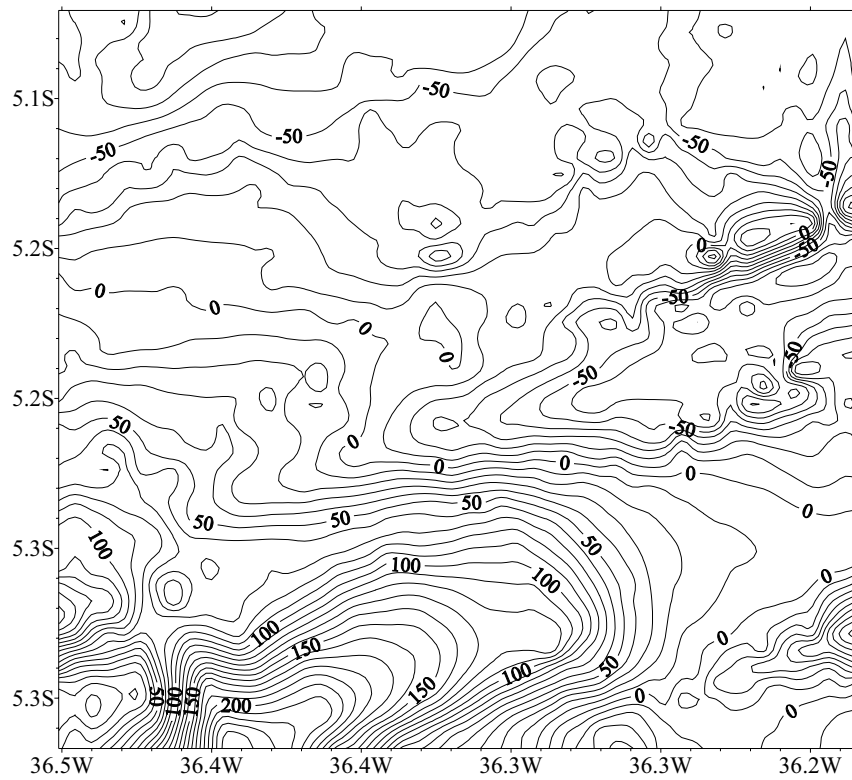
Interpretamos que as inflexões das isogamas na porção central do mapa magnetométrico estejam associada à Falha de Carnaubais. Observe (fig. 5.15) que dois eixos principais de direção NW-NE podem ser inferidos das inflexões das isogamas.

Estes dois eixos cortam a área estudada nas porções centro-sul e centro-norte e podem ser atribuídos ao Sistema de Falha de Carnaubais ou seja, a Falha de Carnaubais; na verdade parece se comportar localmente como um conjunto de falhas subparalelas.

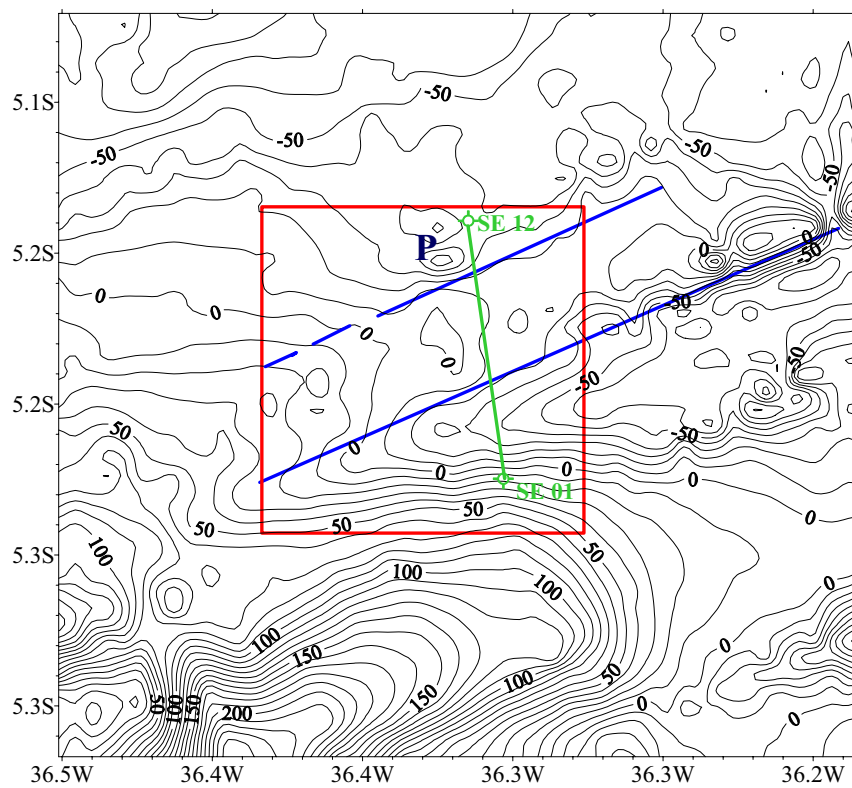
Na porção norte da Área Camurupim (área em vermelho na figura 5.15) há a ocorrência de uma anomalia magnética (P) que pode representar um *sill* de rocha vulcânica. Desta análise, podemos descartar a possibilidade que as vulcânicas da Formação Macau ocorram na área na forma de soleiras com grande extensão lateral; se elas ocorrem, deve ser na forma de *sills* isolados. Esta informação é importante pois permite, como visto no capítulo 6, interpretar o embasamento elétrico detectado através de sondagens elétricas nesta área como sendo o topo do Calcário Jandaíra.



**Figura 5.13** - Linhas de vôo do levantamento magnetométrico.



**Figura 5.14** - Mapa magnetométrico total. Intervalo de contorno: 10 nT.



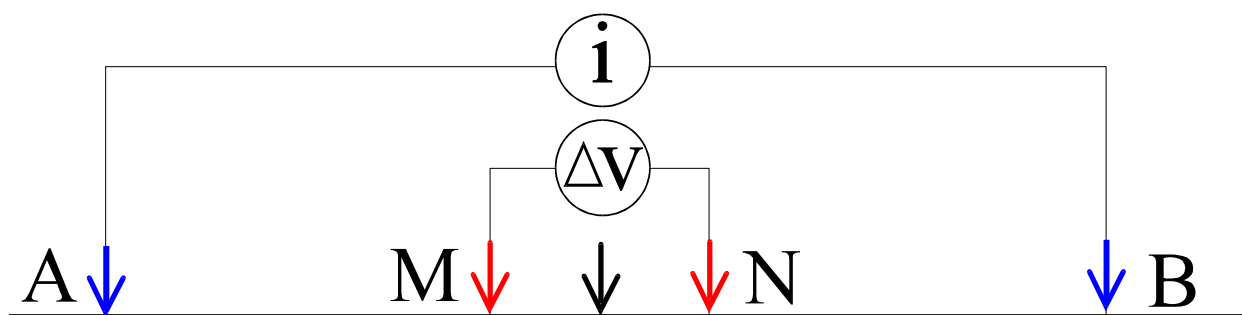
**Figura 5.15** - Mapa magnetométrico total. Área Camurupim em vermelho. Em azul, falhas interpretadas. P: dipolo magnético. Em verde, perfil de resistividade executado (SE: sondagem elétrica). Intervalo de contorno: 10 nT.

## 6 - GEOFÍSICA DE DETALHE

### 6.1 - Introdução

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos com os levantamentos geofísicos de detalhe na Área Camurupim. Foram utilizados os métodos de eletro-resistividade e potencial espontâneo (PE), com o objetivo de caracterizar a estruturação dos sedimentos sobrepostos aos calcários da Formação Jandaíra. Estes sedimentos são constituídos possivelmente pelos depósitos da Formação Guamaré, cascalheiras e coberturas recentes (ver seção 2.2.4) que perfazem, no máximo, 120 m de espessura.

O método de eletro-resistividade (Orellana 1972) é uma técnica geofísica de corrente elétrica direta baseada na emissão artificial, por meio de dois eletrodos (A-B), de uma corrente elétrica na subsuperfície da terra (fig. 6.1). Enquanto a corrente está circulando, é feita a leitura da diferença de potencial ( $\Delta V$ ) entre outros dois eletrodos (M-N) e da intensidade de corrente ( $i$ ). Usando estas grandezas e um parâmetro dependente do arranjo de eletrodos, obtém-se a função resistividade aparente do meio, que depende da distribuição da resistividade no subsolo e da geometria do arranjo utilizado. Existem vários tipos de arranjos de eletrodos para a execução da técnica de eletro-resistividade. Neste trabalho, foi utilizado o Arranjo Schlumberger por se tratar de uma técnica que permite uma maior agilidade na execução das sondagens elétricas.



**Figura 6.1** - Arranjo de eletrodos em uma sondagem elétrica. Em azul, os eletrodos de corrente e, em vermelho, eletrodos de potencial.

A técnica de eletro-resistividade é bastante usada na prospecção de águas subterrâneas devido a estreita relação existente entre resistividade e porosidade,



da região de maior para a de menor concentração. Devido às diferenças nas mobilidades iônicas das espécies em solução aparece, nas vizinhanças do contato entre os fluídos, um fluxo de cargas que constitui uma corrente de PE (Dakhnov 1962). Por outro lado, quando os extremos de um elemento de material poroso saturado são submetidos a uma diferença de pressão, surge entre eles uma diferença de potencial elétrico (voltagens eletrocinéticas).

O método SP é bastante utilizado para o reconhecimento de corpos mineralizados em sulfetos. Mais recentemente, este método está sendo também utilizado com sucesso nos estudos de vazamento de barragens e canais através da detecção de voltagens eletrocinéticas (PE).

## **6.2- Eletro-resistividade e PE no estudo neotectônico**

As técnicas geofísicas de eletro-resistividade e potencial espontâneo vêm sendo recentemente aplicadas para o estudo de estruturas geológicas recentes. Faremos, a seguir, uma breve revisão bibliográfica destas aplicações.

Vandenberghe (1982) utilizou eletro-resistividade para investigar e caracterizar falhas recentes no Sistema de Falhas do *Graben* do Rio Reno (Holanda e Bélgica) mostrando que, com um bom controle de informações de poços e de superfície, esta técnica pode localizar estruturas de pequena amplitude em sedimentos inconsolidados.

De acordo com Vandenberghe (1984), o método de eletro-resistividade foi capaz de distinguir camadas de diferentes litotipos (por ex. argilas e areias), bem como suas extensões laterais. No entanto, o grau de detalhe obtido diminui com o aumento da profundidade.

Mais recentemente, Vandenberghe (1990) identificou a existência de estruturas neotectônicas rasas em sedimentos inconsolidados do *Graben* Central (Holanda), a partir de uma análise morfológica e hidrográfica precisa da área, aliada a um levantamento de eletro-resistividade.

No Brasil, alguns pesquisadores tem utilizado eletro-resistividade para a caracterização de estruturas recentes. Por exemplo, Maia *et al.* (1993) utilizaram esta e outras técnicas geofísicas para caracterizar possíveis reativações neotectônicas no Vale do Rio Jaguaribe, Estado do Ceará.

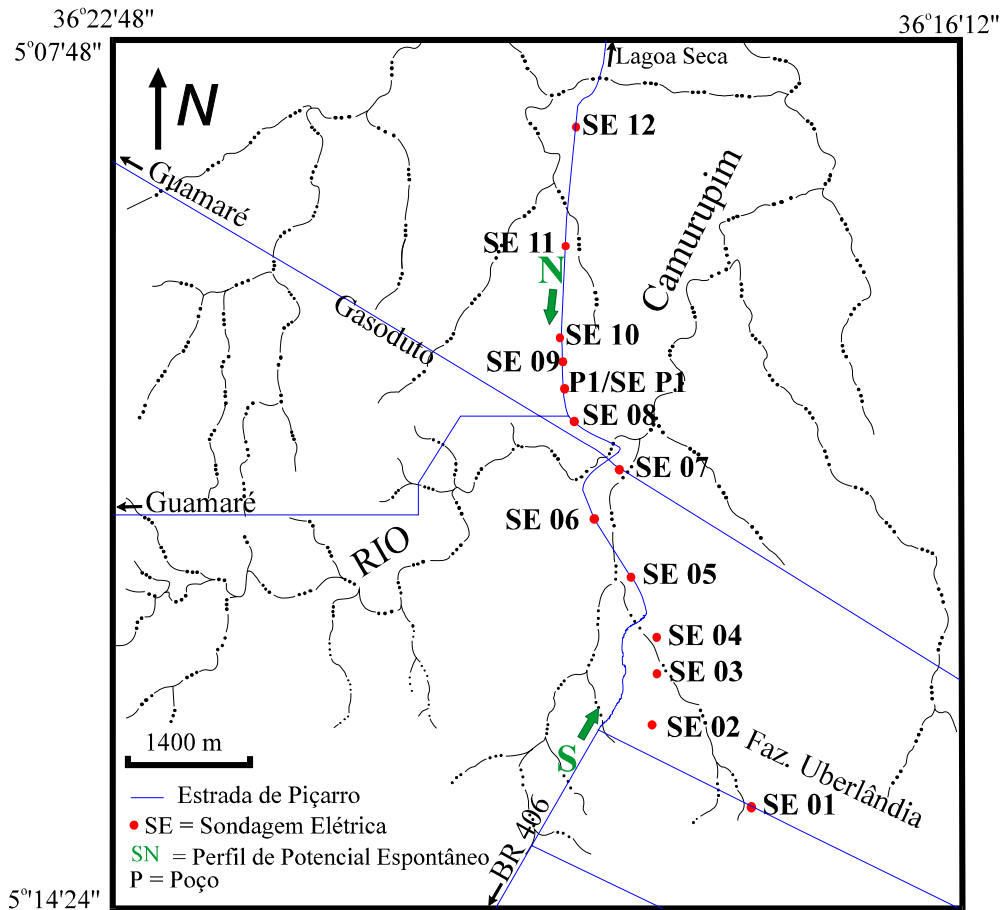
Com relação à técnica de potencial espontâneo, ainda são poucos os trabalhos visando à caracterização de estruturas recentes. Esta técnica tem sido mais comumente utilizada na tentativa de previsão de terremotos, a exemplo de Murakami *et al.* (1984) que associaram anomalias de potencial espontâneo a atividades recentes em uma falha no distrito de Tohoku, Japão. Murakami *et al.* (1984) acreditam que as anomalias de potencial espontâneo são produzidas por processos eletrocinéticos associados ao fluxo de fluidos nas estruturas geológicas.

### 6.3 - Escolha dos perfis e dos procedimento de campo

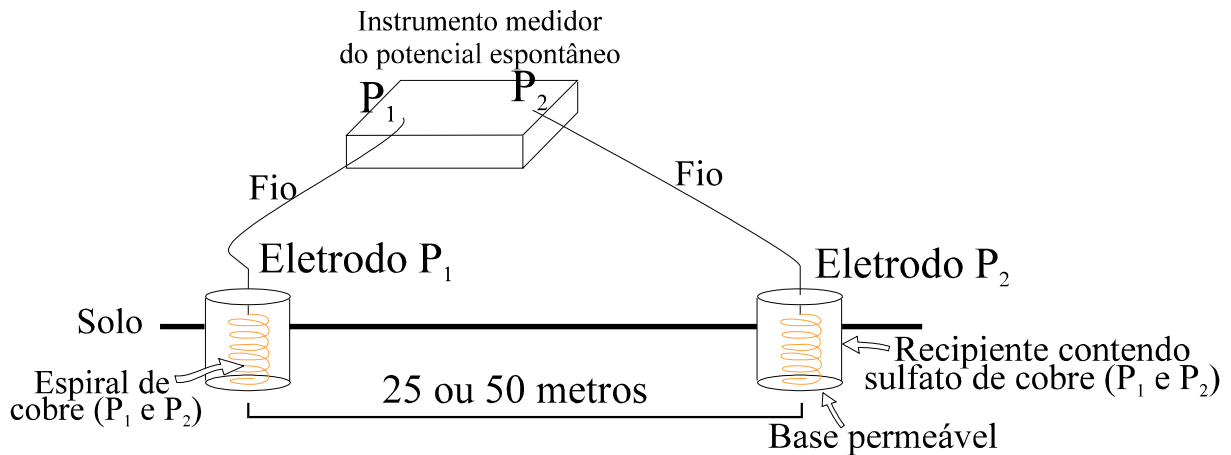
Na Área Camurupim escolheu-se um perfil de direção SSE-NNW (fig. 6.3) pois esta direção é aproximadamente perpendicular à direção da Falha de Carnaubais nesta área. Esta afirmativa tem como base a análise geofísica regional e geomorfológica, descritas nos capítulos 4 e 5, que sugerem a ocorrência desta estrutura na área, bem como uma direção SW-NE para ela. De modo secundário, a escolha desta direção para o perfil também foi baseada na disponibilidade de vias de acesso que possibilitasse a execução das sondagens elétricas

No total, foram efetuadas 13 sondagens elétricas, utilizando-se o arranjo Schlumberger, com AB/2 máximo igual a 300 m. Dentre elas, 7 encontram-se a sul do Rio Camurupim e 6 a norte (fig. 6.3). O instrumento utilizado durante o levantamento de eletro-resistividade foi um Resistivímetro GEOTEST R85. A direção de expansão das sondagens elétricas foi tomada sempre como sendo a direção aproximadamente perpendicular às estruturas.

O levantamento de potencial espontâneo foi feito ao longo da mesma linha S-N (fig. 6.3), perpendicular a direção da Falha de Carnaubais. O arranjo do levantamento de potencial espontâneo foi do tipo Gradiente. Neste arranjo um eletrodo fica fixo ( $P_1$ ) e outro ( $P_2$ ) é deslocado, em intervalos 25 m ou de 50 m, sendo medidas as diferenças de potencial para cada posição de  $P_2$  até uma distância de aproximadamente 200 m de  $P_1$  (fig. 6.4). Depois, o eletrodo fixo é transferido para a última posição ocupada pelo eletrodo móvel, o nível base de potencial elétrico é redefinido e o procedimento é repetido até compor um perfil completo.



**Figura 6.3** - Localização das sondagens elétricas (SE) e do perfil de potencial espontâneo (S-N em verde) na Área Camurupim.



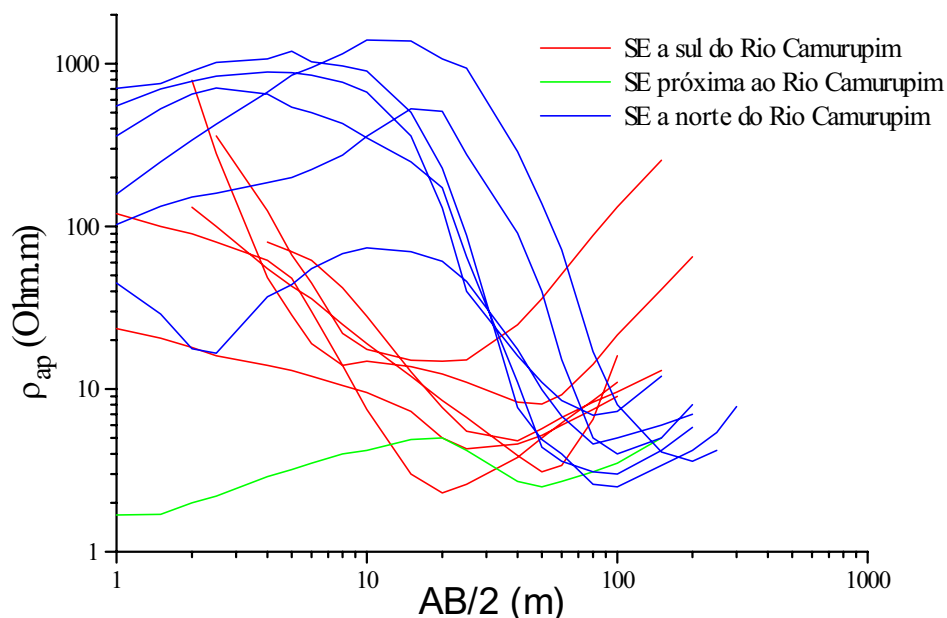
**Figura 6.4** - Esboço esquemático dos instrumentos para um levantamento de potencial espontâneo.

O equipamento utilizado durante a execução do perfil de potencial espontâneo foi um SCINTREX-RSP6 que é composto por uma unidade para medir resistividade e outra para medir potencial espontâneo. Os eletrodos utilizados são do tipo poroso e a solução

utilizada foi o sulfato de cobre (fig. 6.4). O perfil de potencial espontâneo obtido será comentado na seção 6.7 em conjunto com a seção geométrica interpretada para a área.

#### 6.4 - Interpretação qualitativa das sondagens elétricas

As sondagens elétricas obtidas estão mostradas em conjunto na figura 6.5. Da análise desta figura, pode-se agrupar estas sondagens em dois conjuntos. O primeiro conjunto é composto pelas sondagens localizadas a norte do Rio Camurupim (em azul na figura 6.5), enquanto o segundo conjunto é composto pelas sondagens que estão localizadas a sul deste rio (em vermelho na figura 6.5).



**Figura 6.5** - Sondagens elétricas obtidas na área.

Podemos observar (fig. 6.5) que as sondagens a sul do Rio Camurupim apresentam, abaixo de um solo resistivo, um pacote de camadas condutivas que repousam sobre um embasamento resistivo relativamente mais raso que os das sondagens elétricas localizadas na porção norte da área. Para estas últimas sondagens, podemos observar dois pacotes de camadas que repousam sobre o embasamento resistivo, sendo o pacote mais raso relativamente mais resistivo. Comparando apenas os trechos com abertura  $AB/2$  menor que 15 m, observamos que as camadas geológicas mais superficiais da porção a

norte do rio são mais resistivas que aquelas para a porção a sul. Do ponto de vista de profundidade para o embasamento resistivo, a sondagem realizada próxima ao Rio Camurupim (em verde na figura 6.5) é intermediária entre os dois conjuntos de sondagens.

Podemos concluir desta análise qualitativa que há uma descontinuidade geológica pronunciada entre o bloco a norte e o bloco a sul do Rio Camurupim.

## 6.5 - Interpretação quantitativa das sondagens elétricas

Para se efetuar uma interpretação quantitativa de sondagens elétricas, é necessário adicionar vínculos originados da geologia da área estudada. Utilizando, por exemplo, perfis elétricos de poços que possuam uma boa descrição geológica. Este procedimento é de fundamental importância para a obtenção, em *situ*, dos valores de resistividades das unidades geológicas descritas na seção do poço que serão posteriormente utilizadas na interpretação quantitativa das outras sondagens.

Para o nosso caso, não dispomos de perfis de poços. De modo a minimizar esta deficiência, a metodologia utilizada na análise quantitativa das sondagens elétricas localizadas à norte do Rio Camurupim foi baseada na interpretação da sondagem elétrica realizada ao lado do poço (P1), cuja coluna litológica é conhecida com detalhe (fig. 2.10). Para interpretar a SE P1 (fig. 6.6), mantivemos fixas as espessuras das camadas, de acordo com os valores conhecidos da coluna do poço, e permitimos variar apenas os valores de resistividade de modo a se obter um bom ajuste da curva. O modelo de camadas, assim obtido, serviu de modelo de referência para interpretarmos as demais sondagens elétricas situadas a norte do Rio Camurupim. Esta interpretação foi feita buscando-se variar, o menos possível, as espessuras e as resistividades das camadas, nesta ordem de prioridade, em relação ao modelo de referência. Permitimos maior variação de resistividade apenas para as camadas superficiais .

Para as sondagens elétricas da porção a sul do Rio Camurupim, onde não há poços, um modelo de referência foi composto com base em duas premissas. A primeira é que as camadas mais rasas, presentes na margem sul do Rio Camurupim (cuja resistividades foram melhor caracterizadas na sondagem ali realizada), têm continuidade lateral para sul. A segunda é que as camadas condutivas, situadas imediatamente acima

do embasamento resistivo, têm resistividade próximas daquelas interpretadas para o pacote similarmente posicionado na área à norte do Rio Camurupim.

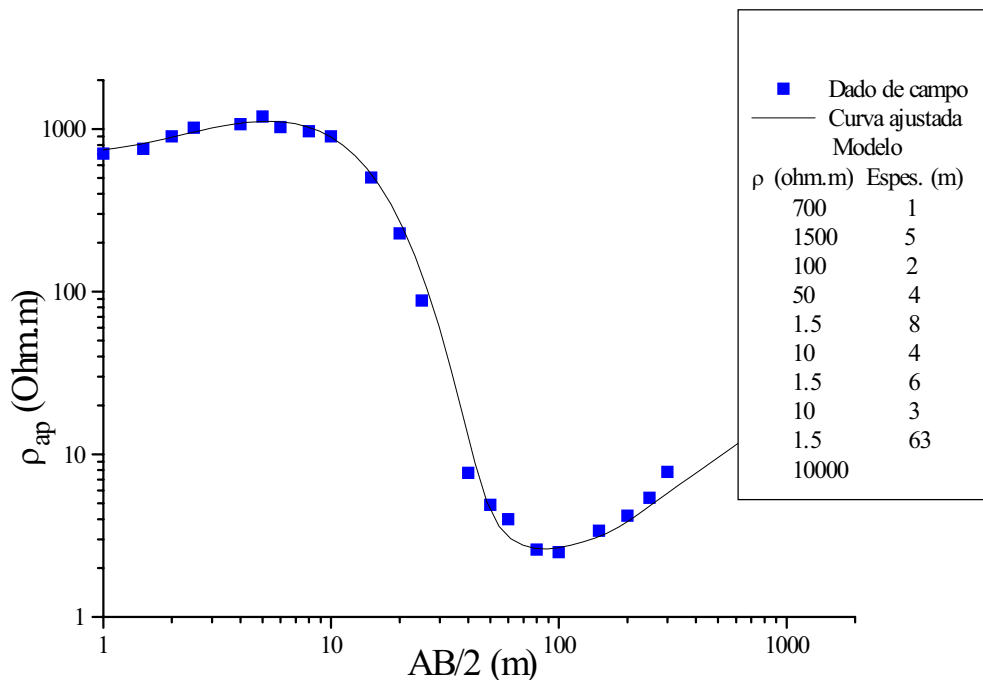
O procedimento total de interpretação fornece, assim, um modelo geoeétrico final com variações mínimas de espessura e resistividade em relação ao modelo de referência dado pelo poço P1. Este procedimento permite localizar falhas com mais segurança. Observe que o fenômeno da equivalência elétrica pode modificar os rejeitos estimados, mas não a localização das falhas.

Podemos observar, na figura 6.6, que a curva teórica está muito bem ajustada à curva de campo locada junto ao poço P1. O ajuste foi feito a partir de 10 camadas que foram obtidas do perfil do poço P1. Temos consciência de que algumas camadas descritas no poço não são detectáveis por uma sondagens elétrica. Poderíamos ter adotado um modelo com um número mínimo de camadas. No entanto, decidimos adotar o modelo do poço para ser fiel à realidade. Ambos os procedimentos fornecem modelos com mesma equivalência elétrica e, nesse sentido, com mesmo teor interpretativo para a localização das falhas.

Observa-se que foi utilizada uma camada superficial com 1 m de espessura e resistividade em torno de 700  $\Omega.m$  e ainda outra com resistividade por volta de 1500  $\Omega.m$  e espessura de 5 m. Estas duas camadas superficiais estão representadas no perfil geológico por uma única camada de 6 metros, composta por um arenito fino. Como esta camada é subsuperficial, é provável que seu valor de resistividade sofra variações, necessitando, desta forma, que no modelo teórico haja duas camadas com valores de resistividade distintos para promover o ajuste com a curva de campo.

Sob este arenito fino superficial, ocorre uma camada que, segundo a descrição do poço, é de um argilito. No entanto, através de nossa análise sedimentológica trata-se, na verdade, de um lamito com aproximadamente 50 % de grãos de quartzo de vários tamanhos (fig. 2.9). Talvez por este motivo, o valor resistivo necessário para o ajuste do modelo à curva de campo para esta camada, foi um pouco elevado ( $\approx 100 \Omega.m$ ). A partir desta camada de lamito, ocorre uma alternância de margas e calcarenitos. Para a primeira camada de calcarenito, que tem espessura em torno de 4 m, o valor de resistividade usado para o ajuste da curva foi de 50  $\Omega.m$ , enquanto que o da camada subsequente (marga), cuja espessura está por volta de 8 m, o valor de resistividade usado para o ajuste da curva

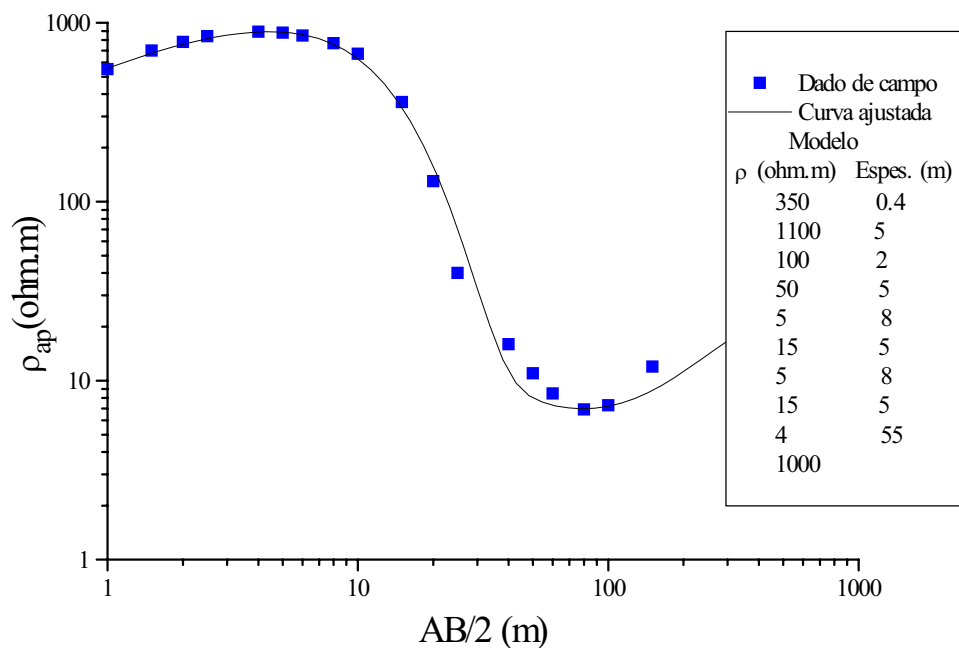
foi de  $10 \Omega.m$ . O nível estático do poço P1 está por volta de 10 m, aproximadamente no contato entre a primeira camada de calcarenito e a margas. Os valores de resistividade usados no ajuste da curva para aquelas camadas, abaixo do nível estático, ficaram abaixo de  $10 \Omega.m$ . Observe que as mesmas camadas de calcarenitos ocorrem ora sobre o nível estático ora abaixo dele. Desta forma, é esperado que a camada acima do nível estático tenha valor maior que aquela está abaixo. Na base de toda a sequência, tem-se o embasamento resistivo. Com base nos dados de poços e na análise do mapa magnetométrico (capítulo 5), interpretamos este embasamento como sendo o calcário Jandaíra.



**Figura 6.6** - Sondagem elétrica ao lado do poço P1.

O modelo que ajustou a SE 08 (fig. 6.7) é um semelhante ao da SE P1. Na superfície temos um solo com espessura de 0.4 m e resistividade por volta de  $350 \Omega.m$ . Logo abaixo ocorre uma camada com aproximadamente 5 m de espessura e resistividade em torno de  $1100 \Omega.m$ . Estas duas camadas são interpretadas como a unidade superficial descrita no perfil do poço P1. Logo abaixo, temos novamente a camada de lamito com 2 m de espessura e resistividade de  $100 \Omega.m$ , também condizente com o modelo do poço P1. A partir deste ponto, começa a alternância de calcarenitos e margas que, para se

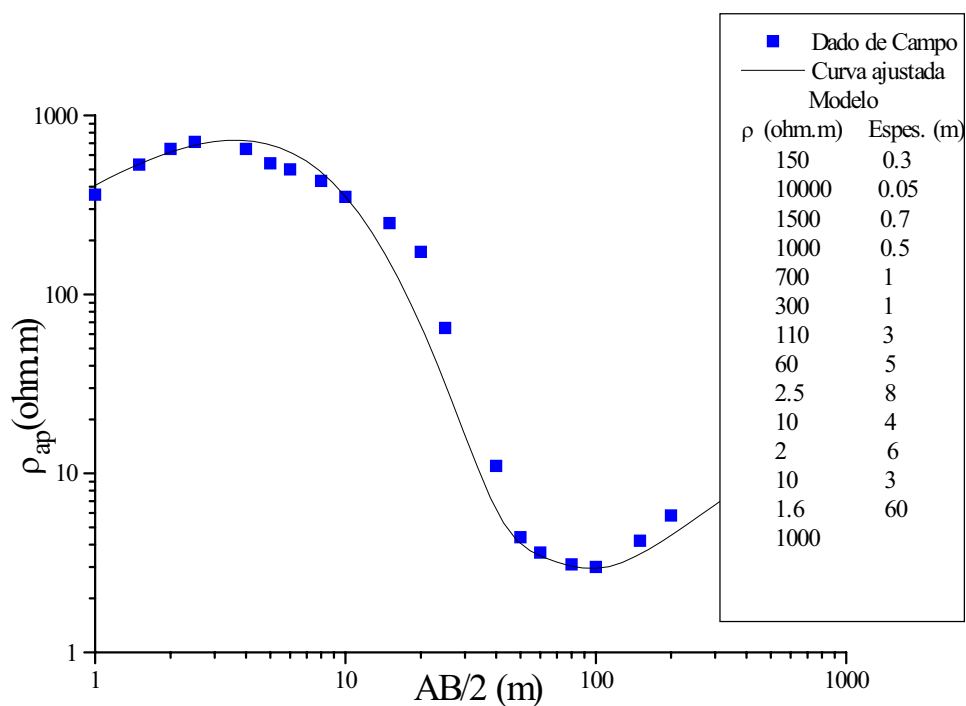
ajustar à curva de campo, sofreu algumas pequenas modificações nos seu valores de resistividade  $\rho$ , em último caso, de espessura de camada. No caso da camada de calcarenito, logo abaixo da camada de lamito, o seu valor de resistividade permaneceu o mesmo ( $50 \Omega.m$ ) porém, sua espessura passou para 5 m. Um metro acima do modelo do poço P1. A camada de marga subsequente permaneceu com 8 m de espessura, mas o seu valor de resistividade passou para  $5 \Omega.m$ . O calcarenito, correlacionável ao que encontra-se abaixo do nível estático do poço P1, teve seu valor de resistividade aumentado para  $15 \Omega.m$ , bem como a sua espessura foi aumentada de 1 m. Novamente o par marga e calcarenito se segue com os mesmos valores de resistividade e de espessura, até atingir a última e mais espessa camada de marga com 55 m e resistividade de  $4 \Omega.m$ . Neste caso, a espessura desta camada foi subtraída de 8 m com referência ao modelo do poço P1. Ao fim, temos o embasamento resistivo a uma profundidade de 93,4 m.



**Figura 6.7** - Sondagem elétrica 08.

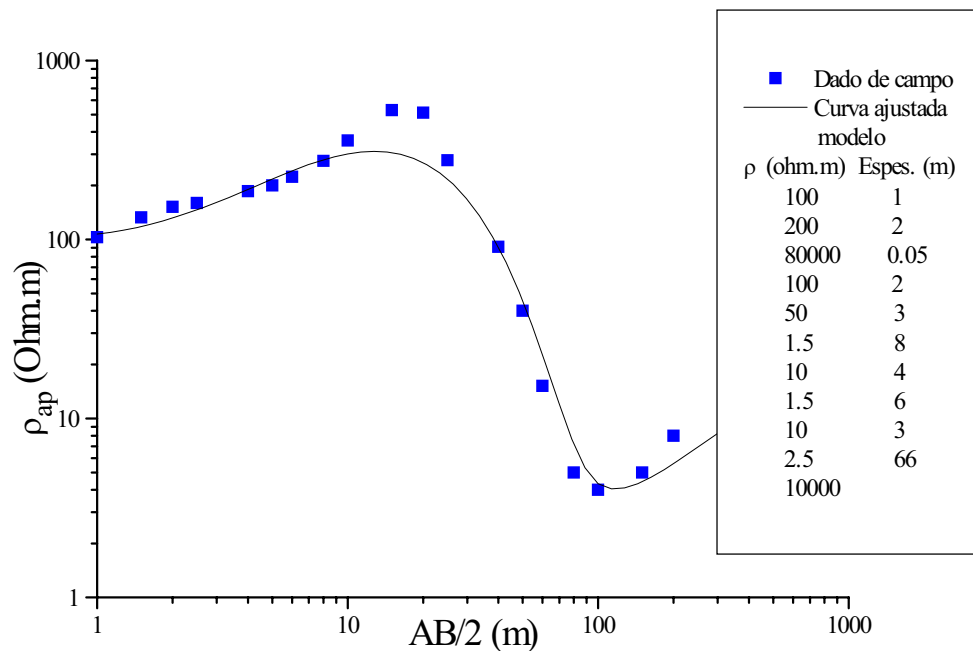
Para a SE 09 (fig. 6.8), o modelo que melhor ajustou demonstra que foi necessário o deslocamento de camadas bem como a inclusão de outras, isto comparado com o perfil do poço P1. A unidade superficial, neste caso, ficou restrita a apenas 3,5 m de espessura. Outro fato interessante é que foi necessário incluir uma fina camada de resistividade

elevada para o bom ajuste da curva. Neste caso, esta camada é interpretada como sendo a continuação para sul da Unidade C (conglomerado compacto), que possui uma espessura em torno de 15 cm (conforme descrito na seção 2.2.2). Tanto a camada de lamito quanto a de calcarenito subsequentes, tiveram seus valores de resistividades aumentados ( para 110  $\Omega.m$  e 60  $\Omega.m$ , respectivamente) possivelmente pela maior proximidade com a superfície. A partir destas duas últimas camadas, a sequência de margas e calcarenitos se inicia com valores de resistividade iguais ou menores que 10  $\Omega.m$ , até atingir o embasamento resistivo a uma profundidade de 92,5 m.



**Figura 6.8** - Sondagem elétrica 09.

Na SE 10 (fig. 6.9) o modelo ajustado é semelhante ao da SE 09. A cobertura superficial perfaz cerca de 3 m, além da ocorrência em sua base da fina camada muito resistiva. Abaixo desta camada, a SE 10 foi modelada novamente com a camada de lamito com resistividade 100  $\Omega.m$  e com aproximadamente 2 m de espessura, além da camada de calcarenito com 50  $\Omega.m$  de resistividade e espessura em torno de 2 m. Novamente, a partir deste ponto temos a alternância de margas e calcarenitos até atingir o embasamento resistivo em uma profundidade de 94 m, dois metros abaixo do embasamento do modelo para a SE 09.



**Figura 6.9** - Sondagem elétrica 10.

Para a SE 11 (fig. 6.10), o modelo ajustado é basicamente o da SE 10. Contudo o embasamento resistivo está mais profundo devido a necessidade de aumentar a espessura da última camada de margas que, no caso, ficou com 80 m. Para este modelo, o embasamento resistivo está a aproximadamente 15 m abaixo do modelo vizinho (SE 10).

Para a SE 12 (fig. 6.11), o modelo ajustado é um pouco diferente dos demais na porção superior. Neste caso foi preciso inferir uma camada superficial pouco resistiva ( $90 \Omega.m$ ) com 0.5 m e, logo depois, uma fina camada condutiva ( $9 \Omega.m$ ) com 0.7 m. A partir daí, tem-se a fina camada muito resistiva (conglomerado compacto) e, novamente, a sequência de lamito, margas e calcarenitos até se chegar ao embasamento resistivo a uma profundidade de 75 m. Note que, neste modelo, os valores de resistividade para as camadas de lamito e calcarenitos do topo são menores que os dos modelos anteriores. Esta redução nos valores de resistividade é provocada, possivelmente, pela proximidade da SE 12 com um rio no extremo norte da área.

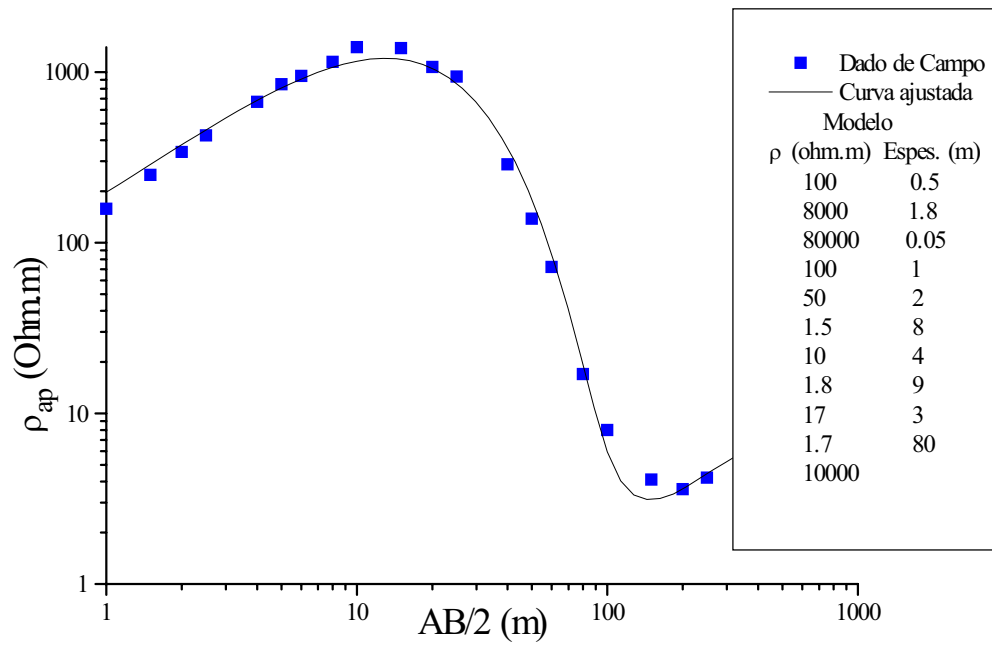


Figura 6.10 - Sondagem elétrica 11.

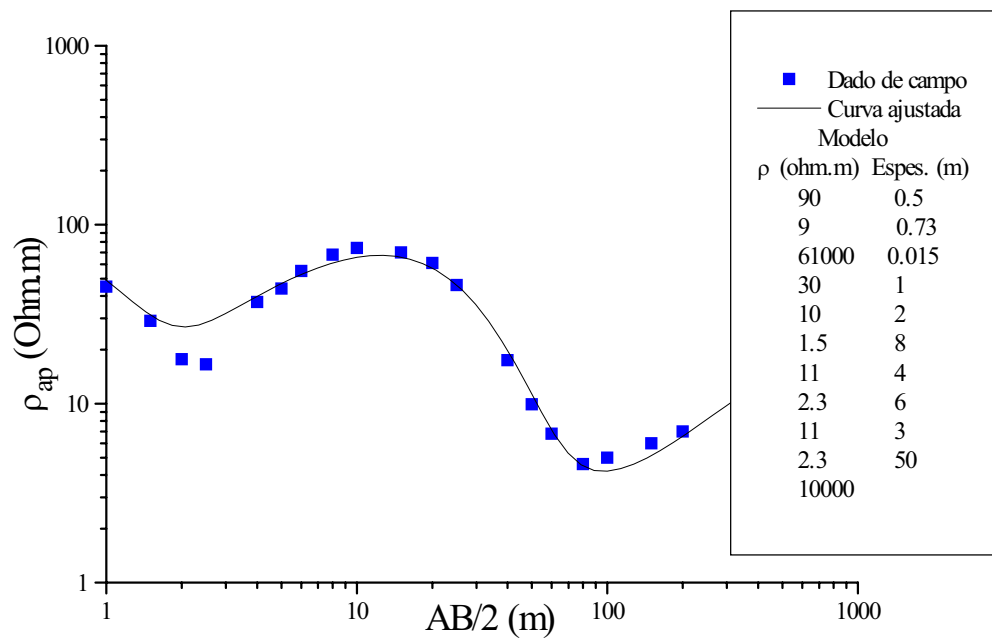


Figura 6.11 - Sondagem elétrica 12.

No caso dos modelos das sondagens localizadas a sul do Rio Camurupim, tomamos como referência, para os seus ajustes, as unidades que afloram na margem sul do rio. Este é o caso do calcarenito que compõe todo o leito do rio e mais uma porção da margem sul. Sobre o calcarenito, observamos que existe uma fina camada ( $\approx 0,5$  m) de um sedimento composto de fragmentos de calcarenito e grãos de quartzo. Na superfície, ocorre uma cobertura arenosa com espessura de aproximadamente 0,5 m.

Para a SE 07 (fig. 6.12), o modelo ajustado foi construído com três camadas, sendo a camada superficial composta por um calcarenito de resistividade baixa ( $1,7 \Omega.m$ ) e espessura em torno de 1,7 m. Este baixo valor de resistividade é explicado pela influência da água do rio que penetra no calcarenito já que este apresenta-se totalmente fraturado/friável. A camada subsequente tem resistividade  $8,2 \Omega.m$  e espessura de 8,7 m. A nosso ver, esta camada é também composta pelo calcarenito que, talvez, esteja um pouco mais compacto propiciando este aumento no seu valor de resistividade. Por fim, vem uma camada de 26 m e resistividade  $1 \Omega.m$ ; esta camada é semelhante àquela imediatamente acima do embasamento resistivo da porção a norte do Rio Camurupim. Portanto, ela pode ser interpretada como sendo a camada de marga. O embasamento elétrico no modelo da SE 07 está a uma profundidade de 36 m; ou seja, 54 m acima do embasamento resistivo do modelo da SE 08.

No modelo para a SE 06 (fig. 6.13) foi preciso incluir as três camadas descritas na margem sul do Rio Camurupim e mais a marga da porção a norte e o embasamento resistivo. Na superfície, tem-se um solo com resistividade variando de  $1000 \Omega.m$  a  $600 \Omega.m$  e espessura de 1 m. Logo abaixo deste solo, foi atribuída uma camada de 1 m e resistividade de  $80 \Omega.m$ , correlacionável com o sedimento composto por fragmentos de calcarenito e grãos de quartzo, observado na margem do rio. Abaixo desta camada, foi necessário incluir ainda uma camada com 10 m de espessura e resistividade em torno de  $15 \Omega.m$  (calcarenito). Por fim, temos uma camada com 7 m de espessura e resistividade  $5 \Omega.m$  e, ainda outra, com 15 m de espessura e resistividade de  $3,5 \Omega.m$ , todas as duas correlacionáveis com a marga dos modelos à norte do rio. O embasamento resistivo para a SE 06 está a uma profundidade de 34 m. Observe que esta sondagem tem assintota maior que  $45^\circ$ . Tendo em vista à direção de abertura da sondagem, isso é uma clara indicação que o embasamento elétrico não é plano.

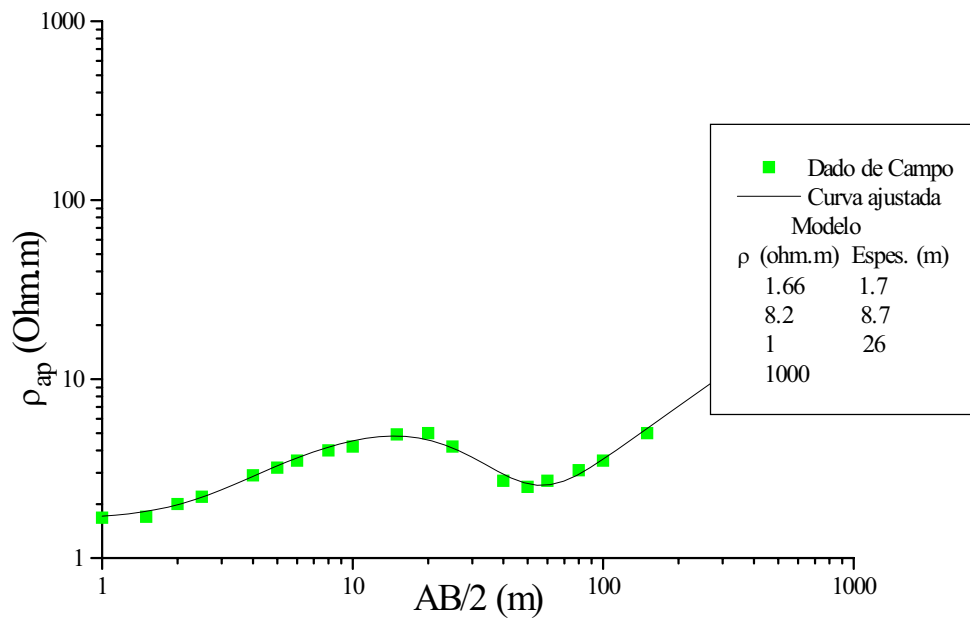


Figura 6.12 - Sondagem elétrica 07.

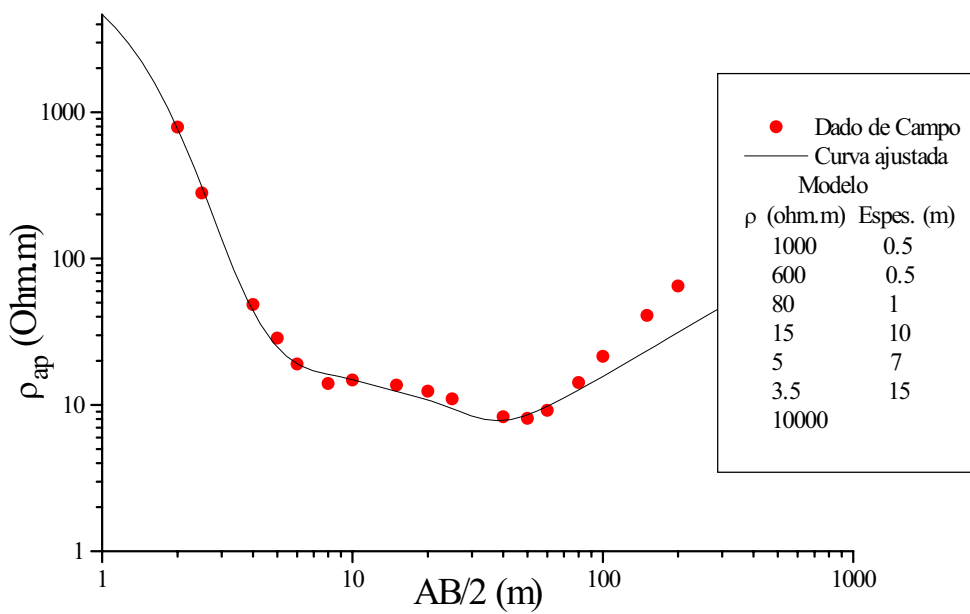


Figura 6.13 - Sondagem elétrica 06.

O modelo que ajustou a SE 05 ( fig. 6.14) também é semelhante ao modelo da SE 06, apenas o embasamento resistivo está aproximadamente 10 m mais profundo.

No caso do modelo ajustado para a SE 04 (fig. 6.15), as camadas utilizadas permanecem praticamente com os mesmos valores de resistividades e espessuras das anteriores. No entanto, o embasamento resistivo torna-se novamente mais raso, ou seja 11 m acima do modelo da SE 05.

No modelo da SE 03 (fig. 6.16), cuja sondagem foi executada nas margens de um pequeno açude, a camada superficial tem valor de resistividade relativamente baixo se comparado com os modelos das sondagens vizinhas. Porém, a sequência inferior é semelhante aos dos demais modelos: uma camada com 2 m e resistividade de 88  $\Omega$ .m (correlacionável ao sedimento composto por fragmentos de calcarenito e grãos de quartzo) uma camada com 1 m e resistividade em torno de 25  $\Omega$ .m (correlacionável a camada de calcarenito) e, por último, a camada de 18 m de espessura e resistividade de 1,7  $\Omega$ .m (interpretada como marga). O embasamento resistivo, neste modelo, ficou a uma profundidade 21,5 m (11 m acima do modelo da SE 04).

O modelo da SE 02 (fig. 6.17) também se assemelha ao da SE 03. A SE 02 também foi executada nas margens de um pequeno açude, o que se reflete numa diminuição nos valores de resistividade para as camadas superficiais. A camada superficial aflorante, neste lugar, é aquela composta por fragmentos de calcarenito e grãos de quartzo. No modelo da SE 02, esta camada tem 0,4 m de espessura e resistividade em torno de 32  $\Omega$ .m. Logo abaixo, admitimos para o modelo mais duas camadas. A primeira tem resistividade de 17  $\Omega$ .m e espessura por volta de 1,6 m, e a segunda tem resistividade de 11  $\Omega$ .m e espessura de 5,1 m. Interpretamos estas duas camadas como sendo o calcarenito. Abaixo desta camada de calcarenito, foi necessário a inclusão de mais uma camada. Neste caso, a espessura ficou em torno de 12 m e sua resistividade por volta de 1,5  $\Omega$ .m. A nosso ver, esta camada pode ser correlacionada à marga interpretada nas outras sondagens da porção a sul do Rio Camurupim, bem como a norte. O embasamento elétrico no modelo da SE 02 chegou a uma profundidade de aproximadamente 25 m, praticamente no mesmo nível do embasamento do modelo da SE 03.

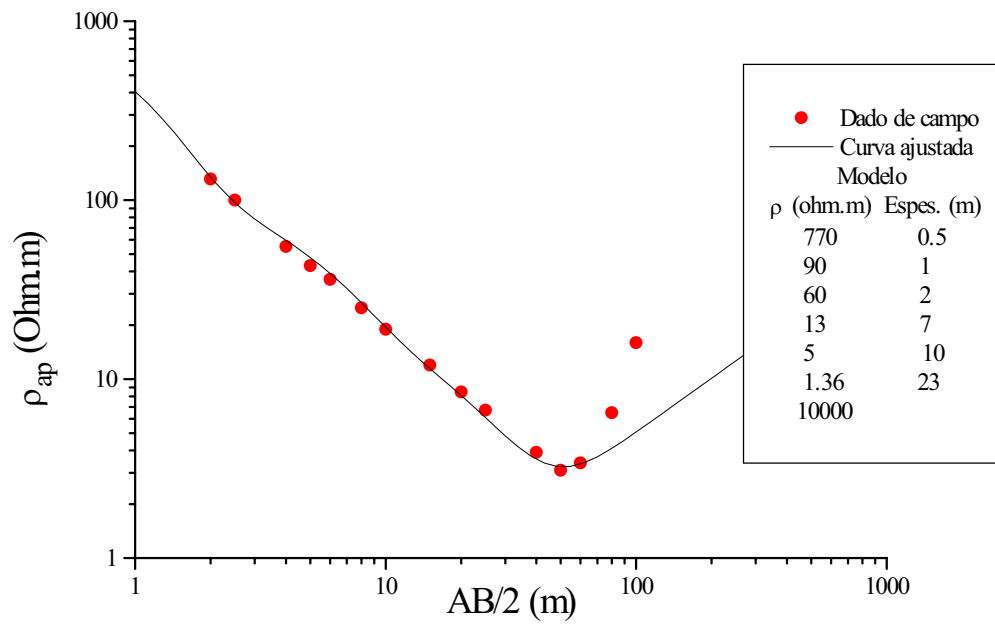


Figura 6.14 - Sondagem elétrica 05.

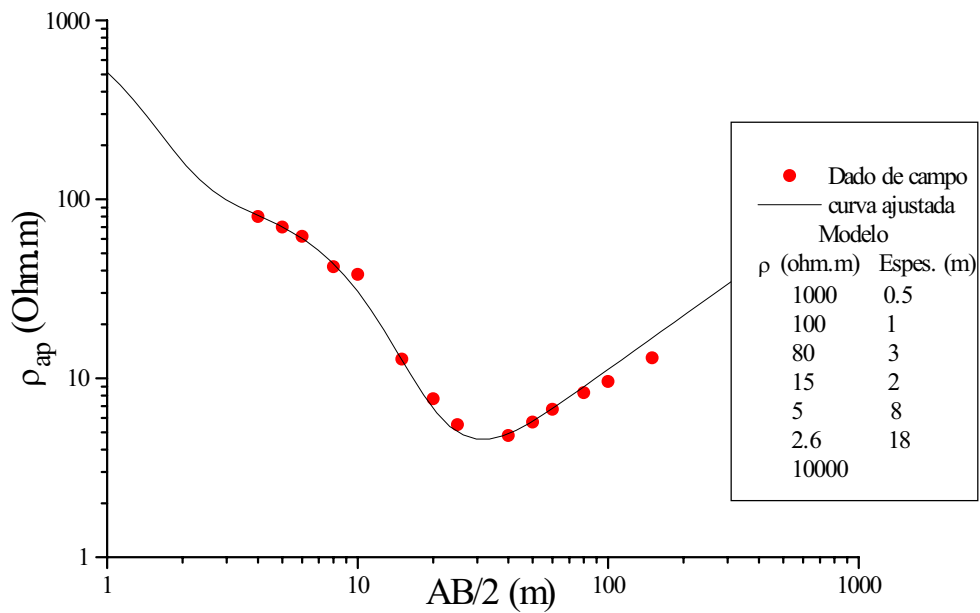


Figura 6.15 - Sondagem elétrica 04.

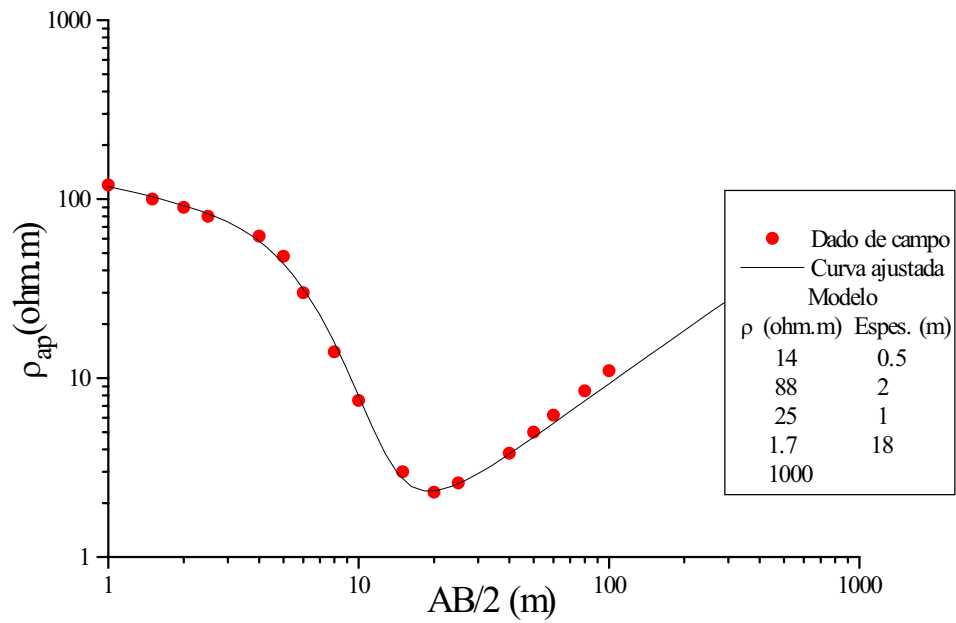


Figura 6.16 - Sondagem elétrica 03.

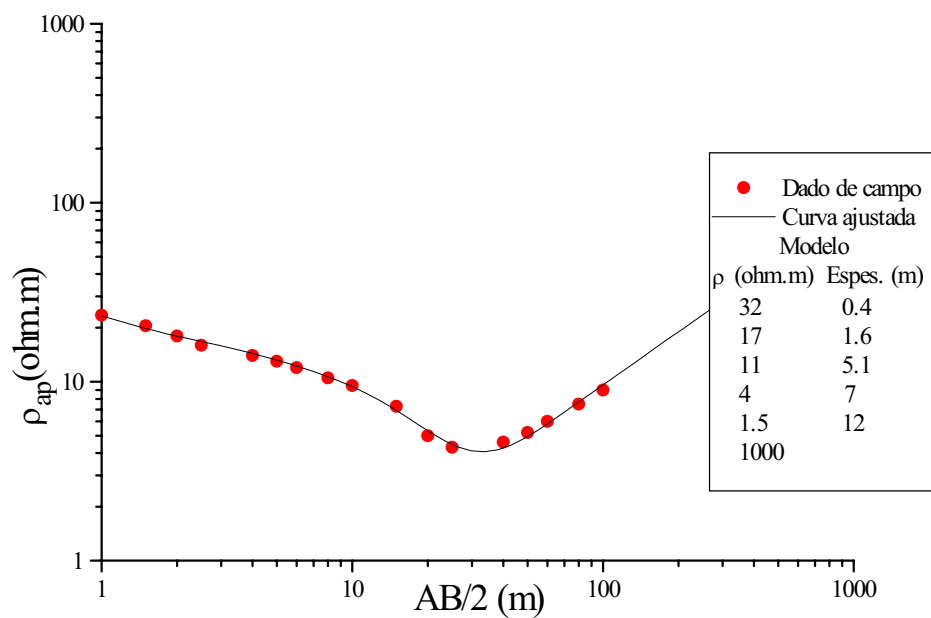
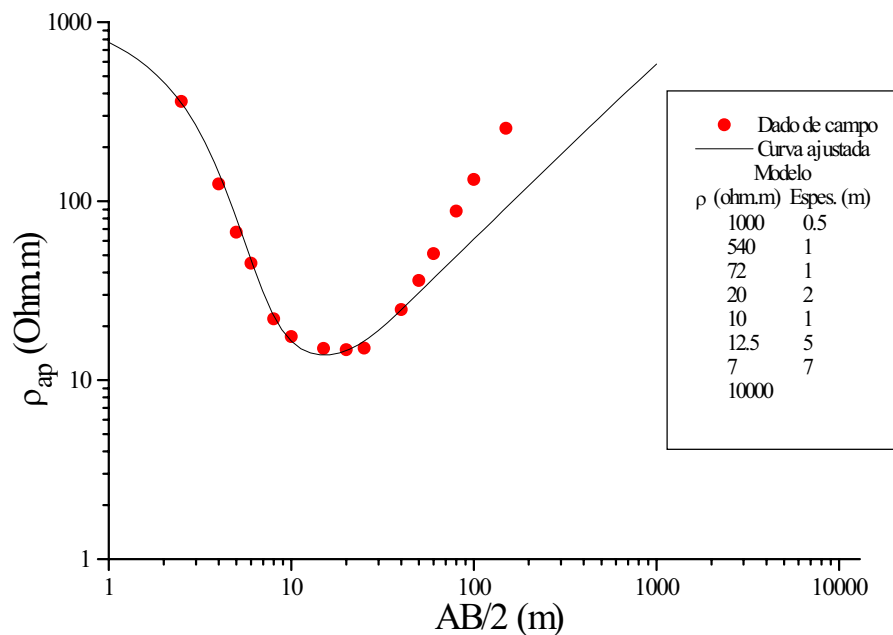


Figura 6.17 - Sondagem elétrica 02.

O modelo da SE 01 (fig. 6.18) foi a que apresentou o embasamento resistivo mais raso, por volta de 18 m de profundidade. As camadas ajustadas para o modelo seguem praticamente os mesmos valores de resistividade dos modelos anteriores, com exceção das camadas acima do embasamento resistivo (marga) que ficaram com resistividades em torno de  $10 \Omega.m$ .



**Figura 6.18** - Sondagem elétrica 01.

## 6.6 - Análise de resolução

Uma análise de resolução dos modelos obtidos da interpretação das sondagens elétricas foi feita para se saber até que ponto os rejeitos das falhas interpretadas são detectáveis. Para se efetuar esta análise, utilizamos dois pares de sondagens cujos modelos ajustantes apresentam descontinuidades importantes. Os pares de sondagens elétricas utilizados foram os pares 07 e 08 e P1 e 09. Para o par das sondagens 07 e 08, o deslocamento interpretado entre estas duas sondagens é de aproximadamente 54 m. A análise de resolução consistiu em diminuir ou aumentar a espessura da última camada dos modelos destas sondagens, de modo a tornar o rejeito da falha o menor possível e ainda fornecer um ajuste visualmente aceitável para as sondagens elétricas. Assim, no modelo da SE 07 aumentamos a espessura da última camada até o ponto que a curva ajustada

tangenciasse por baixo a curva de campo (fig. 6.19). Neste caso, o aumento de espessura necessário foi de 3 m. Para a SE 08, fizemos o contrário; ou seja, diminuimos a espessura da última camada de modo a deslocar a curva para cima. Neste caso foi necessário diminuir a espessura da última camada de 4 m para promover o deslocamento da curva ajustada com a curva de campo (fig. 6.19). Observe na figura 6.19 como a curva ajustada tangencia o último ponto da curva de campo. Portanto, obtém-se que o rejeito da falha entre as sondagens 07 e 08 poderia ser diminuído de, no máximo, 7 m. Como o rejeito interpretado foi de 54 m, concluímos que ele realmente existe.

O outro par escolhido foi o das sondagens P1 e 09, entre as quais se situa a falha que corta todo o pacote de sedimentos subsuperficiais. Neste caso, utilizamos as camadas mais superiores para detectar a resolução no rejeito desta falha. As camadas utilizadas nesta análise foram a superficial (de alta resistividade) e a camada com 100  $\Omega$ .m. Para o modelo da SE P1, foi possível diminuir a espessura da camada superficial de 6 para 4 metros, aumentando a espessura da camada de 100  $\Omega$ .m de 2 para 3 metros, ainda fornecendo um bom ajuste da curva de campo. (fig. 6.20). Por outro lado, para o modelo da SE 09 foi possível aumentar de apenas 1 cm a espessura da primeira camada (e diminuir o valor da sua resistividade para 110  $\Omega$ .m) de modo a ainda promover um bom ajuste da curva de campo. O rejeito existente entre os dois modelos foi, assim, reduzido de cerca de 1 m. Como o rejeito inicial era de aproximadamente 5 m, concluímos também que ele deve realmente existir.

Com resultado desta análise de resolução, podemos garantir que as duas falhas mais importantes aqui interpretadas estão seguramente dentro dos limites de resolução do método de eletro-resistividade.

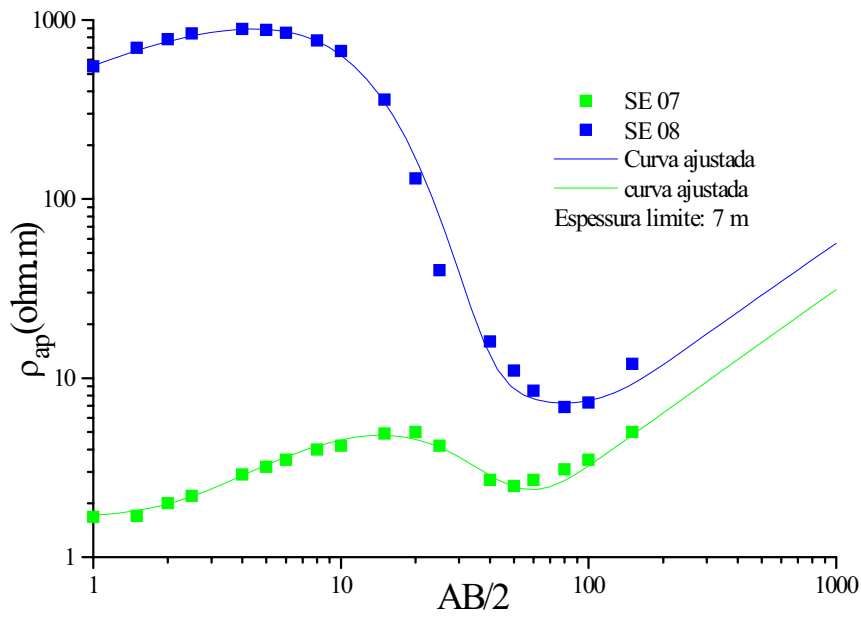


Figura 6.19 - Análise de resolução a partir das sondagens 07 e 08.

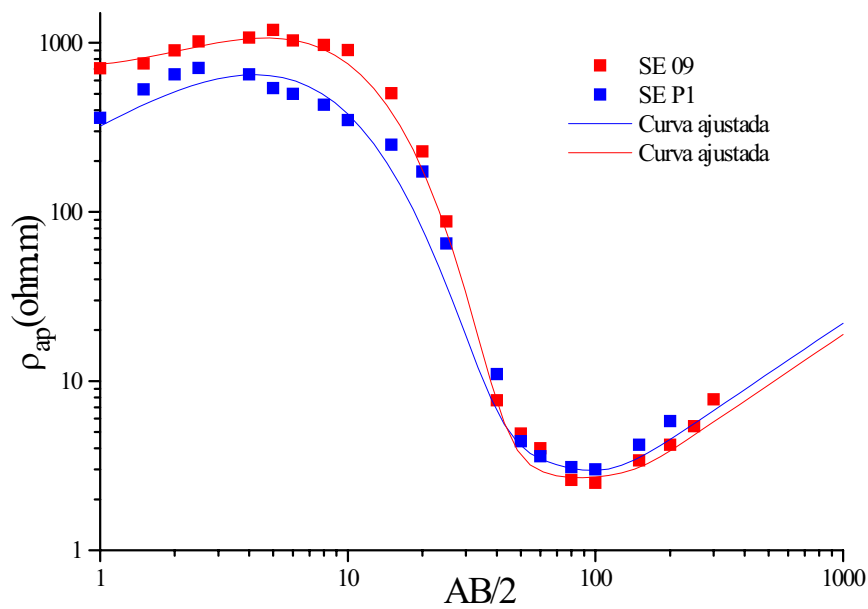


Figura 6.20 - Análise de resolução a partir das sondagens P1 e 09.

## 6.7 - Seção geométrica interpretada

A partir dos modelos obtidos da interpretação das sondagens elétricas, foi possível compor uma seção geométrica de direção SSE-NNW para a área (fig. 6.21). Também associamos a esta seção, o perfil de potencial espontâneo com o intuito de correlacionar as anomalias de potencial com descontinuidades nas camadas interpretadas

A seção geométrica obtida mostra que há uma clara separação em dois blocos da área: um a norte e outro a sul do Rio Camurupim. Várias falhas foram propostas afetando o embasamento resistivo, composto pelo calcário Jandaíra. Desse modo, a falha de Carnaubais constitui, na área, um sistema de falhas (subverticais ?). Eventualmente, este sistema pode incluir também movimentos direcionais.

No bloco norte, nota-se que entre a sondagem realizada ao lado do poço P1 e a SE 09, há uma falha que corta quase todo o pacote subsuperficial. Esta descontinuidade está fortemente marcada no perfil de potencial espontâneo. Do pacote subsuperficial faz parte uma camada muito fina e resistiva ( $> 1500 \Omega.m$ ), quase aflorante a norte da SE 09, que foi geologicamente identificada como sendo um conglomerado. A falha em questão deslocou as camadas em aproximadamente 6 m (já corrigido o efeito da topografia). Observe também que a topografia desta porção da área reflete basicamente o deslocamento promovido por esta falha. Há outras falhas, à norte da SE 09, que afetam o substrato resistivo e, aparentemente, não afetam as unidades superficiais. No entanto, pequenos deslocamentos não são possíveis de serem detectáveis pelas sondagens elétricas. Desta forma, não descartamos a possibilidade destas falhas afetarem também as unidades mais superficiais nas porções mais a norte da seção. Essa possibilidade é fortemente sugerida pelas análises hidrográfica e geomorfológica desta área.

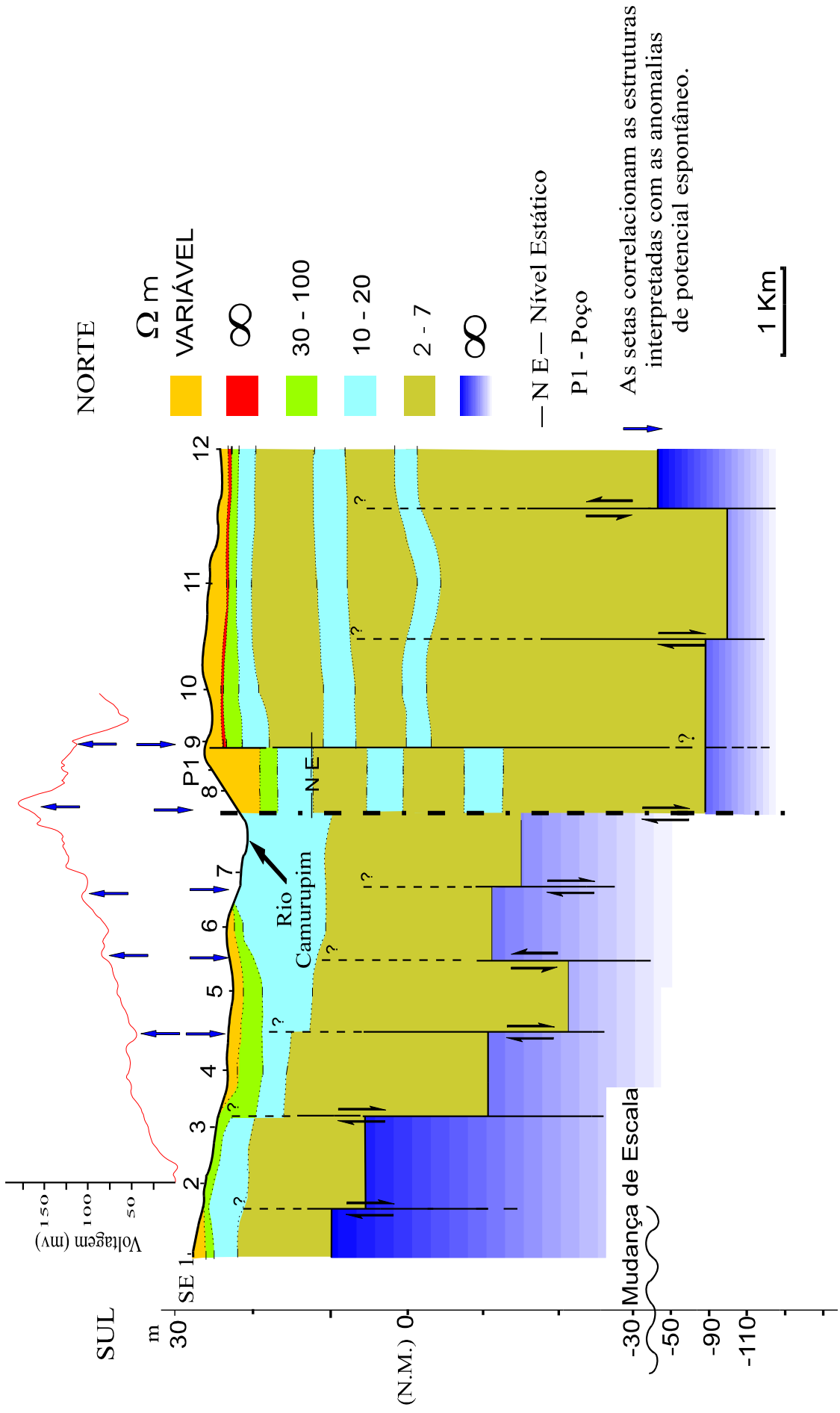
Para o bloco sul da área (fig. 6.21), é certo que existem falhas afetando o embasamento resistivo, mas o seu prolongamento para a superfície ainda é inferido. No entanto, entre a SE 03 e a SE 04, há uma estrutura que, aparentemente, desloca em aproximadamente 5 m a camada de calcarenito. Podemos observar que, para o embasamento resistivo, há abatimentos de blocos para norte de até 20 m. No geral, o desnível para o embasamento entre a SE 01 e a SE 05 é de aproximadamente 30 m. Com relação ao desnível existente entre o embasamento resistivo dos dois blocos (entre a SE

07 e SE 08), ele fica em torno de 63 m. Observe que a distância horizontal entre o centro destas duas sondagens é de apenas 700 m.

A respeito da correlação das camadas interpretadas à norte do Rio Camurupim, com aquelas interpretadas à sul, pode-se levantar duas hipóteses. A primeira é que tenha havido um rebaixamento maior do bloco norte, em relação ao bloco sul, seguido de deposição no lado norte. A segunda hipótese é que o bloco sul tenha sofrido um soerguimento e toda a seção mais superficial deste bloco tenha sido erodida. A primeira hipótese é mais consistente com o modelo de evolução da bacia; contudo, ambas são consistentes com o tectonismo recente proposto para a Falha de Carnaubais (Bezerra *et al.* 1998).

A respeito do perfil de potencial espontâneo, ele demonstra que a voltagem elétrica acumulada é crescente e alcança seu máximo na altura do Rio Camurupim. Podemos observar também que alguns picos anômalos do perfil de potencial espontâneo correspondem, em profundidade, às estruturas interpretadas na seção geométrica. Admitindo que estas anomalias são produzidas por efeitos eletrocinéticos, pode-se concluir que as falhas ora promovem fluxo ascendente de água subterrânea, ora promovem o fluxo descendente. Esta interpretação pode ser exemplificada na falha proposta entre as sondagens P1 e 9, onde o potencial elétrico acumulado cai consideravelmente.

O pico máximo do perfil de potencial espontâneo coincide exatamente no limite entre os blocos sul e norte, ou seja, no Rio Camurupim, onde se espera que o fluxo subterrâneo de água seja máximo.



**Figura 6.21** - Seção geoeétrica interpretada e perfil de potencial espontâneo (em vermelho).

## 7 - INTEGRAÇÃO DE DADOS

Neste capítulo, fazemos uma interpretação integrada de todos os dados obtidos das análises e discussões dos capítulos anteriores.

### 7.1 - Estruturação regional

A estruturação regional consistiu em identificar o *Graben* de Guamaré ou mais especificamente, a Falha de Carnaubais, que representa o limite entre este *graben* e a Plataforma de Touros da Bacia Potiguar. O tratamento gravimétrico de separação do campo em componentes permitiu individualizar, através do campo residual, as bordas do *Graben* de Guamaré, o Alto de Macau e a Falha de Carnaubais. Em comparação com os mapas estruturais conhecidos para a bacia, a interpretação aqui proposta (sobre a continuação do *Graben* de Guamaré descrito na seção 5.1.2) mostra algumas diferenças daquela proposta por Matos (1992). Acreditamos que o mapa publicado por Cremonini *et al.* (1996) está mais condizente com a nossa interpretação. A partir da caracterização dos elementos estruturais desta porção da Bacia Potiguar, pode-se constatar que a Área Camurupim está localizada exatamente no limite entre a Plataforma de Touros e o *Graben* de Guamaré e, portanto, sob a influência direta da Falha de Carnaubais. No entanto, a interpretação do mapa magnetométrico da Área Camurupim demonstra que a Falha de Carnaubais apresenta-se na forma de duas falhas subparalelas. Neste mesmo mapa, podemos constatar que as rochas vulcânicas da Formação Macau se comportam como corpos isolados.

A análise morfológica regional evidenciou que a topografia regional reflete, basicamente, o par definido pela falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra (fig. 4.9). Neste mapa, observou-se, ainda, que há uma boa associação entre as curva de nível entre 5 e 10 m com a paleolinha de costa proposta por Fonseca (1996). No mapa topográfico residual, é possível observar que os vales encaixados de direção noroeste, correlacionáveis a direção da Falha de Afonso Bezerra, são abruptamente seccionados, em suas extremidades NW, aproximadamente na região onde passa a Falha de Carnaubais. Este fato, bem como a interpretação obtida do mapa topográfico regional, sugerem que a

porção limitada entre a Falha de Carnaubais e a falha de Afonso Bezerra de certa forma sofre (ou sofreu) um abaixamento em relação aos blocos vizinhos.

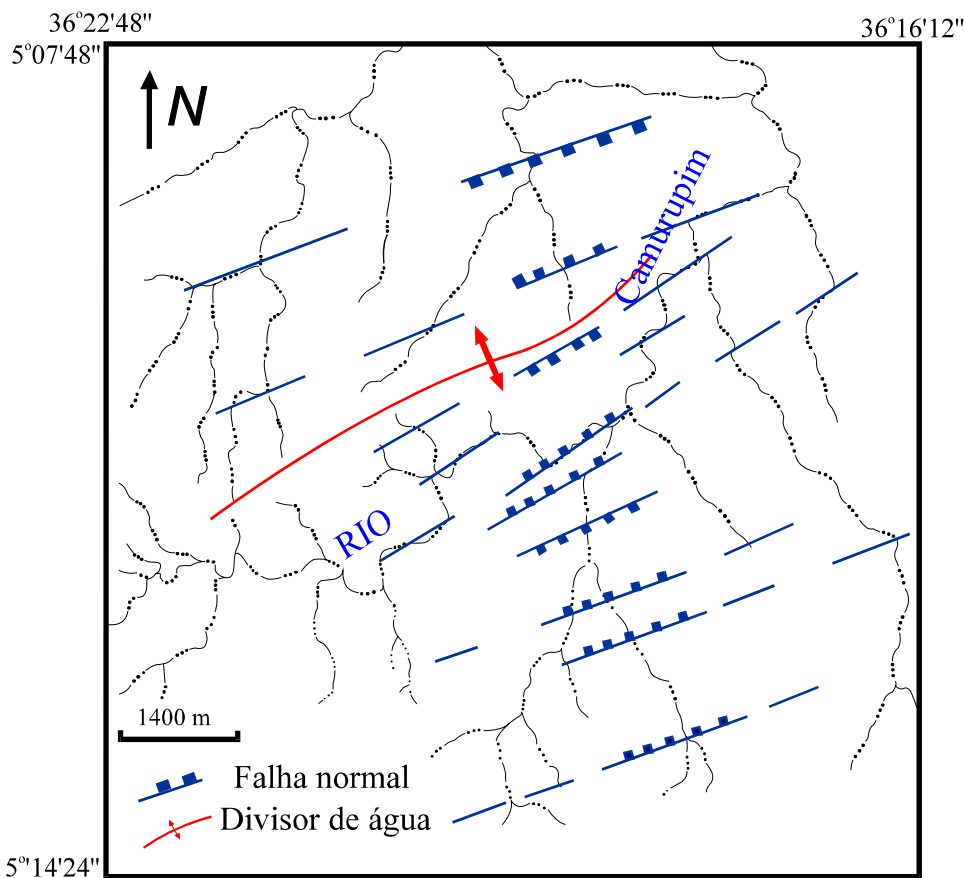
## **7.2 - Estruturação da Área Camurupim**

Na Área Camurupim, as técnicas utilizadas sugerem fortemente que a Falha de Carnaubais é, na verdade, um sistema de falhas subparalelas.

Na figura 7.1, integramos os resultados da interpretação geofísica com as análises geomorfológicas e hidrográficas da área. As falhas interpretadas na seção geoeletrica estão representadas na figura 7.1 por traços cheios e com indicação de abaixamento de blocos. A continuação lateral destas falhas foi inferida com base nas anomalias de drenagens e morfológicas. Observe, na figura 7.1, como as inflexões que ocorrem nas diversas drenagens correspondem aos traços de falhas interpretados e, algumas vezes, às suas projeções. Um fato interessante pode ser observado na porção a norte do Rio Camurupim, onde a interpretação, em profundidade, de um bloco soerguido tem muito boa correlação com um divisor de águas na superfície. Note como este divisor de água possui uma direção paralela à direção do bloco soerguido. Neste caso, além das anomalias de drenagens, tem-se uma feição morfológica que reflete esta movimentação de bloco. Diante deste fato, podemos fazer algumas considerações quanto ao surgimento, em superfície, destas estruturas. Com relação à falha localizada entre as sondagens P1 e 09, podemos assegurar que esta afeta todas as unidades da área. No entanto, para aquelas estruturas localizadas a norte desta última, não foi possível observá-las até a superfície. Porém, como a análise morfológica e hidrográfica sugerem, elas possivelmente também afetam todas as unidades, principalmente para aquela localizada entre as sondagens 10 e 11 que desloca um bloco, gerando, em superfície, um divisor de águas.

Com relação às estruturas interpretadas a sul do Rio Camurupim, elas também mostram boa correspondência com as anomalias de drenagens. Nesta área, não observamos nenhuma estrutura que afetasse todas as unidades. No entanto, as anomalias de drenagens sugerem que estas estruturas podem se projetar até a superfície. O problema da não visualização de todas as estruturas pelo método de eletro-resistividade pode ser provocado pelo problema da equivalência elétrica, que mascara os rejeitos das

falhas, ou ainda pela movimentação puramente transcorrente das estruturas que, desta forma, não produzem rejeitos detectáveis pelo método de eletro-resistividade.



**Figura 7.1** - Mapa estrutural para a Falha de Carnaubais na Área Camurupim.

### 7.3 - Idade dos falhamentos

Um grande problema enfrentado por nós, no decorrer deste trabalho, foi a caracterização e correlação das unidades descritas na área, que auxiliaria significativamente nas datações dos falhamentos interpretados. No entanto, algumas correlações litológicas foram feitas na tentativa de posicionar geocronologicamente as unidades da Área Camurupim. A princípio, utilizou-se o mapa geológico do estado do Rio Grande do Norte, que descreve a ocorrência de rochas pertencentes à Formação Barreiras, para a visualização das unidades aflorantes na área estudada. Contudo, com base nas descrições de campo, associados ao empilhamento da seção litofaciológica (que demonstra um caráter regressivo), chegamos a conclusão que, pelo menos a seção basal descrita para a área (calcarenito), não poderia ser correlacionada com as rochas da

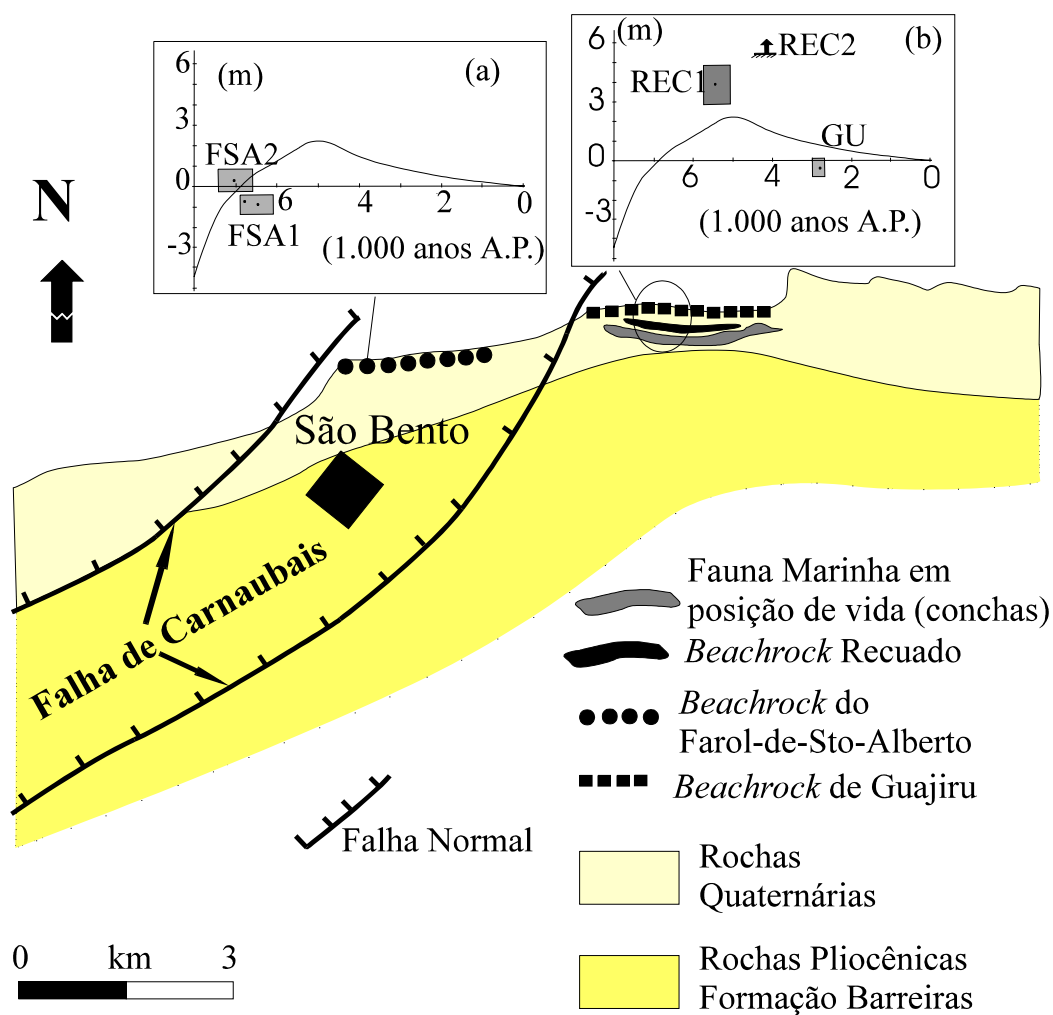
Formação Barreiras. Aliada às descrições geológicas, obtivemos ainda algumas fichas de poços da PETROBRAS que descrevem a existência de rochas das Formações Macau, Tibau, Guimarães e Barreiras na área. As fichas dos poços da PETROBRAS também descrevem uma seção basal (rochas que ocorrem acima do calcário Jandaíra) composta pelas Formações Tibau e Guimarães, tendo, algumas vezes, colocações de vulcânicas de idade Oligocênica e pertencentes à Formação Macau. Portanto, é razoável a associação da nossa Unidade A com as rochas pertencentes a Formação Guimarães que têm uma idade no intervalo Neocampaniano ao Holoceno. No entanto, este intervalo de tempo é muito longo e fica quase que impossível precisar as idades dos falhamentos que afetam as rochas desta formação. Portanto, para se chegar a alguma conclusão a respeito da idade destes falhamentos, necessariamente teríamos que saber a idade das unidades subjacentes à Unidade A (calcarenito) que também estão afetadas pelas falhas.

A Unidade B (lamito), ao nosso entender, pertence ao mesmo ambiente deposicional da Unidade A. Desta maneira, ela seria correlata também à Formação Guimarães. Estas duas unidades basais foram depositadas possivelmente em um ambiente marinho raso a transicional, de acordo com que os autores propõem para a Formação Guimarães (Araripe e Feijó 1994). Para as unidades C, D e E o ambiente deposicional interpretado é o fluvial para as duas primeiras e eólico para a superior. No entanto, tanto a Formação Tibau quanto a Formação Barreiras foram depositados em ambiente fluvial o que dificulta a nossa correlação. Além disso, as unidades C e D podem ser correlacionadas a um depósito de cascalheiras, normalmente presente nas margens dos principais rios regionais (Açu, Ceará-Mirim, Jaguaribe, Mossoró). Em trabalho recente, a cascalheira do Rio Açu foi posicionado acima da Formação Barreiras do Terciário Superior (Sousa 1998). Devido as unidades C e D apresentarem um empilhamento granodecrescente para o topo, elas podem representar um único depósito com energia de deposição diminuindo para o topo. Note, na seção litofaciológica da Área Camurupim (fig. 2.8), que entre estas duas unidades não há nenhuma discordância. Neste caso estas duas unidades podem ser correlacionadas às cascalheiras que Sousa (1998) posicionou estratigraficamente acima da Formação Barreiras. No entanto, o leque de correlações possíveis ainda é vasto e sem um estudo regional que caracterize bem estas formações, no âmbito da Bacia Potiguar, fica quase que impossível fazer correlações totalmente

seguras. Seria, assim, importante fazer um estudo regional para se conhecer as assinaturas (por ex. minerais pesados, tipos de argilas, etc.) para as Formações Tibau, Barreiras e cascalheiras e, desse modo, ter dados quantitativos que auxiliassem nas correlações.

De acordo com o caráter granulométrico da Unidade E, acreditamos que esta unidade possa ser um depósito eólico recente (Quaternário), que tenha sido retrabalhado das dunas que ocorrem na porção mais a norte da Área Camurupim. Como algumas falhas também cortam esta unidade superficial, acreditamos que estas tenham uma idade pelo menos do Quaternário. Um fato que nos auxilia fortemente para esta conclusão de que a idade mais recente de tectonismo na Falha de Carnaubais seja ainda do Holoceno é o fato da existência de depósitos soerguidos de conchas na Área São Bento (fig. 7.2) datados do Holoceno (Bezerra *et al.* 1998). É interessante observar a consistência existente entre o mapa topográfico regional obtido, a seção geométrica e a conclusão a que Bezerra *et al.* (1998) chegaram a respeito da Falha de Carnaubais. Todas estas interpretações são unânimes em propor que a porção a leste da Falha de Carnaubais é composto por um bloco soerguido, o que é refletido tanto na topografia quanto na estruturação tectônica da própria falha.

Um outro elemento que reforça a hipótese de tectonismo holocênico para o Sistema de Falha Carnaubais é dado pela análise estrutural dos *beachrocks* da região de São Bento do Norte, onde esta falha se projeta. Neste caso o reconhecimento de afloramentos que mostram brecha de falha, aliadas à interpretação das geometria das fraturas, indicam que a movimentação da Falha de Carnaubais é transcorrente dextral com uma componente extensional de direção aproximada S-N, condizente com os campos de tensões proposto por Assumpção (1992).



**Figura 7.2** - Evidências de movimentação holocênica para a Falha de Carnaubais a partir de datações em depósitos costeiros soerguidos (Bezerra *et al.* 1998). Os quadrados (a) e (b) representam a variação da curva do nível do mar para a região com amostras soerguidas plotadas.

## 8 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES

As principais conclusões obtidas neste estudo foram:

1. A componente residual do mapa gravimétrico obtido para a porção centro-norte da Bacia Potiguar mostra claramente a estruturação do *Graben* de Guimarães e o Alto de Macau. De acordo com este mapa, a interpretação estrutural feita por Cremonini *et al.* (1996) está mais condizente que aquela obtida por Matos (1992);
2. A componente topográfica regional da porção centro-norte da Bacia Potiguar reflete basicamente o par conjugado formado pelas Falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra. É possível, ainda, uma associação das curvas topográficas regionais entre 5 m e 10 m com uma paleolinha da costa (Fonseca 1996) de aproximadamente 5.000 anos atrás. Já o mapa topográfico residual mostra principalmente o truncamento dos vales de direção SE-NW (correlatos à Falha de Afonso Bezerra) pela projeção, em superfície, da Falha de Carnaubais;
3. O mapa magnetométrico obtido para a Área Camurupim mostra poucas anomalias magnéticas. Foi possível identificar na área apenas uma anomalia que pode ser correlacionada a um *sill* de rochas vulcânicas. A partir deste mapa e de dados de poços, foi possível assegurar que o embasamento elétrico, obtida da interpretação das sondagens elétricas, é constituído pelos calcários da Formação Jandaíra. Com o mapa magnetométrico obtido foi possível, também, inferir duas falhas de direção NE-SW correlatas à Falha de Carnaubais;
4. Os trabalhos geofísicos de detalhe (eletro-resistividade e potencial espontâneo) também mostraram claramente o limite entre o *Graben* de Guimarães e a Plataforma de Touros, que é representado pela Falha de Carnaubais. Na Área Camurupim esta falha apresenta-se na forma de um sistema de falhas normais subverticais, com pelo menos uma falha afetando todas as unidades mapeadas na área. Não é descartada a possibilidade de movimentação transcorrente para estas falhas. Foi possível, também, separar esta área em dois blocos por uma descontinuidade geológica pronunciada. O Rio Camurupim corre exatamente sobre esta descontinuidade. As anomalias de drenagens e morfológicas da

Área Camurupim, mostraram-se perfeitamente condizentes com a geometria e movimentação da Falha de Carnaubais;

5. Foram identificadas cinco unidades litofaciológicas na Área Camurupim. A unidade basal é composta por um calcarenito branco. Acima desta unidade, ocorre uma camada de lamito que conjuntamente com a unidade basal foram correlacionadas com a Formação Guamaré. As unidades C, D e E, superiores, são compostas por conglomerados e arenitos finos esbranquiçados e arenitos finos avermelhados, respectivamente. As unidades C e D podem pertencer às formações Tibau; ou à Formação Barreiras; ou, ainda, as cascalheiras que Souza (1998) posicionou estratigraficamente acima dos arenitos da Formação Barreiras com base na análise de minerais pesados. Para a Unidade E, esta foi interpretada como um depósito eólico retrabalhado do Quaternário;

6. Uma idade Quaternária para a última reativação da Falha de Carnaubais foi admitida. Os dados obtidos das fraturas dos *beachrocks* da Área de São Bento, aliadas às conclusões chegadas por Bezerra *et al.* (1998), mostraram que esta falha teve tectonismo no Holoceno. Foi inferida uma movimentação recente dextral com uma componente extensional de direção norte-sul. Esta conclusão é consistente com a proposta de que toda a porção situada imediatamente a oeste da Falha de Carnaubais esteja sofrendo um processo relativo de rebaixamento;

7. A integração das várias técnicas empregadas nesta dissertação foram de fundamental importância nas conclusões aqui chegadas. Reforçamos e sugerimos a necessidade da interdisciplinaridade nas ciências da terra, no sentido de se chegar a resultados mais confiáveis.

Por fim, deixaremos as seguintes sugestões para trabalhos futuros:

1. Fazer um estudo detalhado sobre as Formações Tibau e Barreiras, no âmbito da Bacia Potiguar, no sentido de se encontrar algumas assinaturas (e.g. assembléias de minerais pesados, tipos de argilas, ocorrência, etc), que sejam capazes de distingui-las;
2. Fazer um levantamento com radar penetrante no solo (GPR) para visualizar falhas com pequenos rejeitos nas unidades mais superiores da Área Camurupim, bem como verificar o mergulho das falhas;
3. Datar as unidades da Área Camurupim.

## 9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 2, Campina Grande, *Anais*, P. 242-258.
- Araripe, P.T.; Feijó, F.J. 1994. Bacia Potiguar. *Revista Geociências da Petrobras.*, **8(1)**:127-141.
- Asmus, H.E.; Guazelli, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. In: PETROBRAS. *Estruturas e tectonismos da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais*, Rio de Janeiro, CENPES/DIMEP, p. 187-269.
- Assumpção, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal Geophysical Research.*, **97(138)**:11889-11903.
- Barbosa, R.V.N. 1984. *Geologia da área a oeste de Macau na confluência dos Rios dos Cavalos e das Conchas, no litoral norte do Estado do Rio Grande do Norte*. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 94 p.
- Beltrão, J.F.; Silva, J.B.; Costa, J.C. 1991. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics.*, **56(1)**:80-89.
- Bertani, R.T.; Costa I.G.; Matos R.M.D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia G.P.; Milani E.J. (eds). *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 291-391.
- Bezerra, F.H.R.; Lima Filho, F.P.; Amaral, R.F.; Caldas, L.H.O.; Costa Neto, L.X. 1997. In: Late Quaternary Coastal Tectonics Meeting., Londres, Abstracts Volume.
- Bezerra, F.H.R.; Lima Filho, F.P.; Amaral, R.F.; Caldas, L.H.O.; Costa Neto, L.X. 1998. Using beachrock and hydro-isostatic predictions to identify Holocene coastal tectonics in NE Brazil. *Coastal Tectonics Geological Society Special Publication*. In press.
- Bigarella, J.J. 1965. Contribution to the study of the Brazilian quaternary. *Geol. Soc. Amer. Bull. Sp. Pap.* **84**:433-451.

- Caldas, L.H. de O. 1996. *Geologia costeira da Região de São Bento do Norte e Caiçara, litoral norte Potiguar*. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 82p.
- Coriolano, A.C.F. 1996. Padrão de Fraturamento nos *beachrocks* de Barreta.(sul de Natal). In: Cong. de Inic. Cient. da UFRN., 7, Natal, Resumos 1:33-35.
- Costa, W.D.; Salim, J. 1972. Aspectos estruturais da Faixa Sedimentar Costeira da Região de Natal, RN., *Estudos Sedimentares.*, **2(1/2)**:133-143.
- Costa Neto, L.X. 1985. *Geologia da área entre Macauzinho e Boa Vista (sul de Macau)*. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 141 p.
- Cremonini, O. 1993. *Caracterização estrutural e evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil*. Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 143 p.
- Cremonini, O. 1995. A reativação tectônica da Bacia Potiguar no Cretáceo Superior. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos., 5, Gramado, Anais **1**: 277-280.
- Cremonini, O.; Karner, G.D. 1995. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da faixa equatorial brasileira. In: Simpósio de Geologia do Nordeste., 15, Recife, *Atas*, **1**:181-184.
- Cremonini, O.; Goulart, J.P.M.; Soares, U.M. 1996. O Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil., 4, São Paulo, Boletim, P. 89-93.
- Dakhnov, V.N. 1962. Geophysical well logging: *Colorado School Mines Quart.* 57-2.
- Deffontaines, B.; Chorowicz, J. 1991. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the zaire Basin. *Tectonophysics.*, **194**:237-263.
- Doornkamp, J.C. 1986. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *Journal of the Geological Society.*, **143**:335-342.
- Ferreira, J.M. 1997. *Sismicidade e esforços no Nordeste do Brasil.*, Instituto de Astrofísica e Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 126p.
- Fonseca, V.P. 1996. *Estudos Morfo-tectônicos na área do baixo curso do Rio Açu (Açu-Macau) - Rio Grande do Norte*. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 103 p.

- Françolin, J.B.L.; Szatmari, P. 1987. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. **17(2)**:196-207.
- Gomes, J.R.C.; Gatto, C.M.P.P.; Souza, G.M.C.; Luiz, D.S.; Pires, J.L.; Teixeira, W. 1981. Geologia e mapeamento regional. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB. 24/25 Juagaribe/Natal. Rio de Janeiro, 1981. (Levantamento de recursos naturais, 23) p. 27-176.
- Hackspacher, P.C.; Corsino, A.R.; Srivastava, N.K.; Tiriba, V.F. 1985. *A Falha de Afonso Bezerra como evidência significativa do tectonismo frágil NW-SE na Bacia Potiguar emersa*, Natal, DG/CCE/UFRN, 9p. (Boletim 10).
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop de Neotectônica e sedimentação cenozóica no Sudeste brasileiro, 1, Belo Horizonte, *Boletins*, **11**:1-32.
- Jackson, J.; Norris, R.; Youngson, J. 1996. The structural evolution of active fault and folding system in Central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. *Journal of Structural Geology*. **18(2/3)**:217-234.
- Jardim de Sá, E.F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, Recife, *Atas*, P. 297-271.
- Lima C.C.; Viviers M.C.; Moura J.R.S.; Santos A.A.M.; Carmo I.O. 1990. O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar: Relações entre o padrão de afloramentos, estruturas pré-Barreiras e Neotectonismo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **2**:607-620.
- Lima Filho, F.P.; Córdoba, V.C.; Caldas, L.H.O.; Pereira, M.M.V.; Fonseca, V.P.; Nogueira, A.M.B.; Bezerra, F.H.R. 1995. Considerações sobre a geologia costeira de São Bento do Norte/Caiçara, RN: Evidências de indicadores de nível relativo do mar. In: Simpósio sobre Processos Sedimentares e Problemas Ambientais na Zona Costeira do NE do Brasil, 1, Recife, *Anais*, **1**:150-152.
- Lima Neto, F.F. 1985. *Magmatismo pós-paleozóico na Bacia Potiguar - Comentários sobre informações disponíveis*. Natal, PETROBRAS. Rel. Interno.
- Mabesoone, J.M. 1994. Sedimentary basins of Northeast Brazil. Special publication 2. Depto. Geolo. UFPE. 310p.
- Maia, L.P.; Morais J. O.; Torquato J.R. 1993. Applied geophysics to neotectonics in Aracati-Ceará Region, Northeast Brazil. *Revista de Geologia de Fortaleza*. **6**:57-4.

- Matos, R. M. D. 1992. *Deep seismic profiling, basin geometry and tectonic evolution of intracontinental rift basin in Brazil*. Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geology of the Cornell University, New York, 275p.
- Matos, R.M.D. 1994. The Northeastern Brazilian rift system. *Tectonics*. **11(4)**:767-790.
- Matos, R.M.D.; Lima Neto F.F.; Alves A.C., Waick R.N. 1987. O Rift Potiguar - Gênese, preenchimento e acumulações de hidrocarbonetos. In: Seminário de Rifts intracontinentais, 1, Rio de Janeiro, 1987, *Anais*, PETROBRAS/DEPEX P. 160-197.
- Mayer, E. 1974 Estratigrafia preliminar na Plataforma Continental da Bacia Potiguar-RN. PETROBRAS (inédito).
- Medeiros, W.E.; Lima, O. A. L. 1991. Potencial elétrico espontâneo em aquíferos: Geração e uso hidrológico. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2, Salvador, *Anais*, **2**:1034-1038.
- Murakami, H.; Mizutani, H.; Nabetani, S. 1984. Self-potential anomalies associated with active fault. *Journal of Geomagnetism and Geoelectrics.*, **36**:351-376.
- Neves, C.A.O. 1987. *Análise regional do trinômio geração-migração-acumulação de hidrocarbonetos na Sequência Continental Eocretácica da Bacia Potiguar emersa, NE do Brasil*. Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de mestrado, 71p.
- Oliveira, M.I.M.; Bagnoli E.; Farias C.C.; Nogueira A.M.B.; Santiago M. 1990. Considerações sobre a geometria, petrografia, diagênese e idades dos *beachrocks* do Rio Grande do Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **2**:621-634.
- Ollier, C.D. 1981. Tectonics and landforms. In: Logman (ed). *Geomorphology Texts*. Londres. (6):160-180.
- Orellana, E. 1972. *Prospección geoeletrica en corriente continua*. Ed. Paraninfo, Madrid. 523pp.
- Rolim, R.L. 1985. Quaternário continental do nordeste do Brasil. In: *Série textos didáticos*. UFPE/Recife. **1**:49-50.
- Saadi, A. 1991. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Tese para admissão ao corpo de prof. titular IGC/UFMG. 300p
- Saadi, A. 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*. **1(1)**:1-15.
- Salim, J.; Lima, M.S.; Mabesoone, J.M. 1979. *Vales estruturais no litoral leste do Rio Grande do Norte*. Núcleo. SBG/NE. 41-47. (Boletim 4).

- Sial, A.N. 1976. The Rio Grande do Norte alkali-olivina basalt association, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. **6(1)**:1-14.
- Silva, C.G. 1991. *Holocene Stratigraphy and evolutional of the Açú River Delta, Rio Grande do Norte State, Northeastern Brazil*. Department Geology of the Duke University, Doctor of Philosophy Thesis, USA, 359p.
- Sousa, D.C. 1998. *Caracterização dos minerais pesados aplicada à distinção da unidades estratigráficas. Área Açú-RN*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Relatório de Graduação, Natal, 47p.
- Souza, S.M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, **5**:2392-2406.
- Srivastava, N.K.; Corsino, A.R. 1984. Os carbonatos de Touros: Petrografia e estratigrafia. In: Simpósio Geologia do Nordeste, 11, Recife, *Atas*, P. 165-176.
- Summerfield, M.A. 1991. Tectonic geomorphology. *Progress in Physical Geography*., **15(2)**:193-205.
- Vandenbergh, J. 1982. Geoelectric investigation of a fault system in Quaternary deposits. *Geophysical prospecting*., **30**:879-897.
- Vandenbergh, J. 1984. Possibilities and limitations in the use of the electric resistivity method in Quaternary geology (a case study from de Dutch-Belgian Campine area). *Société belge de Géologie*. 3p. (Bolletín 93(3))
- Vandenbergh, J. 1990. Morphological effects of Pleitocene faulting in unconsolidated sediments (Central Graben, Netherlands). *Zeitschrift für Geomorphologie*., **34(1)**:113-124.