



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

ESCOLA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS**



ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOLOGIA ESTRUTURAL/TECTÔNICA

**UM REGIME RÚPTIL, PÓS-SILURO-DEVONIANO NO
DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL, PROVÍNCIA
BORBOREMA-NORDESTE DO BRASIL**

por

JOSÉ MARIA FERREIRA DA SILVA JÚNIOR

Orientador: PROF. DR. MAURÍCIO ANTÔNIO CARNEIRO

OURO PRETO
Agosto/1997

**UM REGIME RÚPTIL, PÓS-SILURO-DEVONIANO NO DOMÍNIO
DA ZONA TRANSVERSAL, PROVÍNCIA BORBOREMA-
NORDESTE DO BRASIL**

por

JOSÉ MARIA FERREIRA DA SILVA JÚNIOR

Dissertação apresentada ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da
Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do
Título de Mestre

Ouro Preto
Agosto/1997

BANCA EXAMINADORA

PROF. DR. MAURÍCIO ANTÔNIO CARNEIRO

Universidade Federal de Ouro Preto

(Orientador)

PROF. DR. MARCO ANTÔNIO FONSECA

Universidade Federal de Ouro Preto

DR. JOÃO BATISTA DE LELLIS FRANÇOLIN

PETROBRAS/E&P

PROFA. DRA. NAOMI USSAMI

Instituto Astronômico Geofísico - USP

Aos meus pais

AGRADECIMENTOS

O autor gostaria de expressar seus sinceros agradecimentos às seguintes pessoas e instituições:

Ao orientador Prof. Dr. Maurício Antônio Carneiro pelo constante incentivo e a grande empolgação demonstrada ao longo do trabalho e pelas proveitosas discussões.

Ao Convênio PETROBRÁS/UFOP, pela possibilidade de realização do curso de mestrado.

À CPRM pelo investimento, ajuda de custo e liberação das atividades da empresa numa etapa crucial da dissertação, em particular ao Superintendente Marcelo Soares Bezerra e ao Gerente Adeilson Alves Wanderley.

À Marinho Alves da Silva Filho (CPRM-Recife) pela sugestão da área de trabalho, e a Helton Héleri Falcão Torres pelas sugestões e discussões técnicas.

Ao Observatório Nacional pelo empréstimo do gravímetro e a Iris Escobar (ON) e a Mario Metello (CPRM-Escritório Rio), que viabilizaram tal empréstimo.

Ao Dr. Luciano Magnavita (PETROBRÁS) pelos ensinamentos de campo na bacia do Tucano-Jatobá e ao Dr. João Batista de Lellis Françolin (PETROBRÁS) pelo empréstimo do programa ESTRIAS/ESTRIASW/ESTRUT.

Ao geofísico Fernando Lins (UFRN) e a Jean Luis Vignerresse por terem cedido o programa de modelagem gravimétrica tridimensional e algumas discussões na área de gravimetria.

À todos colegas de trabalho e equipe de geólogos da SUREG-RE pela troca frutífera de idéias.

Aos meus colegas de curso Eduardo Araújo Monteiro, Edilson Sawsato, Paulo Romeiro, Paulo Menezes, Marcelo Basseto pelo agradável convívio ao longo da realização das matérias do curso de mestrado.

O autor agradece também, àquelas pessoas que de forma direta ou indireta contribuíram para a realização deste trabalho e que porventura não tenham sido aqui mencionadas.

ABSTRACT

Gravity survey and structural analysis have been conducted in small basins and sedimentary remnants between Pernambuco and Patos shear zones (Northeastern Brazil), in order to define the internal geometry and structural framework as well as the characterization of the tectonic processes of their evolution.

Two and three dimensional gravity modelling revealed that those small basins and fragments of sedimentary basins is thin caps of horizontally sedimentary rocks overlying basement rocks. The sedimentary thickness are less than 580 meters. A symmetric geometry, with gentle borders has been defined for the Cedro sub-basin, the maximum thickness coincides with sediments of Santana Formation. An asymmetric geometry has been defined for the Fátima sedimentary remnant with low dipping angle SE border and steeper NW border.

Small strike-slip faults (<15 km) were recognized affecting the lowermost stratigraphic unit of those small basins that was correlated to the Siluro-Devonian Tacaratu Formation (Jatobá basin) or Mauruti Formation (Araripe basin). Those faults are parallel in a map view scale and they are post-depositional. At outcrop scale they formed conjugate pairs and braided systems of deformation bands or microfaults. Detailed study of microfaults and associated striated fault planes allow us to determine regional stress field, with the principal stress direction of compression is nearly horizontal and strikes NE-SW and the principal stress direction of extension is horizontal and strikes NW-SE. Thus a regional pattern for the intracratonic deformation is wrench faulting.

A model of sinistral simple shear was proposed for the entire Transversal Zone Domain, which is consistent with the kinematic motion of the Patos and Pernambuco shear zones brittle reactivation during Early Cretaceous wrenching. The structural grain (NE trend) of Pan-African age has strongly controlled those faults, that are Riedel shears.

This brittle deformation was probably the result of intracontinental deformation associated with the northward propagating rift zone, prior to the opening of the South Atlantic.

RESUMO

No presente trabalho foram realizados estudos gravimétricos e estruturais nas sub-bacias de Cedro (PE), Mirandiba (PE) e no Testemunho Sedimentar de Fátima (PE), com o intuito de se definir a geometria interna, arcabouço estrutural e os processos tectônicos relacionados com à sua formação.

Através de modelagens gravimétricas bi-dimensionais e tridimensionais foi definida uma geometria simétrica, forma de um prato raso (meio disco), para a sub-bacia de Cedro, com mergulhos suaves de suas bordas para o centro da bacia. A espessura máxima encontrada foi de 580 metros. O testemunho sedimentar de Fátima possui uma geometria ligeiramente assimétrica com a borda SE com mergulho suave e a borda NW com mergulho um pouco mais íngreme. A profundidade máxima encontrada foi de 560 metros. A gravimetria revelou a pequena espessura de ambas áreas sedimentares que na verdade, não passam finas capas horizontalizadas de sedimentos por sobre o embasamento cristalino.

O arcabouço estrutural das bacias e remanescentes sedimentares estudados é dominado por falhas em arenitos correlacionáveis a Formação Tacaratu (Bacia do Jatobá) ou Formação Cariri/Mauriti (Bacia do Araripe). A tectônica rúptil que atuou nestas rochas é pós-deposicional. A análise geométrica mostrou que estas falhas em escala de afloramento são formadas por um par conjugado que pode ser dividido em um *set* N25E dextral e outro N65E sinistral, formando um ângulo de 50° entre elas. Uma população de 121 mesofalhas estriadas tratadas pelo Método de Angelier (Diedros Retos), revelou um campo de esforços distensionais orientados NW-SE e compressionais NE-SW.

A grande maioria das estrias encontradas são de baixo *rake* e os esforços máximo e mínimo horizontalizados caracterizam um regime tectônico transcorrente ou de cisalhamento simples para a região estudada. Um modelo de cisalhamento simples sinistral foi proposto para a geração das falhas sinistrais de alta obliquidade (Riedel). Estas falhas foram controladas pela herança tectônica do embasamento. Esta tectônica rúptil pode ser uma resposta intraplaca de acomodação aos esforços da abertura do Oceano Atlântico-Sul, no Cretáceo, em regiões distais dos eixos principais dos riftes.

SUMÁRIO

Banca	i
Dedicatória.....	ii
Agradecimentos	iii
Abstract.....	ix
Resumo	v
Sumário.....	vi
Lista de Figuras.....	ix
Lista de Fotografias	xv
CAPÍTULO 1 APRESENTAÇÃO	01
1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	01
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	02
1.3 OBJETIVOS	02
1.4 METODOLOGIA DE TRABALHO	04
1.5 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	05
CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	06
2.1 INTRODUÇÃO	06
2.2 PROVÍNCIA BORBOREMA	07
2.3 FAIXA DE DOBRAMENTOS PIANCÓ-ALTO-BRÍGIDA	09
2.4 FAIXA DE DOBRAMENTOS PAJEÚ-PARAÍBA	10
2.5 LINEAMENTOS OU ZONAS DE CISALHAMENTOS	10
2.6 CORPOS GRANITÓIDES	11
CAPÍTULO 3 ESTRATIGRAFIA	12
3.1 INTRODUÇÃO	12
3.2 SUB-BACIA DE MIRANDIBA	13
3.3 SUB-BACIA DE CEDRO	16
3.4 TESTEMUNHO SEDIMENTAR DE FÁTIMA	19
3.5 A EVOLUÇÃO DO ATLÂNTICO SUL E AS BACIAS INTERIORES DO NORDESTE	22

CAPÍTULO 4 GRAVIMETRIA	26
4.1 INTRODUÇÃO	26
4.2 PRINCÍPIOS TEÓRICOS DA GRAVIMETRIA	27
4.3 GRAVIMETRIA DA SUB-BACIA DE CEDRO	31
4.3.1 Aquisição dos dados	31
4.3.2 Tratamento dos dados	33
4.3.3 Análise qualitativa do mapa gravimétrico Bouguer	33
4.3.4 Análise qualitativa do mapa gravimétrico residual	35
4.3.5 Modelagem gravimétrica	37
4.3.5.1 Modelagem Gravimétrica Bidimensional (2-D)	37
4.3.5.2 Modelagem gravimétrica Tridimensional	41
4.4 GRAVIMETRIA DO TEST. SED. DE FÁTIMA	45
4.4.1 Aquisição dos dados	45
4.4.2 Tratamento dos dados	46
4.4.3 Análise qualitativa do mapa gravimétrico Bouguer	46
4.4.4 Análise qualitativa do mapa gravimétrico residual	48
4.4.5 Modelagens gravimétricas	50
4.4.5.1 Modelagem Gravimétrica Bidimensional (2-D)	50
4.4.5.2 Modelagem gravimétrica tridimensional	53
CAPÍTULO 5 ANÁLISE ESTRUTURAL	57
5.1 INTRODUÇÃO	57
5.2 TERMINOLOGIA ADOTADA	58
5.3 EXPOSIÇÕES TÍPICAS	59
5.4 PADRÕES GEOMÉTRICOS	61
5.5 INDICADORES CINEMÁTICOS	62
5.6 PETROGRAFIA E CARACTERÍSTICAS TEXTURAIIS	65
5.7 MÉTODOS PARA TRATAMENTO DE POPULAÇÕES FALHAS	67
5.7.1 Método dos Diedros Retos	67
5.7.2 Método da Análise dos Vetores da Deformação Incremental	68
5.8 ANÁLISE ESTRUTURAL DA SUB-BACIA DE MIRANDIBA	69
5.8.1 Análise Geométrica	69
5.8.2 Determinação dos Paleotensores	72
5.8.3 Caracterização das Falhas da Sub-Bacia de Cedro	74
5.8.3.1 Falha do Serrote Verde	74
5.8.3.2 Falha do Sítio Divisão	77
5.8.3.3 Falha de Terra Nova	80
5.8.4 Embasamento	83
5.9 ANÁLISE ESTRUTURAL DO TEST. SED. DE FÁTIMA	84
5.9.1 Análise Geométrica	84
5.9.2 Determinação dos Paleotensores	87
5.9.3 Caracterização das Falhas do Testemunho Sedimentar de Fátima	89

5.9.3.1 Falha do Sabá	89
5.9.3.2 Falha da Queimada Grande	93
5.9.3.3 Falha da Carapuça	96
5.9.3.4 Outras Falhas Menores	99
5.9.4 Embasamento	100
CAPÍTULO 6 EVOLUÇÃO TECTÔNICA E CLASSIFICAÇÃO DAS BACIAS	101
6.1 IDADE DAS ESTRUTURAS DESCRITAS	101
6.2 CLASSIFICAÇÃO E CORRELAÇÃO COM OUTRAS BACIAS INTERIORES	103
6.3 MODELO PARA FORMAÇÃO DAS FALHAS	109
CAPÍTULO 7 CONCLUSÕES	116
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118
ANEXO 1 Levantamento gravimétrico da região da sub-bacia de Cedro - PE	128
ANEXO 2 Tabela com os dados de campo do arenito da Formação Tacaratu na Sub-Bacia de Mirandiba. Cada conjunto de dados é composto de uma medida do plano de falha (mergulho, azimute) e medida da estria (caimento, rumo, sentido de movimento, <i>rake</i>).	134
ANEXO 3 Tabela com dados de campo do arenito da Formação Tacaratu nas proximidades da cidade de Fátima. Cada conjunto de dados é composto de uma medida do plano de falha (mergulho, azimute) e medida da estria (caimento, rumo, sentido de movimento, <i>rake</i>).	136

ÍNDICE DAS FIGURAS

Fig. 1.1- Mapa de localização das áreas estudadas (modificado de Santos 1995).	03
Fig. 2.1- Esboço geotectônico do Nordeste Oriental (modificado de Carneiro <i>et al.</i> 1988)	08
Fig. 3.1- Mapa de localização das bacias interiores do nordeste do brasileiro. (compilado de Cordani <i>et al</i> 1984 <i>in</i> Carneiro <i>et al</i> 1988).	13
Fig. 3.2- Mapa geológico simplificado da sub-bacia de Mirandiba (modificado do Mapa Geológico executado pela PROSPEC e SUDENE (Braun 1966 <i>in</i> Carvalho 1993)	14
Fig. 3.3- Mapa geológico simplificado da sub-bacia de Cedro e porção oeste de São José do Belmonte (modificado de CPRM-Projeto Mapas Metalogenéticos e de Recursos Minerais - Carta Litológica (1984) <i>in</i> Carvalho 1993)	17
Fig. 3.4- Mapa geológico simplificado da folha Afogados da Ingazeira (Modificado de Veiga Jr. 1990).	20
Fig. 3.5- Evolução tectônica das bacias rifte do Vale do Cariri. (a) Modelo de extensão (<i>trend</i> NW-SE) sobre zonas de cisalhamento sigmoidais pré-existentes; (b) Ambiente tectônico pré-rifte; (c) distribuição do rifte e ambiente tectônico sobre as bacias do Vale do Cariri (Matos 1987)	23
Fig. 3.6- Carta estrutural pré-aptiana do Nordeste do Brasil e regiões vizinhas do Atlântico (compilado de Szatmari <i>et al.</i> 1977 <i>apud</i> Françolin 1992)	25
Fig. 4.1- Mapa de localização das estações gravimétricas da sub-bacia de Cedro. Coordenadas em UTM.	31
Fig. 4.2- Mapa de anomalia Bouguer da sub-bacia de Cedro. Coordenadas em UTM. Perfis usados para a modelagens bidimensionais também estão indicados.	34
Fig. 4.3- Mapa Bouguer da bacia do Araripe (modificado de Matos 1988).	36
Fig. 4.4- Superfície de tendência de segunda ordem para a sub-bacia de Cedro.	36
Fig. 4.5- Mapa residual após a retirada da superfície de segunda tendência. Coordenadas em UTM. Intervalo de contorno 1 mGal.	37
Fig.4.6- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal AB, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos 2,40 g/cm ³ e densidade do embasamento de 2,70 g/cm ³ .	39
Fig.4.7- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal CD, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos 2,40 g/cm ³ e densidade do embasamento de 2,70 g/cm ³ .	40
Fig.4.8- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal EF, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos 2,40 g/cm ³ e densidade do embasamento de 2,70 g/cm ³ .	40
Fig.4.9- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal GH, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos 2,40 g/cm ³ e densidade do embasamento de 2,70 g/cm ³ .	41

Fig. 4.10- Mapa de anomalia residual calculada ou modelada após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,5 mGal. Cooredenadas em UTM.	43
Fig. 4.11- Mapa de ajuste ou de diferença entre a anomalia residual observada e calculada após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,1 mGal. Coordenadas em UTM.	44
Fig. 4.12- Mapa de profundidades da sub-bacia de Cedro após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,1 km. Coordenadas em UTM.	44
Fig. 4.13- Mapa de localização das estações gravimétricas do Test. Sed. Fátima. Coordenadas em UTM.	45
Fig. 4.14- Mapa de anomalia Bouguer do Test. Sedimentar de Fátima. Coordenadas em UTM.. Perfis usados para a modelagens bidimensionais também estão indicados.	47
Fig 4.15- Mapa de tendência Bouguer das folhas Afogados da Ingazeira e Monteiro (retirado de Veiga Jr. 1990).	49
Fig. 4.16- Superfície de tendência de segunda ordem para o Test. Sedimentar de Fátima.	49
Fig. 4.17- Mapa residual após a retirada da superfície de segunda tendência. Coordenadas em UTM. Intervalo de contorno 1 mGal.	50
Fig.4.18- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal AB, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos 2,40 g/cm ³ e densidade do embasamento de 2,70 g/cm ³ .	52
Fig.4.19- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal CD, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos 2,40 g/cm ³ e densidade do embasamento de 2,70 g/cm ³ .	52
Fig.4.20- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal EF, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos 2,40 g/cm ³ e densidade do embasamento de 2,70 g/cm ³ .	53
Fig. 4.21- Mapa de anomalia residual calculada ou modelada após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,5 mGal. Cooredenadas em UTM.	55
Fig. 4.22- Mapa de ajuste ou de diferença entre a anomalia residual observada e calculada após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,1 mGal. Coordenadas em UTM.	55
Fig. 4.23- Mapa de profundidades do Test. Sed. de Fátima após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,05 km. Coordenadas em UTM.	56
Fig. 5.1- Critérios para determinar o sentido de movimento em uma superfície de falha. Os exemplos apresentados são para uma falha normal, mas os critérios são validos para qualquer falha. Números estão relacionados as estruturas do texto. (segundo Angelier 1994).	63
Fig. 5.2- Característica gerais de uma zona de falha idealizada, próximo a sua terminação (segundo Aydin 1978 <i>apud</i> Bedregal 1991)	65
Fig. 5.3- (a) Diagrama de Wulff (hemisfério inferior) das falhas da sub-bacia de Mirandiba, (b) Diagrama do deslocamento de blocos, “slip-linear plot”.	69
Fig. 5.4- (a) Histograma de frequência mostrando a distribuição das direções de máximo mergulho das falhas. No eixo das abcissas está representada a direção de mergulho das	

falhas e no eixo das ordenadas o número de observações. (b) Diagrama de rosetas para o <i>strike</i> da mesma população de falhas. Sobre o diagrama de rosetas o círculo representa 10%.	70
Fig. 5.5- (a) Histograma do rumo das estrias. No eixo x está representado o rumo das estrias e no y a freqüência das medidas. (b) Diagrama de rosetas para o rumo das estrias. No diagrama de rosetas o círculo representa 10%.	71
Fig. 5.6-(a) Histograma de freqüência do valor de mergulho das falhas. No eixo x está representado o mergulho das falhas em intervalos de 5^0 e no eixo y o número de observações. (b) Histograma de freqüência do caimento das estrias. No eixo x é representado o caimento das estrias em intervalos de 5^0 e no eixo y o número de observações.	71
Fig. 5.7- (a) Histograma de obliquidade (b) Diagrama que mostra os mesmos dados da figura anterior em termos de percentagem. As fatias representam os intervalos em graus da variação da obliquidade e a percentagem dos dados aparece a cada intervalo.	71
Fig. 5.8- Método de Angelier (Diagrama de Schmidt hemisfério inferior) para a sub-bacia de Mirandiba. Em verde esta representado a região de confiança (100%) para o campo de extensão e em amarelo a região de confiança (100%) para a compressão.	73
Fig. 5.9- Linhas de isoconcentração dos eixos principais da deformação e direção dos vetores de deslocamentos de blocos de falha para a sub-bacia de Mirandiba. O gráfico da esquerda se refere ao eixo de encurtamento e o da direita ao eixo de estiramento. Projecção no diagrama de Schmidt. Hemisfério inferior.	73
Fig. 5.10- Localização das falhas do Serrote Verde, Terra Nova, Sítio Divisão com localização dos pontos estudados.	75
Fig. 5.11- Projecção estereográfica e histogramas de freqüência absoluta dos dados amostrados no afloramento 10 (UTM 530829E e 9106189N) da falha do Serrote Verde. (a) Pólo das falhas, <i>slickenline</i> N=33, <i>slip-linear</i> (total e com $rake < 45^0$). (b) Freqüência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias.	76
Fig. 5.12- Projecção estereográfica e histogramas de freqüência absoluta dos dados amostrados no afloramento 17 (UTM 542649E e 9100979N) da falha do Sítio Divisão. (a) Pólo das falhas, <i>slickenline</i> N=29 e <i>slip-linear</i> (total e com $rake < 45^0$). (b) Freqüência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias.	78
Fig. 5.13- Projecção estereográfica e histogramas de freqüência absoluta dos dados amostrados no afloramento 29 (UTM 539441 E e 9108314 N) da falha de Terra Nova. (a) Pólo das falhas, <i>slickenlines</i> N = 13 e <i>slip-linear</i> (total e com $rake < 45^0$). (b) Freqüência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias.	81
Fig. 5.14- Estereograma de pólos de foliação do embasamento	83
Fig. 5.15- (a) Diagrama de Wulff (hemisfério inferior) com falhas usadas no tratamento de população de falhas do Testemunho Sedimentar de Fátima, (b) Diagrama do deslocamento de blocos, “ <i>slip-linear plot</i> ”.	84

- Fig. 5.16- (a) Histograma de freqüência mostrando a distribuição das direções de máximo mergulho das falhas. No eixo das abcissas está representada a direção de mergulho das falhas e no eixo das ordenadas o número de observações. (b) Diagrama de rosetas para o *strike* da mesma população de falhas. Sobre o diagrama de rosetas o círculo representa 10%. 85
- Fig. 5.17- (a) Histograma dos rumos das estrias. No eixo x está representado o rumo das estrias e no eixo y a freqüência das medidas. (b) Diagrama de rosetas para a direção das estrias. No diagrama de rosetas o círculo representa 10%. 86
- Fig. 5.18- (a) Histograma freqüência do mergulho das falhas. No eixo das abcissas está representado o caimento das falhas em intervalos de 5^0 e no eixo das ordenadas o número de medidas. (b) Histograma de freqüência do caimento das estrias. No eixo x está representado o mergulho das estrias em intervalos de 5^0 e no eixo y o número de observações. 86
- Fig. 5.19- (a) Histograma da obliquidade (b) Diagrama que mostra os mesmos dados da figura anterior em termos de percentagem. As fatias representam os intervalos em graus da variação da obliquidade e a percentagem dos dados aparecem a cada intervalo. 86
- Fig. 5.20- Método de Angelier (Diagrama de Schmidt hemisfério inferior) para o Testemunho Sedimentar de Fátima. Em verde esta representado a região de confiança (100%) para o campo de extensão e em amarelo a região de confiança (100%) para a compressão. 88
- Fig. 5.21- Linhas de isoconcentração dos eixos principais de deformação e direção dos vetores de deslocamentos de blocos de falha para o Testemunho Sedimentar de Fátima. O gráfico da esquerda refere-se ao eixo de encurtamento e o da direita ao eixo de estiramento. Projção no diagrama de Schmidt. Hemisfério inferior. 88
- Fig 5.22 - Mapa de localização das falhas do Sabá, Carapuça, Queimada Grande e localização dos pontos estudados. 90
- Fig. 5.23- Projção estereográfica e histogramas de freqüência absoluta dos dados amostrados nos afloramentos 18; 19; 20; 30 (UTM 544352E e 9100153N, 540384E e 9099474N, 538560E e 9097250N, 639900E e 9112900N) da falha do Sabá. (a) Pólo das falhas, *slickenline* $N=22$ e *slip-linear* (total e com $rake < 45^0$). (b) Freqüência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias. 91
- Fig. 5.24- Projção estereográfica e histogramas de freqüência absoluta dos dados amostrados no afloramento 1 (UTM 648182E e 9136508N) da falha da Queimada Grande. (a) Pólo das falhas, *slickenline* $N=9$ e *slip-linear* (total e com $rake < 45^0$). (b) Freqüência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias. 94
- Fig. 5.25- Projção estereográfica e histogramas de freqüência absoluta dos dados amostrados no afloramento 10 e 13 (UTM 652422E e 9130924N, 648551E e 9129098N) da falha do Carapuça. (a) Pólo das falhas, *slickenline* $N=7$ e *slip-linear* (total e com $rake < 45^0$). (b) Freqüência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias. 97
- Fig. 5.26- Projção estereográfica dos pólos das falhas, e *slip-linear* de dados amostrados no Testemunho Sedimentar de Fátima em dois afloramentos diferentes. (a) Afloramento 04

<i>slickenline</i> N=16 (UTM 652961E e 9132563N). (b) Afloramento 16-Sítio Lagoa do Pinheiro <i>slickenline</i> N=7 (UTM 633535E e 9116879N)	99
Fig. 5.27- Estereograma de pólos de foliação do embasamento.	100
Fig. 6.1- Modelo da superposição de esforços local e regional na crosta superior. Setas abertas indicam esforços locais causados pelo contraste de densidade e peso dos sedimentos na margem continental. Setas cheias são relacionadas a esforços compressoriais regionais. (modificado de Ferreira 1995).	102
Fig. 6.2- Carta estratigráfica da bacia do Tucano Norte e Jatobá e a correlação com os testemunhos sedimentares de Fátima, Betânea e Pajeú, representou-se também os campos de esforços. (dados da Bacia do Tucano Norte e Jatobá e campo de extensão compilado de Magnavita 1992)	104
Fig. 6.3- Coluna estratigráfica da bacia do Araripe e correlação com as sub-bacias de Cedro, São José do Belmonte e Mirandiba. Representou-se o campo de esforços para a bacia do Araripe e o encontrado neste trabalho para a sub-bacia de Mirandiba. (adaptado de Ponte 1996)	105
Fig. 6.4- Distribuição cronológica das sequências estratigráficas no Nordeste do Brasil. Compilação baseada em dados bioestratigráficos (principalmente palinórficos e ostracóides). Esta figura ilustra a diferença temporal e espacial entre a bacia do Araripe e a bacia do Jatobá. Colunas I e II ilustram a correlação entre a escala croestratigráfica internacional (Harland <i>et al.</i> 1982 <i>apud</i> Matos 1992) e a nomenclatura cronoeestratigráfica brasileira (Regali & Viana 1989 <i>apud</i> Matos 1992). (Adaptado de Matos 1992). A-Araripe, C-Cedro, SJB-São José do Belmonte, M-Mirandiba, M-Mirandiba, P-Pajeú, B-Betânia, F-Fátima, RTJ-Recôncavo-Tucano-Jatobá.	106
Fig. 6.5- Relação entre a profundidade e o comprimento de algumas bacias <i>pull-apart</i> antigas e modernas com relação a sub-bacia de Cedro e o testemunho sedimentar de Fátima. Bacias <i>pull-apart</i> antigas: Petrockstow (PB), Lefors (LB), Bovey (BB), Ridge (RB), Bacias do Carbonífero da Espanha (Ucs), Chuckanut (ChB), Hornelen (HoB) e Viena (VB); Bacias modernas: Glynnwey (GB), Hanmer Plains (HB), Carrington (CaB), Hulu (HuB), Vale da Morte (DS). (Adaptado de Bedregal 1991).	108
Fig. 6.6- Zonas de cisalhamento rúptil no Maciço Pernambuco-Alagoas e na faixa Sergipana (o contato entre os dois está nas mediações do Rio São Francisco). Legenda (a) rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá; (b) remanentes paleozóicos; (c) pré-cambriano indiferenciado; (d) falhas/fraturas; (e) zonas transtracionais com falhas de componentes de movimento transcorrente e normal; (f) falhas de empurrão; (g) zonas transpressionais com componente de movimentação reverso e transcorrente. (A/B) bloco alto e baixo em falhas normais oblíquas. As setas no mapa indicam diques doleríticos (modificado de Magnavita 1992).	111
Fig. 6.7- Esquema cinemático adotado na reconstrução da abertura por Rabinowitz & LaBreque (1979).	112

Fig. 6.8- Método de Angelier (Diagrama de Schmidt hemisfério inferior) para os arenitos da Formação Tacaratu da sub-bacia de Mirandiba e Test. Sedimentar de Fátima. Em verde esta representado a região de confiança (100%) para o campo de extensão e em amarelo a região de confiança (100%) para a compressão. 114

Fig. 6.9- Mapa de localização da área estudada dentro do contexto das bacias pré e pós-aptianas, com o campo de esforços deste trabalho (setas pretas cheias) e o modelo de cisalhamento simples sinistral adotado para a formação das falhas (modificado de Françaolin 1994) 115

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Foto 5.1: Deslocamento das microfalhas é da ordem de milímetros a poucos centímetros. Falha do Sítio Divisão. Vista em planta. Arenitos da Formação Tacaratu.	59
Foto 5.2: Vista panorâmica do contato por falha dos arenitos da Formação Tacaratu com o embasamento cristalino. Falha do Sabá. Os arenitos formam cristas que se destacam no relevo.	60
Foto 5.3: Exposição típica de uma crista alongada de falha em arenitos da Formação Tacaratu. Falha da Carapuça (UTM 652422E e 9130924N).	60
Foto 5.4: Critério cinemático em uma zona de falha. Cisalhamento Riedel entre dois planos de falha indicativo de uma zona de cisalhamento extensional sinistral. Falha do Sítio Divisão. Observador voltado para N70E. Vista em planta.	63
Foto 5.5: Critério cinemático em de uma zona de falha. Cisalhamento Riedel entre dois planos de falha indicativo de uma zona de cisalhamento extensional sinistral. Afloramento 4. Observador voltado para N70E. Vista em planta.	64
Foto 5.6: Mesofalha NE com rejeito aparente direcional sinistral, individualizando localmente um provável <i>horse</i> distensional. Vista em planta. Falha de Terra Nova.	64
Foto 5.7: Mesofalha de rejeito direcional (49→312) apresentando estria com atitude N005E/36. Falha do Sítio Divisão.	79
Foto 5.8: Zonas de banda de deformação, em arenitos da Formação Tacaratu, exibindo feição radial. Vista em perfil. Falha do Sítio Divisão, sub-bacia de Cedro. Observador voltado para N70E.	79
Foto 5.9: Mesofalha de rejeito direcional (82→333) apresentando estrias com atitude N243E/25. Arenitos da Formação Tacaratu. Afloramento 29. Falha de Terra Nova.	82
Foto 5.10: Estria de baixo <i>rake</i> no plano de falha 82→339, estria N252/25. Falha de Terra Nova. Sub-bacia de Mirandiba.	82
Foto 5.11: Par conjugado de mesofalhas cortando arenitos da Formação Tacaratu. Vista em planta. Falha do Sabá.	92
Foto 5.12: Estria de arrasto (<i>Groove-type slickenlines</i>), falha do Sabá. Plano de falha 83→147, estria N55/4.	92
Foto 5.13: Brecha tectônica em arenitos da Formação Tacaratu. Falha de Queimada Grande. Afloramento 1. Vista em planta.	95
Foto 5.14: Estria de baixa obliquidade no plano de falha 58→178, estria N254E/22. Falha de Queimada Grande.	95
Foto 5.15: Brecha de falha com arenitos da Formação Tacaratu. Os blocos angulosos são de arenito. Falha da Carapuça. Afloramento 10.	98

Foto 5.16: *Slickensides* ou estrias de deslizamento desenvolvidos em plano de mesofalhas de arenitos da Formação Tacaratu. Falha da Carapuça. Plano de falha 87→345, estria N74/13.

98

CAPÍTULO 1

APRESENTAÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

As bacias interiores do Nordeste têm despertado o interesse de vários pesquisadores, contudo algumas pequenas bacias ainda não foram objeto de um estudo mais detalhado. Geralmente, as pesquisas realizadas são de cunho estratigráfico e paleontológico carecendo de uma análise dinâmica, cinemática e tectônica e até mesmo de um estudo geofísico. Este tipo de abordagem, no contexto das bacias interiores, foi utilizado na bacia do Iguatu (Bedregal 1991), bacia do Rio do Peixe (Françolin 1992) e para a bacia do Araripe (Assine 1990), inseridas no contexto do sistema do rifte Cariri-Potiguar. O sistema de rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá foi estudado nos termos de sua geometria e cinemática (Magnavita 1992).

Inicialmente, o que nos estimulou a um estudo tectono-sedimentar foram as descobertas de pegadas de dinossauros (Carvalho *et al.* 1993 a,b) nas bacias do Araripe e Cedro em sedimentos considerados como siluro-devonianos. Icnofaunas semelhantes são encontradas em rochas cretácicas das bacias do Rio do Peixe e Iguatu, controladas por movimentos transcorrentes. Várias questões foram então formuladas. Estariam as sub-bacias de Cedro, São José do Belmonte e Mirandiba e outros restos sedimentares relacionados à série de riftes neoconianos intracontinentais que compõem o sistema de riftes do Nordeste brasileiro? Ou seriam tais bacias uma extensão da bacia do Araripe? Ou restos de uma grande bacia siluro-devoniana? Como atuaram ou foram reativadas as zonas de cisalhamento dúcteis pré-cambrianas, principais estruturas preexistentes, no aprisionamento desses sedimentos? Teria a reativação Wealdeniana e o processo de abertura do Atlântico reflexo no interior da placa? De que forma?

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

As três sub-áreas estudadas se localizam no estado de Pernambuco (Fig. 1.1), na região semi-árida do Nordeste do Brasil.

A sub-bacia de Mirandiba possui uma área de 116 km² e o acesso a região é feito por Recife pela BR-232, e depois pela PE-423 percorre-se 15 km até a cidade de Mirandiba.

O acesso ao Testemunho Sedimentar de Fátima se faz a partir de Recife através de rodovia asfaltada BR-232 até a cidade de Afogados da Ingazeira, num percurso de aproximadamente 370 km. Esta área de estudo possui aproximadamente 250 km² e está compreendida entre as cidades de Afogados da Ingazeira (PE), Custódia (PE), Iguaraci (PE), Carnaíba (PE), Flores (PE), Sítio dos Nunes (PE).

A sub-bacia de Cedro localiza-se na divisa dos estados de Pernambuco e Ceará, a sul da Chapada do Araripe. O acesso a região se faz por Recife através da BR-232 até a cidade de Salgueiro (PE). A partir de Salgueiro por mais 25 km pela BR-116 chega-se até a cidade de Pena Forte (CE).

1.3 OBJETIVOS

Definir a geometria interna, espessura do pacote sedimentar, depocentros e altos estruturais bem como inferir falhas que condicionem as bacias, através de um levantamento gravimétrico nas bacias e suas vizinhanças e com o auxílio de modelagens gravimétricas.

Definir padrões estruturais, estilos de deformação que afetaram cada sequência, procurando-se identificar se os eventos tectônicos que os geraram são relacionados a uma tectônica deformadora (pós-deposicional) ou formadora (sindeposicional). Para tanto foi realizada uma análise estrutural descritiva dos processos tectônicos envolvidos.

Estudar o domínio crustal compreendido entre o lineamento de Patos e o de Pernambuco, chamado de Domínio da Zona Transversal, através de restos sedimentares fanerozóicos que guardam um registro de uma deformação dútil. Tentando obter um modelo simples e inicial para o campo de esforços que atuou e controlou a deformação neste segmento da crosta superior. Com base nos resultados obtidos classificar e correlacionar a evolução tectono-sedimentar e paleogeográfica de cada bacia no contexto das demais bacias interiores do Nordeste.

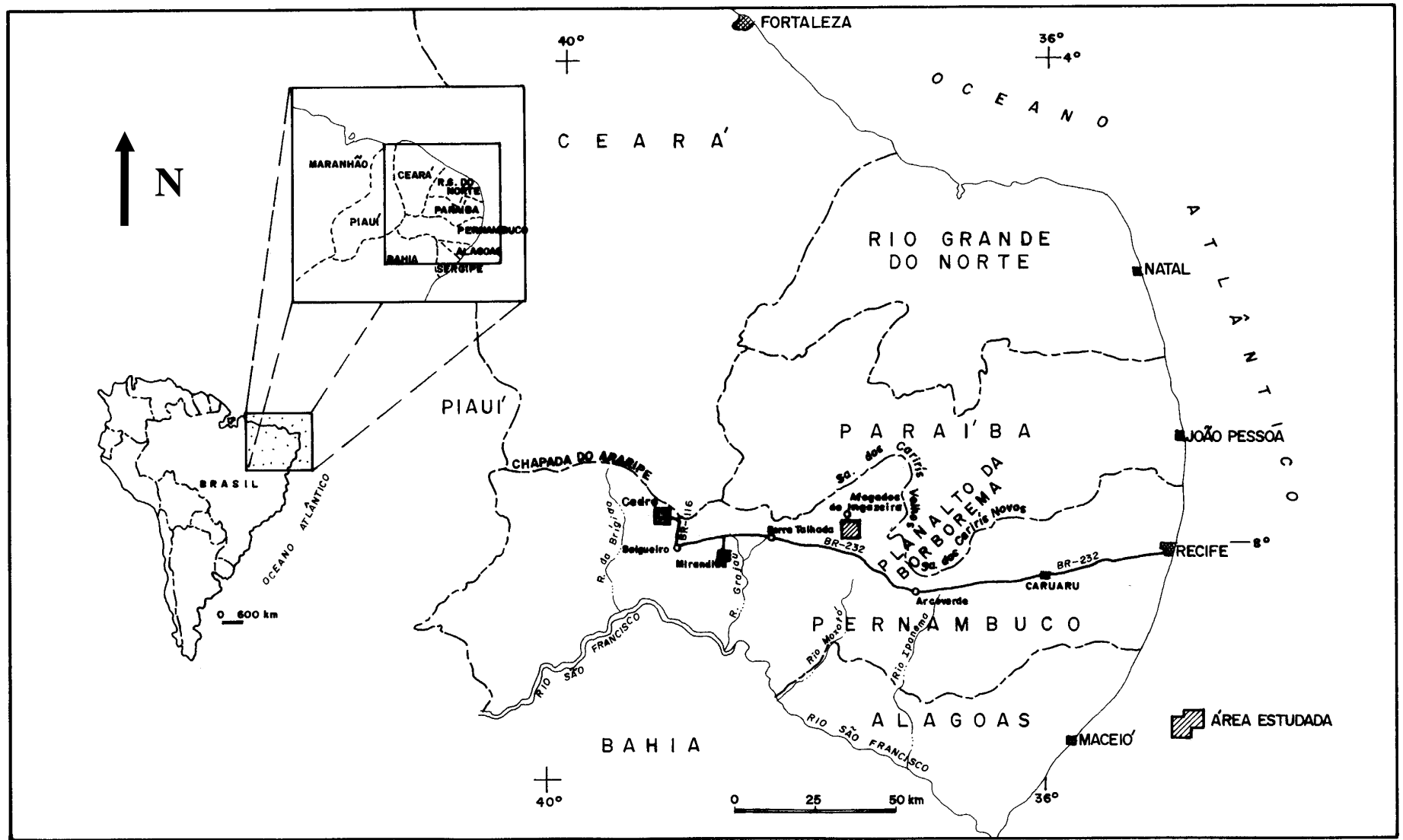


Fig. 1.1- Mapa de localização das áreas estudadas (modificado de Santos 1995).

1.4 METODOLOGIA DE TRABALHO

Um levantamento geológico-estrutural foi realizado em duas etapas de campo, a primeira de 30-05-96 à 18-06-96 e a segunda de 17-09-96 à 03-10-96. A primeira foi uma etapa de reconhecimento e na segunda etapa foram coletados dados estruturais em afloramentos chaves. Foram estudados ao todo 60 afloramentos, 30 no resto sedimentar de Fátima e 29 para a sub-bacia de Mirandiba. Destes, somente 8 para o resto sedimentar de Fátima e 3 para a sub-bacia de Mirandiba foram utilizados para o tratamento da população de falhas. Na sub-bacia de Cedro não foi encontrado nenhum afloramento que apresentasse elementos estruturais com indicadores cinemáticos.

Os elementos estruturais obtidos no campo foram tratados através de técnicas de análise estrutural. Foram usados projeções estereográficas de Schimdt (equiárea de hemisfério inferior) nos dados de planos de falhas e estrias, os quais serviram de base para a análise cinemática das falhas feita em *slip-linear plots*. Neste tratamento foi utilizado o programa STERONET FOR WINDOWS (Ivar Steinsund 1992-1994). Também foram aplicadas na caracterização de falhas estatística básica (histogramas de frequência absoluta) e diagrama de rosetas. Os dados foram agrupados em duas sub-regiões, onde se utilizou métodos para a determinação dos paleotensores que atuaram em cada região.

Um levantamento gravimétrico foi realizado em duas etapas de campo. A primeira de 27-09-96 à 05-10-96 e a segunda de 28-11-95 à 14-12-96 na sub-bacia de Cedro, onde foram estabelecidas 222 estações gravimétricas espaçadas de 1000 m, com um gravímetro LaCoste & Romberg cedido para a CPRM, pelo Observatório Nacional. Para o resto sedimentar de Fátima foram utilizados dados de um trabalho realizado pela CPRM (Oliveira 1994) e perfis da CPRM/ON. Em ambos os levantamentos foram aplicadas técnicas de modelagens bidimensionais e tridimensionais. Utilizou-se para isto programas de computador na tentativa da solução do problema direto e do problema inverso através dos algoritmos de Talwani *et al.* (1959), e Cordell & Henderson (1968).

1.5 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação contém sete capítulos, assim distribuídos:

Capítulo 1- Apresenta a introdução da dissertação, localização da área, objetivos e a metodologia de trabalho.

Capítulo 2- Fornece uma visão geológica regional e geotectônica da Província Borborema, embasamento e sítio onde se implantaram as bacias fanerozóicas.

Capítulo 3- Descreve-se a estratigrafia, idade, ambiente de sedimentação dos litotipos destas bacias e os eventos tectônicos que afetaram a Província Borborema durante o Fanerozóico.

Capítulo 4- Este capítulo se atém ao método gravimétrico, modelagens diretas bidimensionais e inversas tridimensionais aplicadas a alguns bacias e restos sedimentares.

Capítulo 5- Trata da análise estrutural descritiva, cinemática e dinâmica de falhas reconhecidas em arenitos.

Capítulo 6- Aspectos acerca da evolução tectônica destes restos sedimentares.

Capítulo 7- Sumariza e tece as conclusões deste estudo.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 INTRODUÇÃO

O principal objetivo deste capítulo é situar algumas das Bacias Interiores do Nordeste, especificamente as Sub-Bacias de Mirandiba e Cedro e os arenitos de Fátima (Bacia de Afogados da Ingazeira), dentro do contexto de seu embasamento.

A importância desta abordagem reside no fato de que nos últimos anos, vários autores têm usado o conceito de herança tectônica, ou seja, descontinuidades geotectônicas, estruturais, litológicas do embasamento como uma matriz tectônica para a história evolutiva de bacias. Por exemplo, Szatmari *et al.* (1984), Milani (1985), Magnavita & Cupertino (1987), Milani & Davison (1988) se reportam a *trends* preexistentes do embasamento como elementos controladores da arquitetura do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, principalmente, nas suas falhas de borda, falhas internas e zonas de acomodação.

"A reativação de estruturas preexistentes durante o processo de rifteamento tem sido amplamente discutida, embora a geração do sistema de fraturas no embasamento na abertura do rifte raramente é reconhecida" (Laubach & Marshak 1987 *apud* Magnavita, 1993). Magnavita (*op cit*) reconheceu uma fase rúptil de falhamento no embasamento a leste da sub-bacia do Tucano Norte onde, anteriormente, era reportado a um tectonismo neoproterozóico. Estas falhas orientadas segundo NE e com movimentação sinistral foram relacionadas ao primeiro pulso extensional, o que afetou uma área maior que o próprio rifte antes da deformação ter sido concentrada nas estruturas do rifte. Este processo é observado atualmente no rifte do Oeste Africano, onde falhamentos e sismicidade se estendem além da área restrita aos lagos (Rosendhal 1987 *apud* Magnavita 1992).

De maneira geral, a classificação de uma bacia está relacionada aos seguintes critérios fundamentais: tipo de crosta, posição geotectônica da bacia em relação aos limites de placa, forma e idade da bacia, presença de um ou mais ciclos deposicionais, reforçando a importância de situar-se as bacias no seu contexto geotectônico.

2.2 PROVÍNCIA BORBOREMA

A definição de Província Borborema ou Região de Dobramentos Nordeste coube a Almeida *et al.* (1977), nesta área a atuação de fenômenos termiais, tectônicos e magmáticos, foi muito atuante no neoproterozóico, e perdurou, inclusive, no decorrer do Cambro-Ordoviciano. A Província Borborema compreende a parte central de um amplo cinturão orogenético Pan-Africano-Brasiliano, que foi formado como consequência de uma convergência e colisão dos crátons São Luís - Oeste da África e São Francisco-Congo-Kasai, no final do Neoproterozóico. Esta província é limitada pelas Províncias do São Francisco a sul (principalmente o Craton do São Francisco), Parnaíba a oeste (recoberta pela Bacia do Parnaíba), Costeira e a margem continental respectivamente limites norte e leste (recoberta pelas bacias do Ceará, Potiguar, Pernambuco-Paraíba e Sergipe-Alagoas e a Formação Barreiras).

As unidades da Província consistem de terrenos arqueanos a mesoproterozóicos, compostos por gnaisse-migmatitos-granitos os quais representam maciços ou microplacas, e faixas dobradas. Todas as unidades são intrudidas por granitóides brasileiros, e somando-se a isto, tem-se o desenvolvimento de megazonas de cisalhamento. Há também remanescentes de depósitos paleozóicos e pequenos riftes mesozóicos, geneticamente relacionados às bacias da margem continental.

O esboço geotectônico da Província Borborema tem suscitado vários modelos e divisões em faixas, maciços, terrenos, domínios e blocos caracterizados, por uma evolução tectônica específica. Primeiramente, reporta-se à divisão em faixas vestigiais e marginais e maciços medianos, proposta por Brito Neves (1975) com referência ao ciclo brasileiro (Fig. 2.1). Já Santos *et al.* (1984) e Brito Neves (1983) apresentam outro tipo de subdivisão, em domínios estruturais e distinguindo os domínios Sergipano, Extremo-Nordeste, Transnordestino, Cearense e Médio Coreauí.

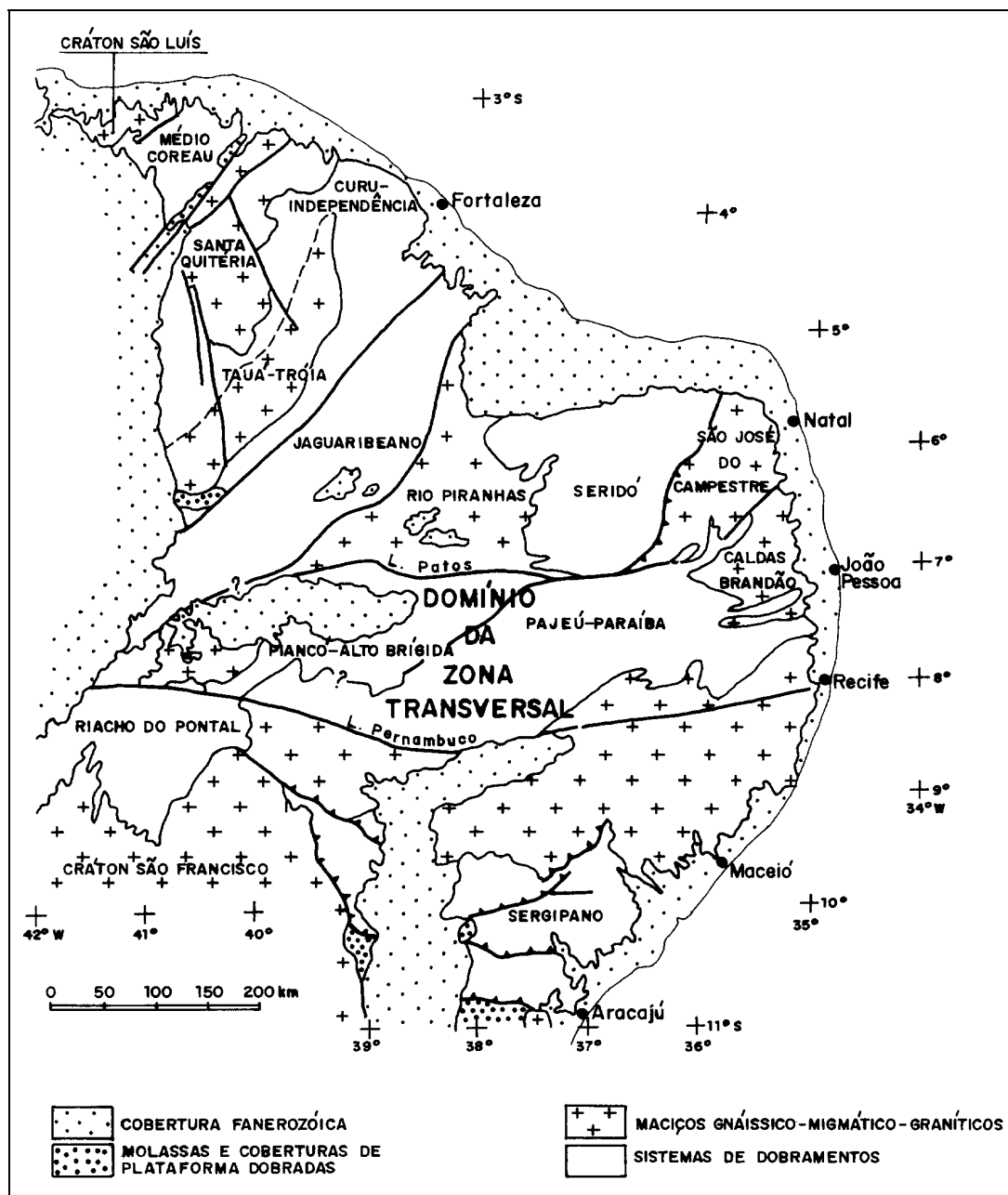


Fig. 2.1- Esboço geotectônico do Nordeste Oriental (modificado de Carneiro *et al.* 1988)

Jardim de Sá (1984) subdividiu a Província Borborema em domínios estruturais ou subprovíncias, mas advogando uma evolução policíclica para as supracrustais da Faixa Seridó e de outras faixas julgadas correlatas, em contraposição aos autores supracitados os quais defendiam uma evolução monocíclica para tais faixas. Neste caso, Província Borborema segundo Jardim de Sá (*op. cit.*), seria constituída pelas faixas Sergipana e Riacho do Pontal, na margem norte do Craton do São Francisco, a faixa Médio Coreáú, marginal ao Craton do São Luís e as que integram o setor central da Província Borborema incluindo a faixa Óros-Jaguaribe, o Domínio do Ceará Central e a faixa Seridó, a norte do Lineamento de Patos, e o

Domínio da Zona Transversal, a sul daquele lineamento incluindo no mesmo a faixa Salgueiro-Cachoeirinha. A Zona Transversal foi denominada por Ebert (1962). Melo e Assunção (1984) referem-se a Faixa Transversal e Campos Neto *et al.* (1994) denominam de Domínio Tectônico Rio Pajeú.

Santos (1996) adotou uma subdivisão em terrenos que sofreram uma colagem tectônica nas margens de cratons. A região compreendida entre o lineamento de Patos e Pernambuco pertence ao domínio do super-terreno Rio Pajeú ou Transversal, o qual engloba os terrenos Alto Moxotó, Alto Pajeú e a faixa Piancó-Alto Brígida.

2.3 FAIXA DE DOBRAMENTOS PIANCÓ-ALTO-BRÍGIDA

Esta unidade geotectônica estende-se por 200 km desde a cidade de Oricuri-PE até Piancó-PB, com direção aproximadamente NE-SW. Este cinturão possui uma forma sinuosa e está compreendido entre dois importantes lineamentos de direção E-W: o lineamento de Patos ao Norte e o de Pernambuco a Sul. A faixa é limitada pelo Maciço Rio Piranhas, ao Norte, o Maciço Pernambuco-Alagoas a sul e pelo batólito de Teixeira a oeste.

A denominação de Faixa Piancó-Alto Brígida coube a Brito Neves (1975), mas ela teria sido referenciada como Faixa Salgueiro/Cachoeirinha por Jardim de Sá (1984) e Sial (1986). A faixa é composta por dois Grupos: Grupo Cachoeirinha (Gomes *et al.* 1981; Silva Filho 1984), compreende filitos e mica xistos de baixo grau, metagrauvascas, quartzitos, metavulcânicas ácidas, formações ferríferas, metacarbonatos e metaconglomerados. O Grupo Salgueiro é constituído por micaxistos de facies anfíbolítico, paragnaisses, mármore, quartzitos, anfíbolitos e metavulcânicas ácidas. O quadro litoestratigráfico é completado pelos terrenos gnáissicos-migmatíticos, Grupo do Bom Nome.

Os Grupos Salgueiro e Cachoeirinha foram correlacionadas ao Grupo Seridó por Jardim de Sá & Hackspacher (1980). Brito Neves *et al.* (1990), dataram pelo método U-Pb em zircões, meta-riolitos ácidos a intermediários, do Grupo Salgueiro, e as idades encontradas foram da ordem de 1,10 Ga. Estas idades são interpretadas como a idade do vulcanismo inicial. Brito Neves (*op. cit.*) através de datações pelo método Rb-Sr em rocha total, nas mesmas meta-vulcânicas, em zircões encontraram idades de 0,95 Ga relacionadas a principal fase de deformação em condições de fácies anfíbolito do metamorfismo regional.

2.4 FAIXA DE DOBRAMENTOS PAJEÚ-PARAÍBA

Esta faixa foi denominada por Brito Neves (1975), o qual nela reconheceu duas sequências proterozóicas. A inferior composta de metassedimentos terrígenos e imaturos, psamito-pelíticos, com níveis de carbonato e por vezes quartzíticos, correspondendo a um ambiente marinho de águas rasas. Na sequência superior, o referido autor engloba rochas com intercalações carbonáticas, atribuindo um ambiente marinho mais profundo que a sequência anterior.

Para Jardim de Sá (1994) esta faixa tem uma direção aproximadamente NE-SW, e encontra-se disposta, lateralmente, à Faixa Piancó-Alto Brígida. A norte do Maciço Pernambuco-Alagoas, são encontradas as suas formações supracrustais entre as cidades de Taquaritinga do Norte e Surubim.

Wanderley (1990) denominou de Complexo Irajá uma sequência de rochas meta-vulcanosedimentares, que seria composta de paragnaisses, ortognaisses, biotita-moscovita, biotita ou clorita-xistos, anfíbolitos e calco-silicáticas em menor proporção.

2.5 LINEAMENTOS OU ZONAS DE CISALHAMENTOS

Na Província Borborema a principal característica estrutural são os feixes de zonas de cisalhamento com direção NE-SW e E-W. São encontradas todas as graduações da série milonítica, desde protomilonitos, milonitos até ultramilonitos, com importante componente transcorrente (Cobra 1966; Santos 1971b; Santos & Neves 1984; Mello 1984). Rochas cataclásticas também são descritas em consequência de um posterior soerguimento da Província Borborema após a orogênese brasileira (Matos 1992b).

No geral, para as zonas de cisalhamento E-W, tem sido proposto o movimento dextral. Já para as zonas NE-SW o movimento é sinistral (Santos 1971a; Santos 1971b; Dantas 1980; Mello 1984), embora Davison & Powell (1991) descrevam movimentos dextrais em zonas de cisalhamento subsidiárias com *trend* NE.

A trama dúctil foi formada em condições metamórficas de facies xisto-verde a anfíbolito e é texturalmente marcada por uma foliação de alto ângulo e uma lineação de baixa obliquidade, mas identificam-se também estruturas rúpteis superimpostas (Gava & Lima 1986; Magnavita 1990; Agrawal 1990). Françaolin & Szatmari (1987) reconheceram uma deformação rúptil para as zonas de cisalhamento dúcteis, mas acham difícil a correlação

temporal para este episódio. Além disto, Françaolin & Szatmari (*op. cit.*) interpretam um sentido inverso de cisalhamento (*left-lateral*) baseados nestes indicadores cinemáticos de cisalhamento rúptil.

Dois sistemas de lineamentos de escala crustal, comprimentos da ordem de centenas de quilômetros, atravessam a Província Borborema com *trend* E-W. São os Lineamentos de Patos e Pernambuco (Ebert 1970).

As zonas de cisalhamentos, de regime rúptil-dúctil a dúctil, ora se ramificam, ora coalescem formando um *linked strike-slip system* e têm uma história policíclica. Algumas possivelmente são sérias candidatas a serem limites de terrenos, microplacas ou faixas e exerceram papel marcante na colagem de blocos no final da orogenia brasileira. Durante o evento Wealdeniano serviram de sítio do alívio e acomodação de esforços.

2.6 CORPOS GRANITÓIDES

Uma outra característica muito marcante da estrutura crustal da Província Borborema é o grande volume de rochas granitóides aflorantes. Muitos destes plutons são controlados por zonas de cisalhamento, outros são tardi a pós-cinemáticos.

Almeida *et al.* (1967) classificou essas rochas em quatro tipos distintos que foram designados de: tipo Conceição (tonalitos a granitos), Itaporanga (granodioritos porfiríticos com fenocristais de até 10 cm de comprimento), Itapetim (biotita granitos) e Catingueira (granitos peralcalinos)

Sial & Ferreira (1990) reconheceram cinco grupos de plutons: uma associação cálcio-alcalina, uma associação cálcio-alcalina potássica (tipo Itaporanga), uma associação de afinidade trondhjemítica, uma associação shoshonítica a peralcalina supersaturada, e uma associação ultrapotássica saturada.

CAPÍTULO 3

ESTRATIGRAFIA

3.1 INTRODUÇÃO

Segundo Cordani *et al.* (1984) há várias ocorrências de sedimentos fanerozóicos no interior da Província Borborema (Fig. 3.1). As principais, usualmente designadas de bacias, localizam-se no médio Rio Jaguaribe (Iguatu, Icó, Malhada Vermelha, Bastiões, Lima Campos), alto Rio Piranhas (Lavras da Mangabeira, Rio do Peixe, Rio Nazaré), sul do Ceará e oeste de Pernambuco (Araripe, Cedro, São José do Belmonte, Mirandiba, Betânia, Afogados da Ingazeira, Pajeú/Tupanaci, Socorro/Santo Ignácio).

Cordani *et al.* (*op cit*) não consideram estas ocorrências como bacias *sensu strictu*, mas sim testemunhos (restos) de bacias ou mesmo de uma só bacia, pois estes testemunhos não têm uma sequência estratigráfica própria nem delimitação espacial própria (salvo algumas exceções). Para tais autores seriam frações de uma cobertura mais extensa, com proveniência e história peculiares, aprisionadas em falhas do embasamento reativadas em dois períodos: logo após o Devoniano e no Jurássico-Cretáceo. Segundo esses autores as verdadeiras bacias seriam as bacias de Potiguar, Recôncavo-Tucano-Jatobá e Maranhão.

Adota-se neste trabalho a proposta de Ponte (1994) atribuindo o termo sub-bacia aos remanescentes sedimentares que possuem proximidade e alguma identidade litológica com a bacia do Araripe, mas separados do corpo principal da bacia por rochas do embasamento, por conseguinte descreve-se a estratigrafia de cada sub-bacia em separado. Adota-se também o termo Testemunho Sedimentar de Fátima, Arenito de Fátima, remanescente ou fragmento aos arenitos da Formação Tacaratu que estão localizados nas imediações da cidade de Fátima (PE) que são citados na literatura como bacia de Afogados da Ingazeira ou foram também referenciados como bacia de Fátima em trabalhos da CPRM.

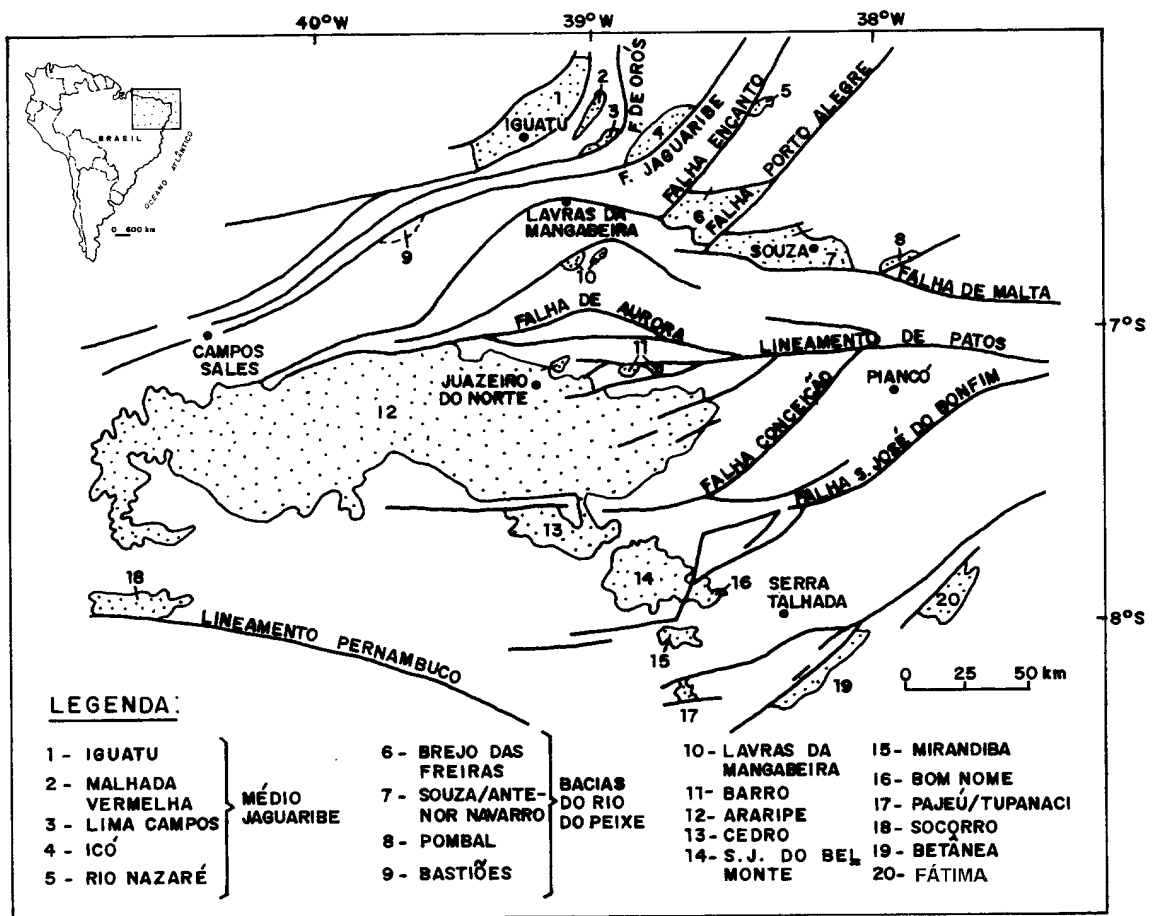


Fig. 3.1- Mapa de localização das bacias interiores do nordeste do brasileiro. (compilado de Cordani *et al.* 1984 in Carneiro *et al.* 1988).

3.2 SUB-BACIA DE MIRANDIBA

A Sub-bacia de Mirandiba situa-se no contexto da Província Borborema, no Domínio da Zona Transversal, com eixo maior disposto na direção leste-oeste, estando limitada e compartimentada por várias falhas de direção nordeste e leste-oeste (Braun 1966) (Fig. 3.2). Localiza-se na região centro-sul do estado de Pernambuco, no município de Mirandiba, tendo uma área de aproximadamente 116 km².

O embasamento é composto por um complexo metamórfico formado por gnaisses, migmatitos, micaxistos, clorita-xistos, filitos e quartzitos do Grupo Salgueiro. Ocorrem também rochas plutônicas ácidas (granitos) e intermediárias (sienitos). O *trend* do embasamento na região é NE-SW.

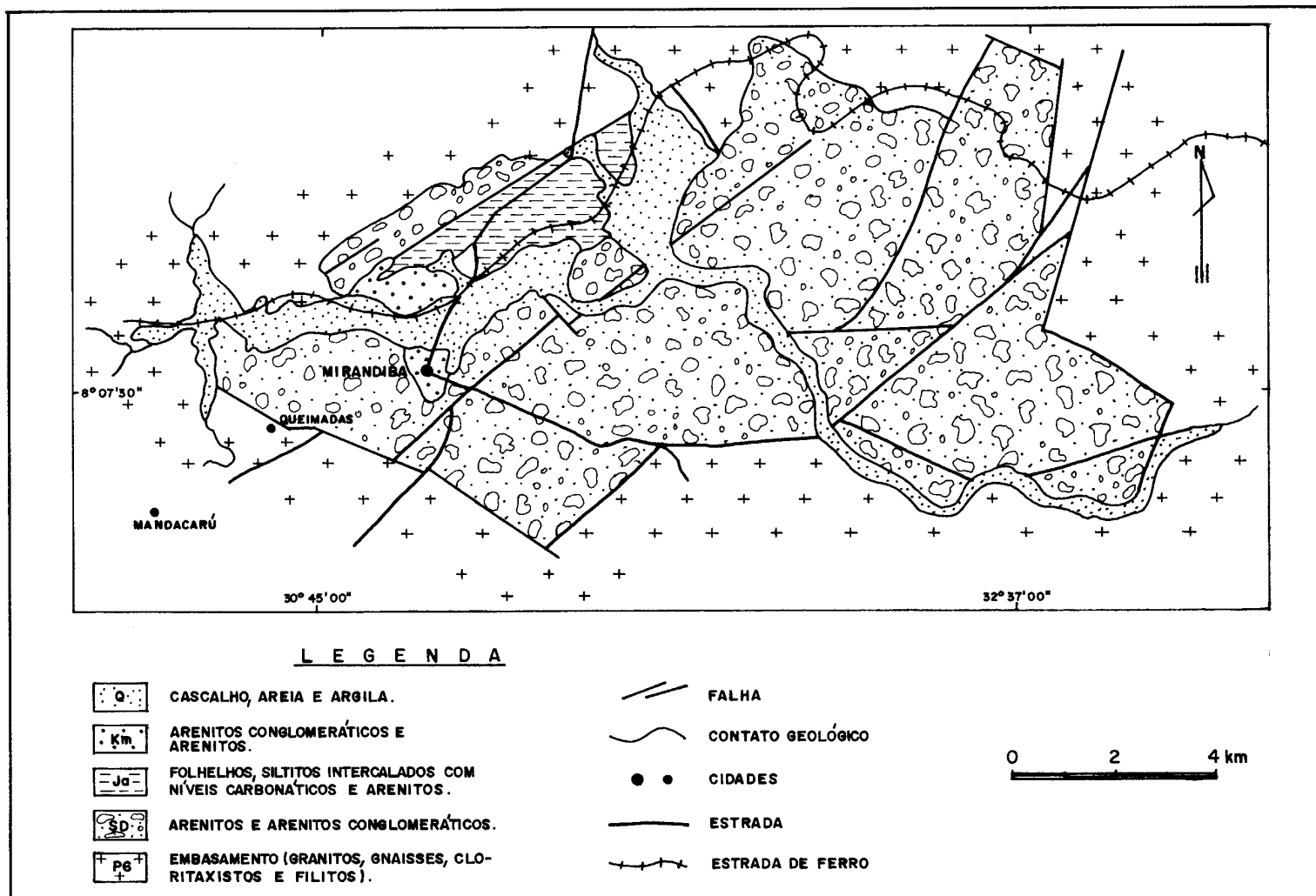


Fig. 3.2- Mapa geológico simplificado da sub-bacia de Mirandiba (modificado do Mapa Geológico executado pela PROSPEC e SUDENE (Braun 1966 in Carvalho 1993).

A Sub-bacia de Mirandiba foi primeiramente descrita por Moraes (1948 *in* Braun 1966) como uma bacia preenchida por sedimentos cretáceos. Braun (1966) identificou e correlacionou as unidades litoestratigráficas presentes na sub-bacia de Mirandiba com as do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, tais unidades seriam as Formações Tacaratu, Aliança e Marizal.

A Formação Tacaratu, de presumida unidade siluro-devoniana, é constituída por arenitos claros bem selecionados, com bom arredondamento dos grãos, maciços ou com estratificações cruzada, e com cimento silicoso por vezes tem níveis conglomeráticos. Em outras bacias a sua espessura varia em torno de 400 metros. A Formação Aliança é representada por sedimentos avermelhados, tais como folhelhos e argilitos, intercalados com siltitos e arenitos finos. Ocorrem níveis conglomeráticos. Os siltitos podem ser calcíferos, além de estarem presentes camadas de calcário ostracodal e níveis de aragonita. A Formação Marizal possui arenitos grossos e níveis de siltitos. Apresenta também diamictitos. Os arenitos são avermelhados e possuem por vezes estratificações cruzadas; siltitos e folhelhos acinzentados podem estar intercalados.

Carvalho (1993) considerou a sub-bacia de Mirandiba como um semi-graben, limitado por falhas normais, próximos das quais são encontrados os depósitos de maior granulometria. Foram descritos pelo autor blocos de até dois metros de diâmetro compostos por rochas magmáticas e metamórficas, interpretados como fanglomerados adjacentes às margens da bacia. No modelo deposicional de Carvalho (*op. cit.*) em direção ao centro e porção nordeste, há uma progressiva diminuição da granulometria, passando a predominar arenitos conglomeráticos, arenitos, siltitos e folhelhos. Este modelo foi formulado a partir de um perfil realizado ao longo da Estrada de Ferro Nacional (E.F.N.). Segundo Carvalho (*op.cit.*) a origem desta sub-bacia relaciona-se igualmente às outras situadas no interior do Nordeste do Brasil. Episódios de distensão e estiramento crustal associados à ruptura crustal e formação do Atlântico Sul.

Carvalho (*op.cit.*) correlacionou as litologias da sub-bacia de Mirandiba ao Grupo Rio do Peixe (Formações Antenor Navarro e Souza). O paleoambiente foi interpretado como leques aluviais próximos às bordas falhadas da bacia, com o desenvolvimento de um sistema fluvial entrelaçado (*braided*) e lacustre raso na região mais distal.

Braun (1966), reconheceu em siltitos e folhelhos considerados por Braun (*op cit*) como da Formação Aliança, ostracodes (“*Metacypris*” sp. 3 *Krommelbein*, *Darwinula* cf. *oblonga*

Roemer) e conchostráceos (“estérias”). Na Formação Marizal coletou vegetais identificados como folhas e folíolos de *Sewardia* sp (?), *Baiera* sp., *Pterophyllum* sp., *Podozamites* sp. (?). Com base na associação fossilífera identificada nos sedimentos da Formação Aliança, Braun (1966), postulou uma idade purbeckiana. Contudo, Arai *et al* (1989) consideraram que as espécies “*Metacypris*” sp. 3 e *Darwinula* cf. *oblonga* não seriam elementos para assegurar a idade neojurássica. A Formação Marizal foi considerada como neocomiana-aptiana face aos fósseis de filicíneas nela encontrados. Nos arenitos da Formação Tacaratu não foram observados macro ou microfósseis, sendo correlacionada à Formação Serra Grande (bacia do Parnaíba) por Braun (1966) com base apenas na semelhança litológica. Carvalho *et al* (1993a; 1993b) identificaram pegadas de dinossauros em rochas consideradas tradicionalmente como siluro-devonianas (Formação Tacaratu) nas bacias do Araripe e Cedro, abrindo novas perspectivas no estudo estratigráfico e do conhecimento da evolução geológica das bacias interiores do Nordeste. A variação lateral de *fácies* observada ao longo da Estrada de Ferro Nacional e a identificação nos sedimentos, de conchostráceos cizicídeos, possibilitam afirmar que tais rochas são pertencentes ao Neocomiano, provavelmente formadas no tempo abrangido pelos andares Rio da Serra e Aratu. A datação das rochas da bacia de Mirandiba como siluro-devonianas (fanglomerados), jurássicas (folhelhos e argilitos) e cretáceas (arenitos) segundo Carvalho (1993) não se coadunam com as observações efetuadas no campo

3.3 SUB-BACIA DE CEDRO

A Sub-bacia de Cedro situa-se no limite entre os estados de Pernambuco e Ceará, possuindo uma área de cerca de 500 km² (Fig. 3.3). Da mesma forma que outras áreas sedimentares do interior do Nordeste brasileiro, segundo Carvalho (1993) a origem e evolução geológica da sub-bacia de Cedro está condicionada à reativação de falhamentos pré-cambrianos durante o Eocretáceo. Carvalho (*op. cit.*) considera a sub-bacia de Cedro como parte do sistema de riftes desenvolvidos a partir da movimentação transcorrente dos falhamentos que constituem os lineamentos Paraíba e Pernambuco.

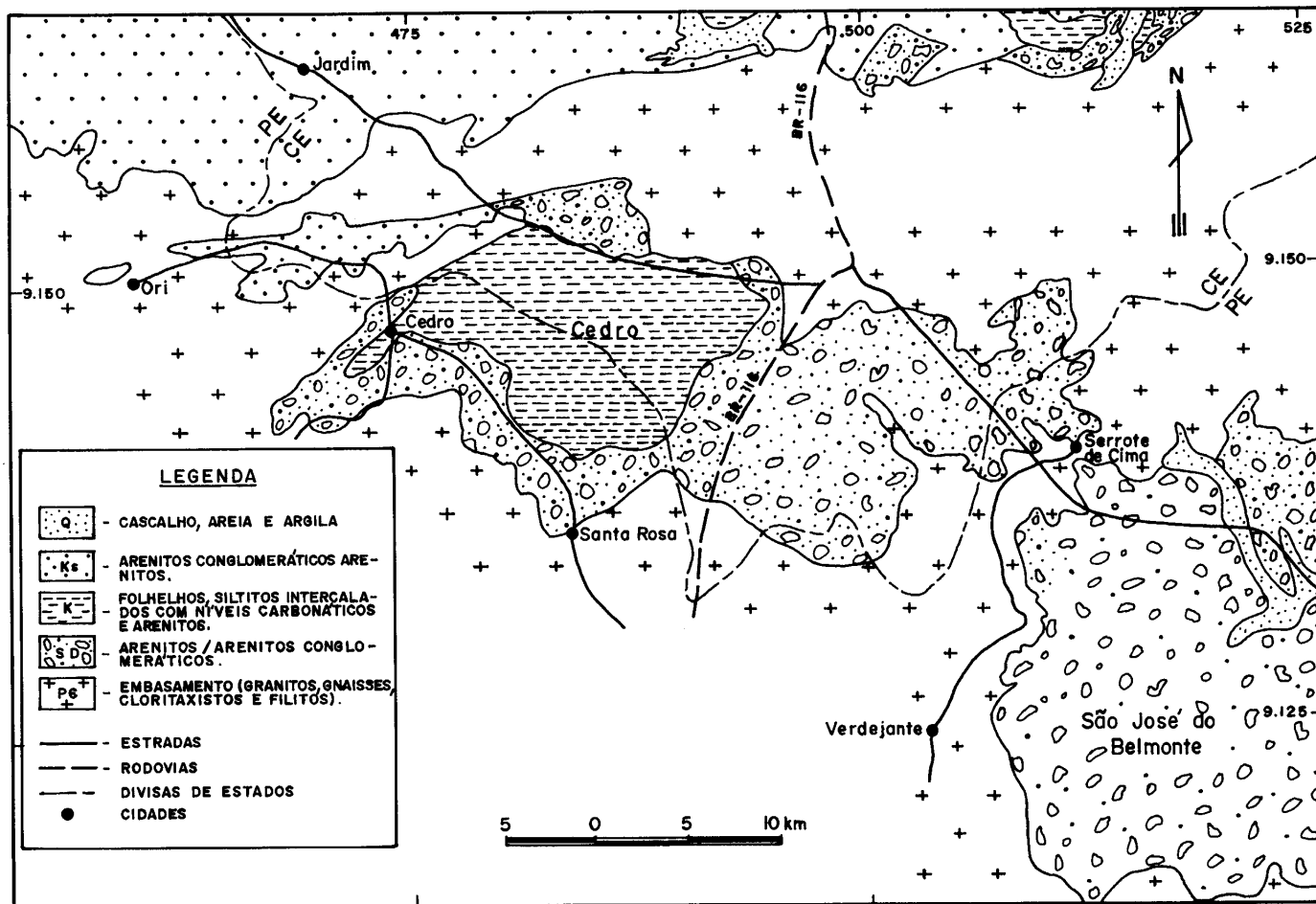


Fig. 3.3- Mapa geológico simplificado da sub-bacia de Cedro e porção oeste de São José do Belmonte (modificado de CPRM-Projeto Mapas Metalogenéticos e de Recursos Minerais - Carta Litológica (1984) in Carvalho 1993).

Nas regiões nordeste, sudeste e sudoeste da bacia de Cedro predominam conglomerados, brechas, arenitos conglomeráticos e arenitos; por vezes ocorrem intercalações de material clástico de menor granulometria, tais como siltitos e folhelhos. Na região centro-norte, folhelhos e siltitos, intercalados ou não, com níveis carbonáticos ou areníticos são as litologias principais. Na borda noroeste, dominam os calcários laminados e margas. Estes depósitos têm sido atribuídos a duas unidades litoestratigráficas, Formação Tacaratu e Aliança, que abrangeriam os sedimentos próximos às bordas (conglomerados, arenitos) e centro (folhelhos, carbonatos) da bacia (Assunção & Miranda 1983; Sato 1983). Carvalho (1993) considerou as litologias existentes nesta área sedimentar similares às das Formação Antenor Navarro, Formação Souza e Formação Santana (Membro Crato) das bacias do Rio do Peixe e Araripe.

Carvalho (1993) relaciona a origem desta área sedimentar a concepção de Senant & Popoff (1989). Durante o Eocretáceo, um regime de extensão generalizada que prevaleceu no domínio equatorial. Da mesma forma que no continente africano, esta bacia ilustra a irradiação da deformação intraplaca (segundo as estruturas tectônicas Pan-Africanas e Brasilianas) que se prolongou a partir da futura zona de abertura do Golfo da Guiné, por transferências cinéticas, seguindo a grande zona de descontinuidade Patos-Pernambuco.

Os paleoambientes deposicionais da bacia de Cedro são típicos de uma bacia tipo rifte (Carvalho 1993). São ambientes continentais, incluindo leques aluviais e rios entrelaçados próximos às margens da bacia; a drenagem foi endorréica. Nos locais onde o gradiente era menor, desenvolveram-se lagos rasos e efêmeros. A existência de um pacote de calcários laminados com pelo menos 20 metros de espessura é sugestiva de que alguns dos corpos d'água mantinham-se de forma perene.

Na sub-bacia de Cedro na localidade de Sítio Timbaúba, foram encontradas pegadas de dinossauros carnívoros em rochas consideradas como pertencentes a um ciclo deposicional do Paleozóico (Siluro-Devoniano). Carvalho *et al* (1993a), ao interpretarem as ocorrências de pegadas em afloramentos próximos às margens das bacias interiores como pertencentes a um *megatracksite*, propuseram uma relação de sincronismo com os demais jazigos icnofossilíferos cretáceos do interior nordestino. Além dos icnofósseis, são encontrados conchostráceos cizicídeos e gastrópodes nos calcários laminados de Apertada Hora, que assemelham-se aos existentes na bacia do Araripe em rochas do Cretáceo Inferior. Ponte *et al* (1991) identificaram, em afloramentos situados entre as localidades de Cedro e Santa Rosa,

fósseis de ostracodes (*Pattersoncypris sp.*, *Cypridea cf. araripensis*, *Darwinula sp.*, *Theriosynoecum spp.*, *Hourquia angulata*, *Ostracode aff. 207*), os quais são típicos da biozona NRT-011 (Andar Alagoas). Ocorrem também conchostráceos e raros gastrópodes.

3.4 TESTEMUNHO SEDIMENTAR DE FÁTIMA

O Testemunho Sedimentar de Fátima aflora na porção centro-sul da folha de Afogados da Ingazeira, formando vários serrotes com direção geral NNE-SSW, com destaque topográfico acentuado principalmente na sua borda leste, conhecida localmente como serras do Caxias, do Urubu, da Gamela, da Mata Grande, São Domingos, da Carapuça e Vermelha. A borda leste do Resto Sedimentar de Fátima está encoberta por sedimentos arenosos recentes (Fig. 3.4).

O Testemunho Sedimentar de Fátima é formado por depósitos siliciclásticos. Eles afloram em franjas ao longo das bordas leste e sudestes do resto sedimentar de maneira similar a Formação Tacaratu nas bacias do Tucano Norte e Jatobá. Os depósitos são correlacionados com os depósitos da Bacia do Jatobá (Formação Tacaratu) que por sua vez são correlacionados com depósitos da Bacia do Parnaíba ao noroeste (Ludwing 1964; Sampaio & Northfleet 1973), com os quais eles provavelmente constituíram uma única bacia durante o Paleozóico (Ponte *et al.* 1972; Ghignone 1972). A Formação Tacaratu é também correlacionada (litologia e idade) com as formações Água Bonita (Goiás), Furnas (Bacia do Paraná), parte do Grupo Trombetas (Bacia do Amazonas) e com os arenitos El Carmem (Uruguai) e Table Mountain (África do Sul).

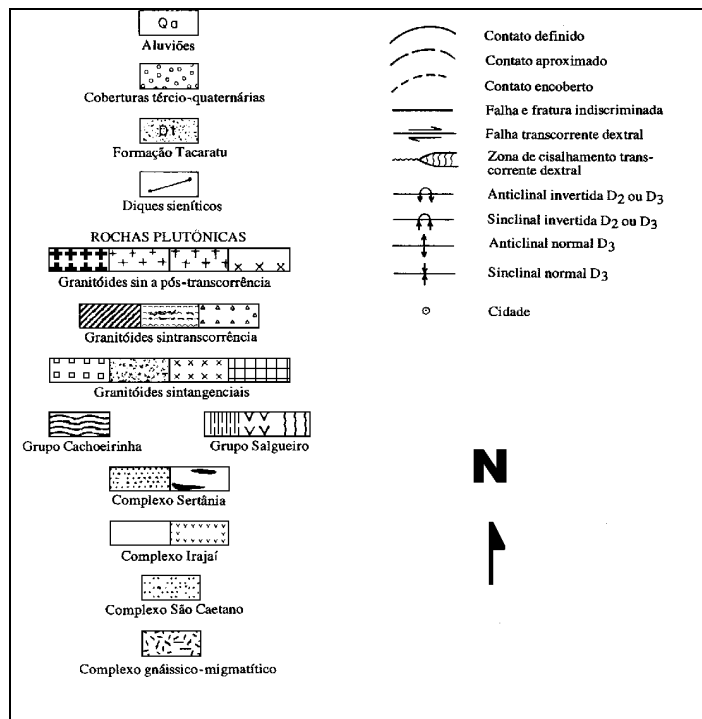
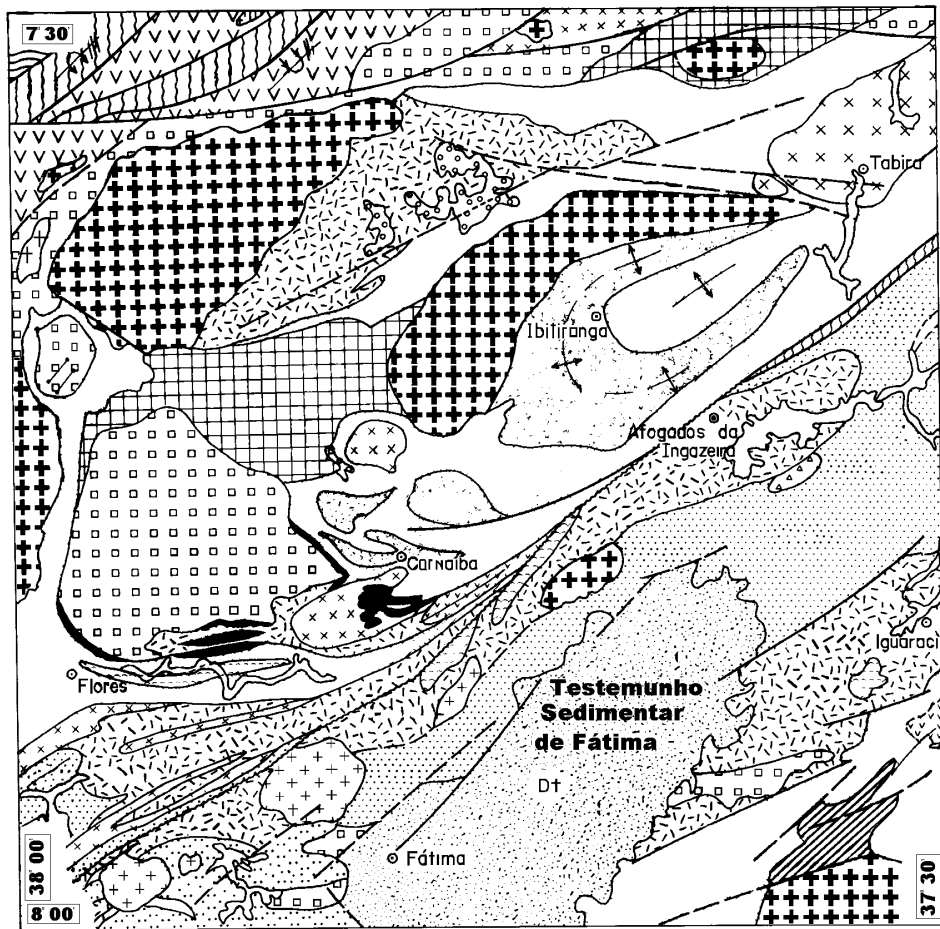


Fig. 3.4- Mapa geológico simplificado da folha Afogados da Ingazeira (Modificado de Veiga Jr. 1990).

Na bacia do Jatobá, todos sedimentos paleozóicos foram incluídos no Grupo Jatobá (Souza & Cenachi 1964), englobando as unidades A, B, C e D de Almeida (1963). A unidade basal contém conglomerados aluvionais siluro-devonianos e arenitos quartzosos da Formação Tacaratu (Barbosa *et al.* 1964). Estes depósitos clásticos estão sotopostos por arenitos ferruginosos devonianos e folhelhos da Formação Inajá (Barbosa *et al.* 1964). As unidades C e D foram intersectadas num poço na borda da bacia do Jatobá (2-IMst-1-PE) e consiste de arenitos e subordinadamente folhelhos marinhos do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior (Regali 1964; Quadros *et al.* 1971; Quadros 1980). Barreto (1968) propôs o nome para a seção perfurada como formação Ibimirim para a unidade inferior e Moxotó para a unidade superior. Porém Braun (1970), considera sua formalização como unidade estratigráfica é inválida porque eles não são mapeáveis como recomendado por Petri *et al.* (1968a), e Petri (1968b).

Almeida & Ghinone (1962), em trabalhos de mapeamento para PETROBRÁS denominaram inicialmente de unidade A, que foi posteriormente formalizada por Barbosa (1964) de Formação Tacaratu. Barreto (1968) denominou-as de Formação Manari. Braun (1970), evocando o Código de Nomenclatura Estratigráfica, defendeu a manutenção do termo Tacaratu que além de ter prioridade, refere-se à serra e localidade homônima onde ocorrem as melhores exposições. Esta última argumentação foi totalmente acatada, de forma que a denominação de Formação Tacaratu passou a ser adotada em todos os trabalhos posteriores.

Tendo em vista a Formação Tacaratu ser correlata à Formação Serra Grande, onde foram identificados palinórfos neosilurianos, e estando encoberta, em outras regiões pela Formação Inajá, datada do Devoniano Médio, através do conteúdo fóssilífero, considera-se essa formação como siluro-devoniana.

Ghignone (1979) propõe que a origem da fácies Serra Grande/Tacaratu pertença ao domínio continental com características de transporte torrencial, provavelmente em leques aluvionais médios a distais, coalescentes em regime de canais anastomosados.

Meneses Filho (1988 *apud* Veiga Jr. 1990), trabalhando em áreas dos estados de Sergipe e Alagoas, e avaliando as estruturas sedimentares primárias, concluiu que os seus clásticos grosseiros materializam uma sedimentação continental a partir de um sistema fluvial entrelaçado; no início predominou a fácies proximal com nítida influência de leques aluviais, evoluindo no final do ciclo para uma fácies distal.

3.5 A EVOLUÇÃO DO ATLÂNTICO SUL E AS BACIAS INTERIORES DO NORDESTE

Matos (1992a) dividiu a Província Borborema em três sistemas principais de riftes cretáceos: o Sistema Gabão-Sergipe/Alagoas, o sistema Cariri-Potiguar e o Sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá. Para Matos (*op.cit*) a formação das bacias interiores do nordeste estaria relacionada com o Sistema Cariri-Potiguar.

Matos (1992a) salienta que um fator importante a ser considerado na Província Borborema é a intensa fragmentação da crosta continental em transcorrências e empurrões e sua diversidade de supracrustais e infracrustais o que lhe proporcionou um comportamento reológico diferenciado durante a fragmentação do Supercontinente Gondwana, no Cretáceo.

As primeiras manifestações da separação dos continentes Sul Americano e Africano ocorreram no Neojurássico, através de um movimento divergente, maior no sul que no norte, o que levou a uma movimentação anti-horária da Placa Sul-Americana em relação a Placa Africana, com isso a Região Nordeste foi o ultimo ponto a ser separado fazendo a ligação do Atlântico Sul com a margem Equatorial. A história do rifteamento da margem Equatorial difere do conceito de desenvolvimento das bacias marginais do leste Brasileiro.

A separação América do Sul/África foi acompanhada por rotação dos continentes. Os dados paleomagnéticos existentes permitem reconstituir essas rotações e dividir a história da separação em três fases. A primeira de 200 à 130 Ma, os continentes rotacionam acoplados (sem deformação). Na segunda fase de 130 à 100 Ma ocorre rotação de um continente em relação ao outro (deformação continental) e a terceira fase de 100 Ma de anos até hoje a rotação é absorvida pela formação de crosta oceânica (deriva continental). Françaolin (1993) considera que a estruturação ocorrida no Nordeste do Brasil, durante o Cretáceo Inferior, está intimamente relacionado à rotação ocorrida durante a segunda fase.

Matos (1987) estudando grande parte da Bacia do Potiguar, com base em dados de subsuperfície, colocou a abertura do rifte Potiguar começando no Cretáceo Inferior (Neoconiano ao Barreniano Inferior), e as direções principais de extensão como NW-SE, segundo coordenadas geográficas atuais (Fig 3.5).

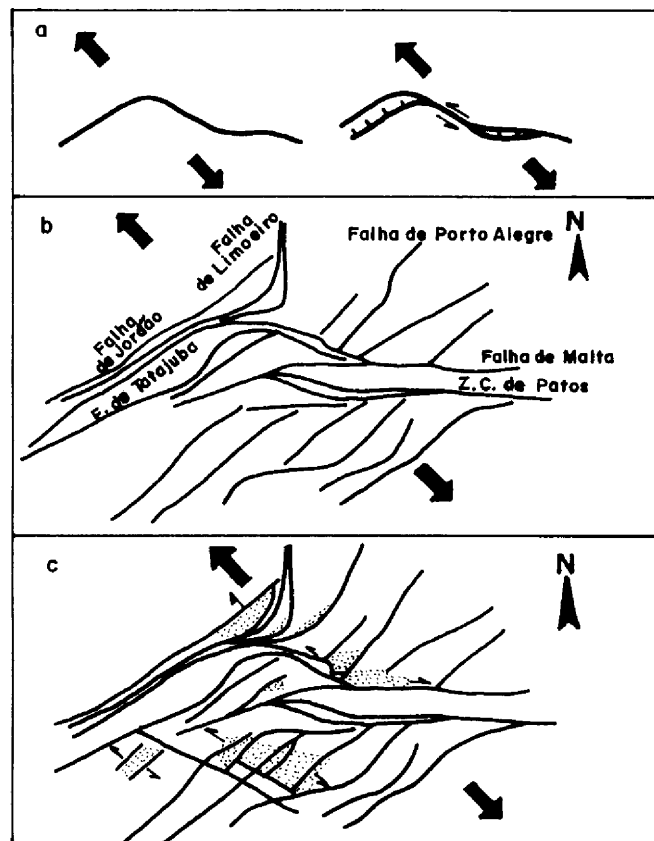


Fig. 3.5- Evolução tectônica das bacias rifte do Vale do Cariri. (a) Modelo de extensão (*trend* NW-SE) sobre zonas de cisalhamento sigmoidais pré-existentes (b) Ambiente tectônico pré-rifte (c) distribuição do rifte e ambiente tectônico sobre as bacias do Vale do Cariri (Matos 1987)

Milani & Davison (1988), Magnavita (1992) baseados em sequências estratigráficas e sísmicas, consideram que no rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá tenham atuado duas fases de extensão a principal Berriasiano a Valangiano, e outra subsidiária Barremiano a Aptiano. De acordo com Milani & Davison (*op cit.*), estudando a região do Recôncavo-Tucano-Jatobá, o rifteamento é oblíquo e a direção de extensão é NW-SE.

Szatmari *et al.* (1985), Milani & Davison (1988) baseados em dados estruturais e incluindo a forma triangular do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá conceituaram a Microplaca Sergipana, que rotacionou 2° em relação a placa sul-americana estável, com um polo a $8^{\circ} 11''$, $36^{\circ} 04''$ no Nordeste do Brasil.

Matos (1987) relaciona a história das bacias do Araripe, Rio do Peixe, Iguatu, Icó, Lima Campos, Malhada Vermelha e outras pequenas bacias à megazona de cisalhamento de Patos as quais foram implantadas em regiões onde esta zona apresenta uma forma sigmoidal.

Uma outra megazona de cisalhamento, o lineamento de Pernambuco no lado brasileiro e Ngaoundere, extensão do lado africano, teria atuado como uma mega-falha de transferência, sendo um forte distribuidor de tensões durante a fragmentação rúptil da Província Borborema, no Cretáceo (Matos 1987).

Ponte (1992) aventou que os principais alinhamentos estruturais precambrianos da Província Borborema também foram reativados à partir do Andar Rio da Serra.

Segundo Matos (1987), durante este episódio, a província foi submetida a esforços de estiramento crustal de direção WNW-ESE que propiciaram a geração de falhas normais de direção NE-SW e falhas de transferência de direção NW-SE e secundariamente E-W. Todas subordinadas à trama reológica brasileira. Formaram-se depressões estruturais do tipo rifte, localizadas preferencialmente nos orógenos colisionais e zonas de cisalhamento brasileiras.

Ponte & Arai (1989 *apud* Bedregal 1991) se referem a um pulso tectônico, no neobalbiano, que reativou os falhamentos brasileiros do Nordeste, com movimentos gravitacionais e laterais. Essa reativação foi responsável pela fragmentação das Bacias Interiores do Nordeste, que assumiram sua configuração atual, e pela deformação dos pacotes sedimentares que sofreram falhamentos e dobramentos.

Popoff (1988), Popoff *et al.* (1988a), Sénant & Popoff (1991) subdividiram em três domínios sucessivos de deformação para o Atlântico Sul: *Austral*, *Tropical* e *Equatorial*. No domínio Equatorial, ao sul do megacisalhamento dextral do Golfo da Guiné, o interior da placa do nordeste do Brasil parece ter sido afetado por um componente uniforme de extensão crustal de direção NW-SE para NNW-SSE, no Cretáceo Inferior (Popoff 1988).

A determinação da direção de abertura é um dos temas mais controversos na evolução de riftes, porque diferentes regimes podem resultar em um mesmo arranjo de falhas (Magnavita 1992). Este fato têm sido observado em outras áreas extensionais no mundo: Mar do Norte (*e.g.*, Roberts *et al.* 1987 *apud* Magnavita 1992), Mar Vermelho (*e.g.*, Mart & Rabinowitz 1986 *apud* Magnavita 1992), riftes cenozóicos da África (*e.g.*, Rosendhal 1987; Morley 1988 *apud* Magnavita 1992) e o rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Magnavita 1992).

A América do Sul é caracterizada por duas margens de direções quase ortogonais (Frañolin 1992), com vértice na região nordeste do Brasil. Esta forma associada a um pólo de rotação como mostrado na figura 3.6, provocaria uma convergência entre as placas Africana e Sul-Americana na Margem Equatorial a oeste do Alto de Fortaleza. E ao mesmo tempo na extremidade leste uma extensão (Frañolin *op. cit.*).

Pelo mesmo motivo, na Margem Leste ocorreu uma divergência a sul do Lineamento de Pernambuco, acompanhado de uma convergência a norte (Françolin 1992).

Nas duas margens, zonas de divergência são acompanhadas de rifteamento e sedimentação associada. As zonas de convergência são caracterizadas por compressão e ausência de sedimentação (Françolin 1992).

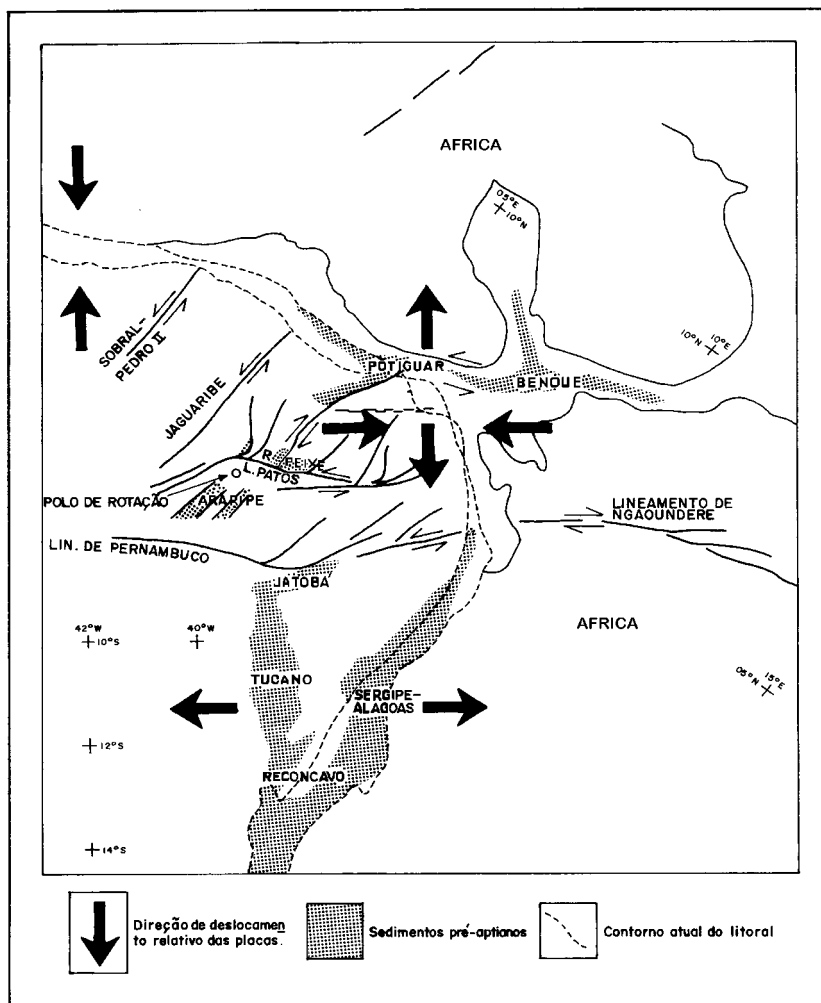


Fig. 3.6- Carta estrutural pré-aptiana do Nordeste do Brasil e regiões vizinhas do Atlântico (compilado de Szatmari *et al.*, 1977 *apud* Françolin 1992)

CAPÍTULO 4

GRAVIMETRIA

4.1 INTRODUÇÃO

O método gravimétrico de prospecção geofísica consiste na obtenção de medidas de aceleração da gravidade, sobre a superfície da Terra, de maneira a investigar as estruturas e/ou concentrações minerais em subsuperfície. O método baseia-se no contraste de densidade dos materiais subjacentes, que provocam distorções ou perturbações (anomalias) sobre o campo gravitacional.

O método gravimétrico tem sido amplamente usado na geologia na resolução de vários problemas, desde o estudo da forma da Terra, estudos de isostasia, passando pela estrutura crustal e até o discernimento da forma do substrato de bacia sedimentares, forma de plútons graníticos e na prospecção de minérios. O método é mais uma ferramenta utilizada para a compreensão das propriedades físicas (densidade), de subsuperfície das rochas inacessíveis de serem investigadas diretamente.

Neste sentido utilizou-se da prospecção gravimétrica na tentativa de elucidar o mapeamento da superfície do topo do embasamento cristalino de duas áreas sedimentares, a sub-bacia de Cedro e dos arenitos de Fátima. Para tanto, efetuou-se um levantamento gravimétrico na sub-bacia de Cedro e foram reinterpretados os dados existentes no arenito Fátima (Oliveira 1994) acrescentando-se a estes outros perfis efetuados pela CPRM/ON. O método gravimétrico tem se mostrado muito eficaz neste caso devido ao contraste de densidade entre as rochas do embasamento e as rochas sedimentares. Os estudos gravimétricos têm ajudado na interpretação da origem e evolução de bacias sedimentares ao longo do mundo.

Antes de adentrar ao tratamento e interpretações do levantamento gravimétrico propriamente dito, achou-se conveniente de uma forma sucinta colocar uma introdução a respeito dos princípios que regem a física do método gravimétrico.

4.2 PRINCÍPIOS TEÓRICOS DA GRAVIMETRIA

O princípio que rege a gravimetria é a Lei da Gravitação Universal de Newton, na qual as massas são atraídas, uma a outra, com uma força diretamente proporcional às massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância que as separa:

$$F = G m_1 m_2 / r^2 \quad (4.1)$$

onde G é a Constante de Gravitação Universal, e seu valor no Sistema Internacional é de aproximadamente $6,67 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2/\text{kg}^2$.

Considerando-se a Segunda Lei de Movimento de Newton, onde a força é o produto de uma massa e aceleração, e fazendo um rearranjo na equação (4.1) tem-se:

$$F = m_1 (G.m_2/r^2) = m_1.g_1 \quad (4.2a)$$

$$F = m_2 (G.m_1/r^2) = m_2.g_2 \quad (4.2b)$$

os termos g_1 e g_2 representam a aceleração. Se a partícula m_1 está livre para se mover, ela será atraída em direção a m_2 a uma velocidade que cresce constantemente, ou aceleradamente, a uma taxa g_2 . Deste modo g_2 é a gravidade da massa m_2 a uma distância r . Analogamente, g_1 é a gravidade de m_1 a essa distância, ou seja, é a aceleração imposta na partícula m_2 devido à presença de m_1 .

A gravidade g , associada com a presença de uma determinada partícula, é independente de todas as outras partículas (de massa desprezível) dependendo, somente, da massa m desta partícula e da distância r que se encontra da mesma:

$$g = G.m/r^2 \quad (4.3)$$

Denominando m de Mt (massa da Terra) e r de R (raio terrestre) a aceleração g , a que um corpo (de qualquer massa) está submetido quando situado sobre a superfície da Terra, é:

$$g = G.Mt/R^2 \quad (4.4)$$

onde g é a aceleração da gravidade, cujas unidades são Gal em homenagem a Galileu ($1\text{Gal} = 1\text{cm/s}^2$ no sistema c.g.s.) e o mGal ($1\text{mGal} = 10^{-9}\text{Gal}$), que é a unidade adotada em trabalhos de gravimetria.

Considerando-se a Terra esférica para o nível do mar, a seguinte expressão representa o valor de g em função da altitude h medida em relação ao nível de referência:

$$g = G.Mt/(R+h)^2 \quad (4.5)$$

No entanto, a Terra não é uma esfera perfeita e também não está estacionária. Possui um movimento de rotação ao redor de um eixo que passa através de seus pólos (norte e sul), cada partícula de sua massa está sujeita a uma força centrífuga, assim como, à atração

gravitacional mútua de todas as outras partículas. O balanço dos efeitos gravitacionais e centrífugos transforma a Terra num elipsóide, tendo-se como resultado, um raio equatorial cerca de 21 km maior que o raio polar. Devido a este achatamento, o valor de g é maior nos pólos que no equador, sendo a diferença de cerca de 5200 mGal. A equação (4.5) não está completamente correta.

Com propósito de prever-se as variações na atração gravitacional causada pelo formato esférico da Terra, foi estabelecida uma expressão teórica para a atração gravitacional na superfície de referência idealizada da Terra. Deste modo, a Associação Internacional de Geodésia (*Internacional Geodesy Association*), em 1967, adotou a seguinte fórmula:

$$g = g_0 (1 + C_1 \sin^2 \varphi - C_2 \sin^2 2\varphi) \quad (4.6)$$

onde:

$$\varphi = \text{latitude}$$

$$g_0 = 9.780318 \text{ m/s}^2$$

$$C_1 = 0.0053024$$

$$C_2 = 0.0000059$$

e g representa a aceleração normal da gravidade em Gal na superfície do elipsóide referência. Este elipsóide de referência é um elipsóide de revolução definido por valores numéricos que especificam o raio equatorial, o coeficiente de achatamento e a massa total da Terra, supondo-se que a superfície do elipsóide seja uma superfície equipotencial.

Geralmente, as pesquisas gravimétricas são reduzidas a um *datum*. O *datum* usado como referência é a superfície média dos mares, superfície esta denominada de geóide, e não a superfície do elipsóide de referência. Assim, os valores teóricos de g , função apenas da latitude φ , representam valores sobre a superfície do geóide.

A equação (4.6) dá o valor teórico de g para um ponto situado sobre o geóide de referência, entretanto, devido às variações de topografia e de massa no interior da Terra, os valores de g medidos diferem do valor de g teórico. Essa diferença, positiva ou negativa, entre o valor medido e o valor teórico é definida como sendo a anomalia gravimétrica. Ressalta-se que como g é uma aceleração devida à atração de massas, uma variação vertical de densidade (que gera massa anômala) no interior da Terra também influenciará no valor de g medido.

Reduções Gravimétricas

Após a realização do levantamento das estações gravimétricas, faz-se necessário correções no valor de g medido uma vez que nos valores obtidos estão embutidos as influências devidas à rotação e o achatamento da Terra, altitude, mares, densidade. A este procedimento convencionou-se chamar de “Reduções gravimétricas”, ou seja, retira-se o efeito dos fatores descritos acima. Desta maneira, o resultado está relacionado somente às estruturas internas da Terra.

As correções necessárias estão descritas a seguir:

(a) correção de latitude

Esta correção é feita para remover o efeito do aumento da gravidade do equador para os pólos. A base para esta correção é a equação (4.6), de 1967, determinada pela Associação Internacional de Geodésia.

(b) correção de ar-livre ou de altitude

Como a gravidade varia inversamente com o quadrado da distância, é necessário fazer-se uma correção para mudanças nas elevações entre as estações, de modo que todas as leituras de campo sejam reduzidas a uma superfície de referência. Esta correção é conhecida como ar-livre. Já que a mesma não considera o material existente entre a estação e a superfície de referência. A equação para esta correção é:

$$C_{AL} = 0,3086.h \text{ (mGal/m)}^1 \quad (4.7)$$

onde h é a distância da estação à superfície de referência.

Para estações situadas acima da superfície de referência o sinal positivo é usado para a correção ar-livre.

(c) correção Bouguer

Esta correção considera a atração provocada pelo material existente entre a estação e a superfície de referência. A equação é:

$$C_B = - 0,0419.\rho.h \text{ (mGal/m)}^2 \quad (4.8)$$

onde ρ é a densidade do material, em g/cm^3 , e h a distância da estação à superfície de referência.

Para estações situadas acima do nível de referência, um sinal negativo é usado para a correção Bouguer, uma vez que o excesso de massa sob a estação contribui positivamente no valor da medição.

(d) correção de terreno ou topográfica

Corrige os efeitos causados pelas irregularidades topográficas ao redor da estação considerada. Tal correção não foi realizada no presente trabalho, devido a suavidade do terreno na área estudada.

(e) correção de deriva

Esta correção é resultante de dois fatores:

Deriva Instrumental- causada pelo efeito distensivo da mola do gravímetro, ao longo do tempo e por efeito da temperatura. O gravímetro utilizado neste trabalho possui um sistema interno de compensação de temperatura.

A correção devido a fadiga da mola é procedida através da ocupação da estação base no início e no final de cada dia de trabalho.

Efeito de maré- é causado pela atração do sol e da lua sobre a superfície equipotencial da Terra, e aos movimentos de rotação da Terra e da rotação do sistema Terra-Lua em torno de um centro de massa comum.

Os dois efeitos são corrigidos quando da utilização do programa GRAVSYS.

A partir das correções acima pode-se calcular duas anomalias gravimétricas principais que são:

(a) anomalia ar-livre (ΔG_{AL})

Equacionando, tem-se:

$$\Delta G_{AL} = G_{obs} + C_{AL} - g \quad (4.9)$$

onde g_{obs} é o valor medido, C_{AL} é a correção de ar-livre e g o valor teórico da aceleração da gravidade.

(b) anomalia Bouguer (ΔG_B)

Para o cálculo desta anomalia, além da correção ar-livre, também se considera a correção Bouguer. Assim tem-se:

$$\Delta G_B = g_{obs} + C_{AL} + C_B - g \quad (4.10)$$

onde C_B é a correção Bouguer.

As equações (4.9) e (4.10) foram utilizadas para calcular as anomalias ar-livre e Bouguer, respectivamente. O valor de densidade Bouguer usado foi de $2,67 \text{ g/cm}^3$, considerado padrão para a crosta.

Os cálculos de redução foram realizados utilizando-se programas de computador.

4.3 GRAVIMETRIA DA SUB-BACIA DE CEDRO

4.3.1 Aquisição dos dados

As observações gravimétricas foram efetuadas com um gravímetro LaCoste & Romberg, modelo G-622. As estações gravimétricas adquiridas neste trabalho totalizam 222 (Fig. 4.1). A distância média entre as estações é de 1 km e as coordenadas das estações foram obtidas por posicionamento GPS (*Global Positioning System*) utilizando um equipamento portátil Trimble Navigation (Ensign GPS) precisão de 100 m. Os pontos foram plotados em cartas topográficas da SUDENE na escala 1:100.000 (Folha SB.24-Z-C-IV, São José do Belmonte) e na do Serviço Geográfico do Exército na escala 1:100.000 (Folha SB.24-Y-D-VI, Jardim). A área dispõe de uma boa rede de estradas vicinais que possibilitam um bom acesso a região.

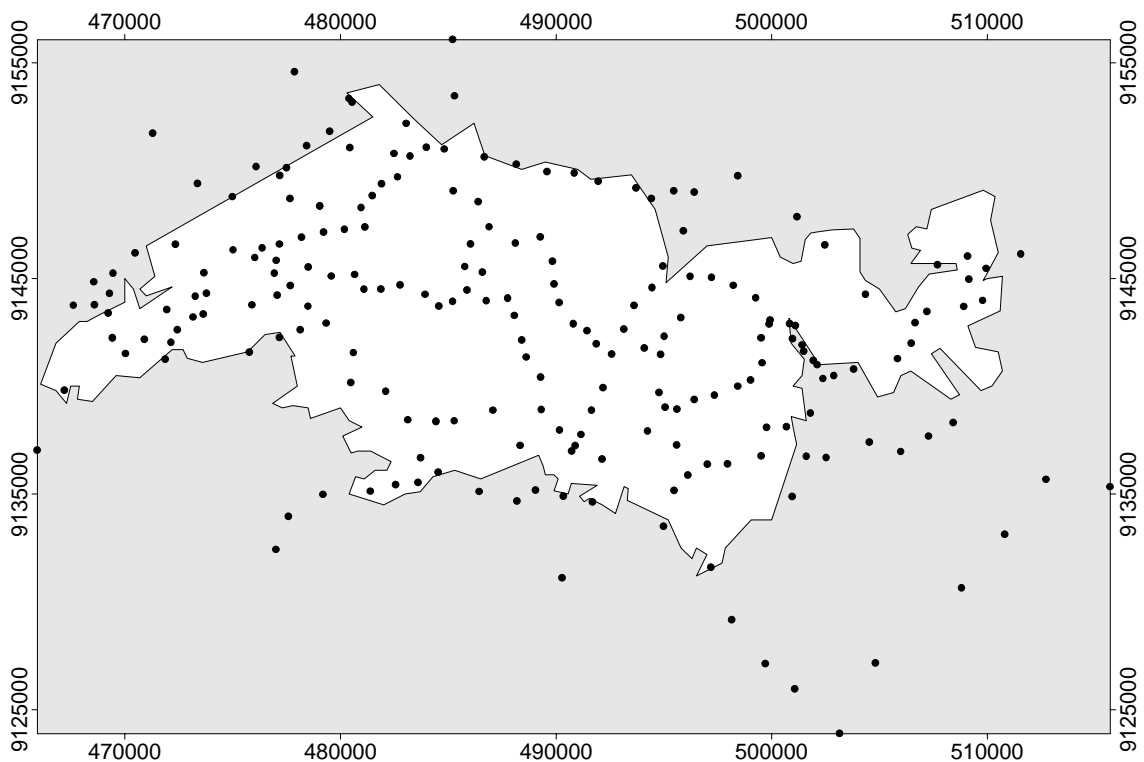


Fig. 4.1- Mapa de localização das estações gravimétricas da sub-bacia de Cedro. Coordenadas em UTM.

A base de 2ª ordem do Observatório Nacional (1006/A), localizada na RN 350H do IBGE, na cidade de Sítio dos Nunes (PE) foi utilizada neste levantamento para o estabelecimento de bases auxiliares na região. Foram estabelecidas as bases auxiliares de

Cedro (PE) (Chapa cravada no lado direito da porta principal da Igreja de N.Senhora de Perpétuo Socorro, matriz da cidade), Jati (CE) (Centro da soleira da porta principal da Matriz), São José do Belmonte (PE) (chapa cravada no lado esquerdo da porta principal da igreja de São João Batista matriz da cidade).

A altimetria das estações foi realizada com apoio barométrico pelo método da base fixa. No nivelamento barométrico utilizou-se dois conjuntos de altímetros Paulin, constituindo um conjunto de 3 barômetros cada, onde um conjunto permanecia na base, para monitorar as mudanças das condições atmosféricas que influenciavam as medidas, e outro conjunto acompanhava a equipe de gravimetria. A precisão de dois altímetros é de 1 metro, enquanto que o terceiro altímetro possuía uma precisão de 2,5 metros. A precisão dos termômetros é de 1^oC.

Os barômetros da base eram lidos em intervalos de 10 em 10 minutos. Simultaneamente também eram lidas as temperaturas de dois bulbos secos, para posteriores correções necessárias nas medidas, decorrentes da variação de temperatura e umidade do ar. Tomou-se o cuidado de não se afastar da base barométrica por mais de 20 km, para garantir que as condições atmosféricas detectadas pelos barômetros da base e da equipe gravimétrica fossem as mesmas. As condições atmosféricas da região, na época da coleta de dados, eram bastantes estáveis, as medidas barométricas foram iniciadas por volta das 7/8 horas da manhã, e terminadas próximo das 4/5 horas da tarde.

Foram realizados 20 circuitos e os erros de fechamento das linhas barométricas não ultrapassam 3,0 metros. Para se ter uma idéia dos erros associados ao levantamento, foram verificadas as altitudes em quatro Referências de Níveis com quotas conhecidas (Tabela 4.1), o erro associado a cada estação não ultrapassa 2,0 metros, acarretando um erro máximo no valor de anomalia Bouguer da ordem de 0,4 mGal.

Tabela 4.1- Referências de nível onde foram verificadas as altitudes com o intuito de ter-se uma estimativa do erro devido ao levantamento altimétrico.

	Altitude	Leitura	Erro
RN 2052-C	481,2798 metros	482,2800 metros	1,01 metros
RN 2502-L	578,8218 metros	577,075 metros	1,7468 metros
RN-1805-U	491,2500 metros	489,5474 metros	1,7026 metros
RN-1804-C	508,7600 metros	509,6269 metros	0,8669 metros

4.3.2 Tratamento dos dados

No tratamento dos dados altimétricos foi usada o “Método Americano” de H. Rubey (*in* SUDENE 1972 *apud* Bedregal 1990), o qual é descrito resumidamente em Bedregal (*op. cit.*).

Para redução dos dados gravimétricos foi utilizado o Programa GRAVSYS (Buck 1987), desenvolvido pelo *Geological Survey of Canada*. Este programa fez as correções de Latitude, Ar Livre e Bouguer e foram calculadas a gravidade observada e as anomalias de Ar Livre e Bouguer, considerando-se como $2,67 \text{ g/cm}^3$ a densidade média da crosta superior. O programa converteu os valores lidos no campo com o gravímetro em valores passíveis de interpretação e correlação geológicas.

Uma listagem com os resultados do tratamento dos dados encontra-se no anexo 1.

Das 222 estações obtidas no levantamento de campo. Um total de 10 pontos foram descartados porque não apresentavam correlação com as leituras gravimétricas adjacentes. Tratam-se de pontos isolados provocados por erros de leitura ou de altimetria.

4.3.3 Análise qualitativa do mapa gravimétrico Bouguer

Vários métodos encontram-se hoje disponíveis para a confecção automática de mapas de isovalores. Quase todos baseiam-se na geração de uma malha regular (GRID), através da manipulação de um banco de dados aleatoriamente localizados ou dados orientados em linha. Em estudos geologicamente fundamentados os dados em uma malha regular são os mais adequados, devido as características do levantamento terrestre, fica-se restrito ao acesso das estradas da região. A partir do GRID gerado, os algoritmos contornam com maior facilidade os dados anteriormente descontínuos e randomicamente distribuídos. Porém, a acuracidade do mapa é função direta do método utilizado para a geração do GRID. Os métodos disponíveis no sistema SURFER são: método do inverso do quadrado da distância, método da krigagem, mínima curvatura, *nearest neighbour*, regressão polinomial, método de Shepard, função de base radial, triangulação com interpolação linear.

“De maneira geral, todos os métodos induzem uma suavização da superfície real, uma vez que dificilmente se conseguirá uma amostragem tal que represente todas as nuances desta superfície” (Fernandes 1993).

A partir dos dados de anomalia Bouguer foi confeccionado um mapa de isogálicas, com intervalo de contorno de 1 mGal, mediante o programa SURFER for Windows, versão 6.01 (Smith 1995). Os testes foram feitos com os diversos métodos de interpolação e também

usando diferentes espaçamentos da malha de GRID. O método de *krigging*, raio de busca 29,6 km, média por quadrante com mínimo de 5 pontos, para um *grid* de 1000 m x 1000 m e usando um variograma linear foi o escolhido (Fig. 4.2).

O método de krigagem é um método geoestatístico que determina uma função variograma para o cálculo do grid.

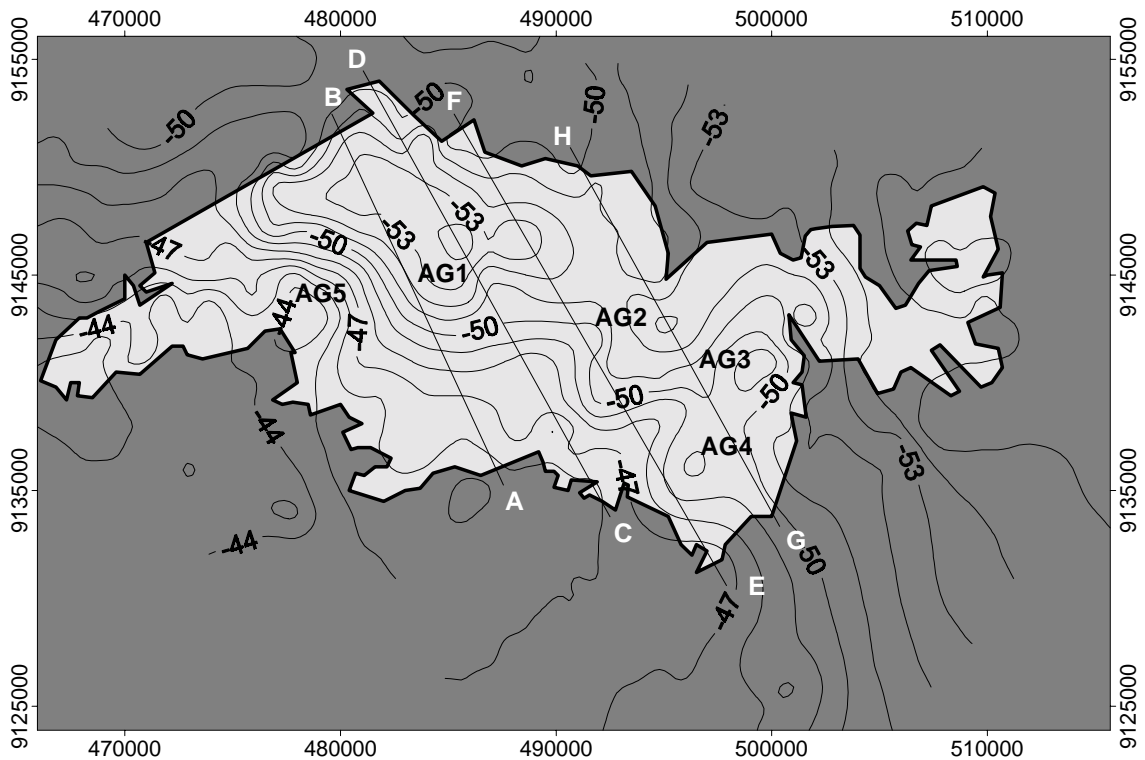


Fig. 4.2- Mapa de anomalia Bouguer da sub-bacia de Cedro. Coordenadas em UTM. Perfis usados para a modelagens bidimensionais também estão indicados.

Analisando-se qualitativamente o mapa Bouguer observa-se que o mesmo apresenta dois baixos gravimétricos (AG1 e AG2) de pequena amplitude de 4 e 3 mGal. Esses baixos coincidem com a posição espacial da sub-bacia de Cedro.

O baixo gravimétrico AG1 com maior amplitude (com mínimo absoluto de -54 mGal) possui direção $N45^{\circ}W$ estando restrito à região onde afloram sedimentos da Formação Santana do Grupo Araripe. Ressalta-se também que esta direção do eixo anômalo negativo está concordante com o eixo principal da sub-bacia. Os gradientes observados para o referido baixo são suaves em torno da anomalia.

Outro baixo gravimétrico AG2, não muito expressivo com mínimo absoluto de -54 mGal é observado entre as coordenadas 9145000N, 9140000N e 495000E. Este baixo

representa uma outra área deprimida do embasamento e apresenta declividade suave para o centro da depressão. Representa ondulações do paleorelevo da bacia de sedimentação.

A sub-bacia de São José do Belmonte localizada a sudeste da sub-bacia de Cedro não apresentou nenhuma resposta em termos gravimétricos isto se deve possivelmente, as poucas estações nesta região.

Os altos gravimétricos (AG3, AG4 e AG5), com respectivos máximos absolutos de -44 mGal, -51 mGal e -51 mGal são correspondentes a rochas do embasamento mais denso por sob a sub-bacia de Cedro, haja visto que não foram cartografadas rochas intrusivas nestes sedimentos.

4.3.4 Análise qualitativa do mapa gravimétrico residual

O mapa Bouguer é a resposta de várias fontes, corpos geológicos pequenos e rasos apresentam altas frequências/pequenos comprimentos de onda (anomalia local), enquanto corpos associados a estruturas crustais profundas/grandes dimensões apresentam grandes comprimentos de onda/baixas frequências (regional). Faz-se necessário a separação da componente regional dos valores de gravidade observado para a obtenção da anomalia residual. O sinal alvo é o efeito da bacia. Esta filtragem de sinais, separação regional/residual pode ser feita de duas maneiras. Suavização gráfica em mapas ou perfis ou aplicando métodos analíticos, numéricos em um conjunto de valores geralmente um grid regular.

Dentre os métodos analíticos tem-se a análise polinomial, Técnica da 2ª Derivada Vertical do Campo Gravitacional, continuação para cima e Filtragem de Comprimento de Ondas.

Neste trabalho utilizou-se a técnica da análise polinomial através do programa comercial SURFER. O regional escolhido pela análise polinomial corresponde a um polinômio de segunda ordem cuja equação é $z(x,y) = 308440 + 0,0618926 y + 3,07954 \times 10^{-9} y^2 + 0,0976809 x + 1,06943 \times 10^{-8} xy + 3,55086 \times 10^{-10} x^2$ (Fig. 4.4). Este regional é uma superfície que mergulha de SW para NE. O regional obtido por este processo é muito semelhante a porção sul do mapa gravimétrico da bacia do Araripe, que abrange a mesma região (Fig. 4.3).

O mapa gravimétrico residual da sub-bacia de Cedro (Fig. 4.5) possui como principal característica dois baixos gravimétricos da ordem de -4 mGal e -2 mGal, localizados internamente na bacia. O baixo de -4 mGal possui forma seguindo o eixo principal da sub-bacia, enquanto que o de -2 mGal é transversal a mesma.

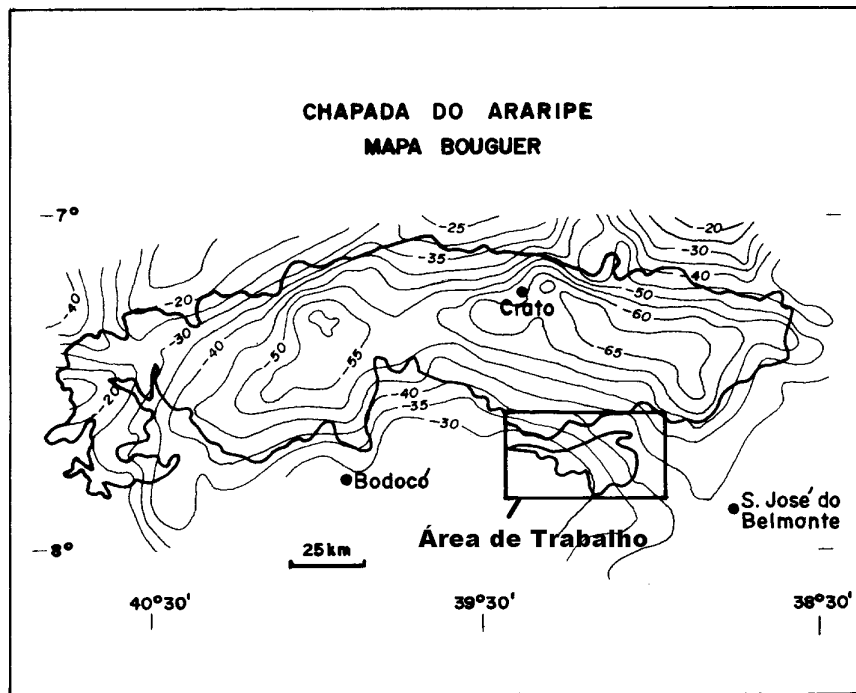


Fig. 4.3- Mapa Bouguer da bacia do Araripe (modificado de Matos 1988).

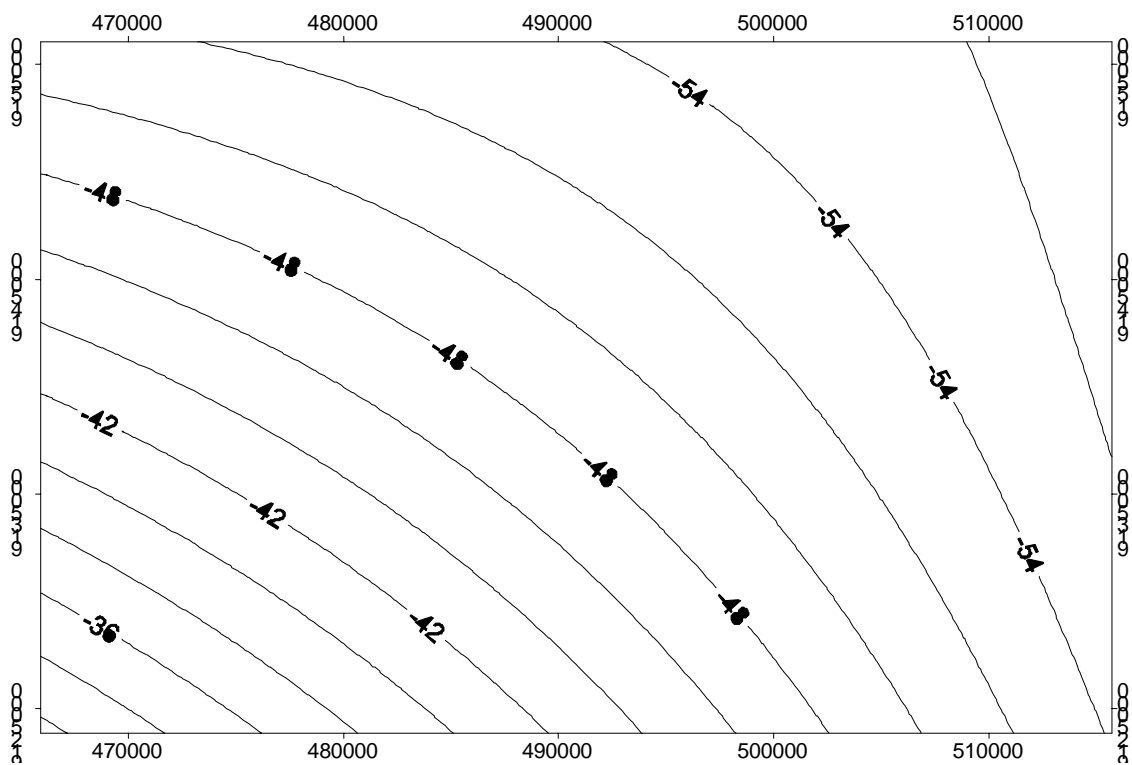


Fig. 4.4- Superfície de tendência de segunda ordem para a sub-bacia de Cedro.

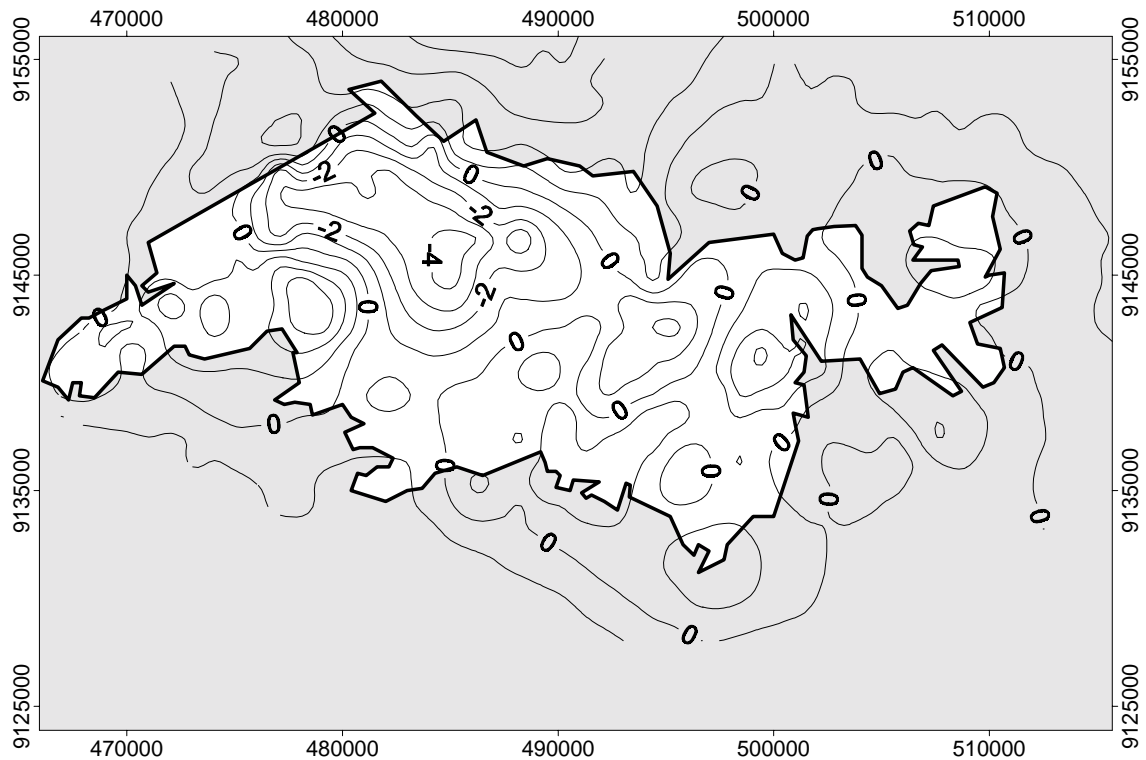


Fig. 4.5- Mapa residual após a retirada da superfície de segunda tendência. Coordenadas em UTM. Intervalo de contorno 1 mGal.

4.3.5 Modelagem gravimétrica

4.3.5.1 Modelagem Gravimétrica Bidimensional (2-D)

O método empregado para o modelamento dos dados gravimétricos observados foi o programa GRAVPOLY, desenvolvido pela GEOSOFT, e está baseado no algoritmo de Talwani *et al.* (1959). O programa calcula o efeito gravitacional gerado por corpos bidimensionais (representados por polígonos) gerando um perfil gravimétrico correspondente ao modelo geológico proposto (no caso, geometria da bacia ao longo do perfil considerado). Através de um processo de tentativa e erro modifica-se os parâmetros forma, profundidade e contraste de densidade até a obtenção de um ajuste ideal das curvas gravimétricas observadas e calculadas.

“A interpretação gravimétrica, em termos de distribuição de massas abaixo da superfície, jamais será única, se baseada somente nos dados gravimétricos” (Nettleton 1940 *apud* Fernandes 1995).

Densidades

Um parâmetro de extrema importância para as modelagens gravimétricas, além da forma do corpo e da profundidade do mesmo, é o contraste de densidade. Por conseguinte, procurou-se determinar as densidades das rochas do embasamento e da bacia na tentativa de uma modelagem mais precisa. As amostras foram coletadas em superfície, o que prejudica as modelagens, haja visto que a densidade aumenta com a profundidade. Uma solução para tal problema seria o cálculo das densidades através de testemunhos de sondagens, ou com auxílio de perfilagem ou de seções sísmicas, e ainda o emprego do Método de Nettleton.

Foram coletadas 30 amostras, sendo 17 nos sedimentos da sub-bacia de Cedro (Grupo Araripe/Formação Santana e arenitos da Formação Tacaratu) e 13 em rochas do embasamento cristalino (xistos e filitos do Grupo Salgueiro e Cachoeirinha e granitos do tipo Conceição). As densidades médias encontradas se encontram próximas daquelas encontradas em livros texto (Telford *et al.* 1976).

Bedregal (1991) determinou em laboratório um valor médio de $2,32 \text{ g/cm}^3$ e $2,64 \text{ g/cm}^3$, respectivamente para as rochas da bacia e do embasamento da bacia do Iguatu utilizando o contraste de densidade igual a $-0,32 \text{ g/cm}^3$ como parâmetro fixo nas modelagens bidimensionais. Fernandes (1993) adotou o valor médio de $-0,34 \text{ g/cm}^3$ para o contraste de densidade entre os sedimentos da bacia de Taubaté e o seu embasamento cristalino, mas este valor sofreu alterações da ordem de $0,06 \text{ g/cm}^3$ em alguns perfis para um melhor ajuste entre as curvas observadas e calculadas.

Perfis Modelados

Na sub-bacia de Cedro procurou-se realizar as modelagens bidimensionais em seções perpendiculares ao acamamento sedimentar. Desta forma procedeu-se a escolha de quatro perfis retirados do mapa Bouguer (Fig.4.2).

As profundidades máximas encontradas em metros nos perfis AB, CD, EF, GH através de modelagens bidimensionais pelo programa GRAVPOLY foram 260, 580, 500 e 330 metros (Fig. 4.6, Fig. 4.7, Fig. 4.8, Fig. 4.9).

O perfil gravimétrico AB (Fig. 4.6) possui uma geometria assimétrica, constituindo uma geometria que assemelha-se a um meio-graben (*half graben*) e sugerindo uma falha na porção NW da sub-bacia de Cedro.

O perfil gravimétrico CD (Fig. 4.7) e o que demonstra a maior movimentação em termos de relevo da superfície do topo do embasamento, são revelados dois altos, regiões de

relevo positivo e com forma arredondada. São poucos os dados existentes para definir-se esta compartimentação como de caráter estrutural, devido a causas tectônicas.

Os perfis gravimétricos EF (Fig. 4.8) e GH (Fig. 4.9) possuem maiores espessuras sedimentares nas áreas centrais dos perfis definindo uma geometria simétrica para a sub-bacia de Cedro.

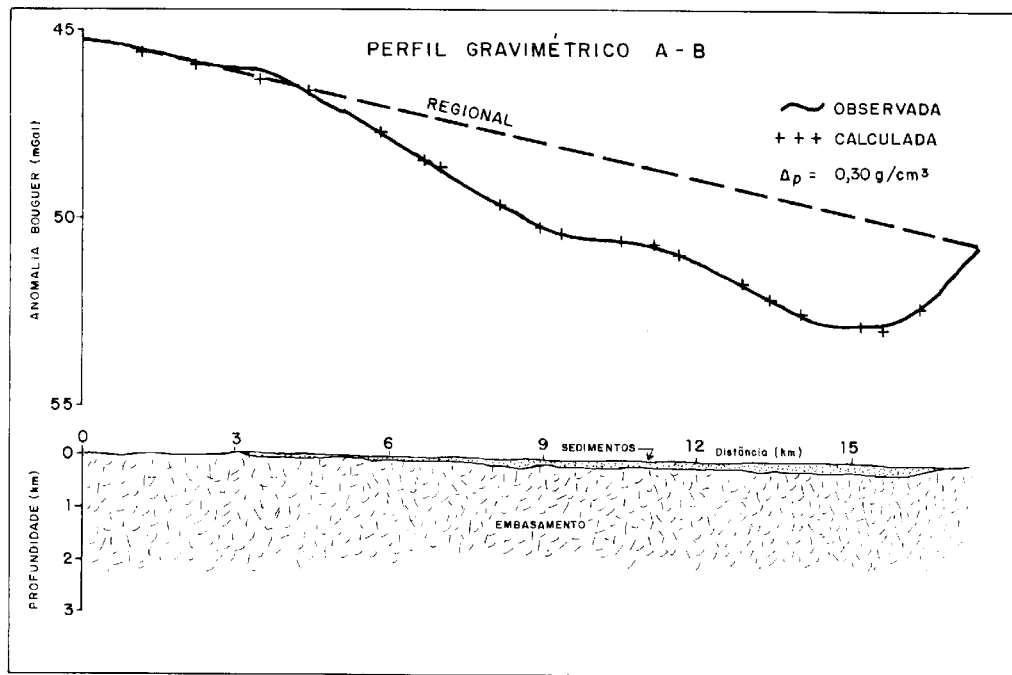


Fig.4.6- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal AB, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos $2,40 \text{ g/cm}^3$ e densidade do embasamento de $2,70 \text{ g/cm}^3$.

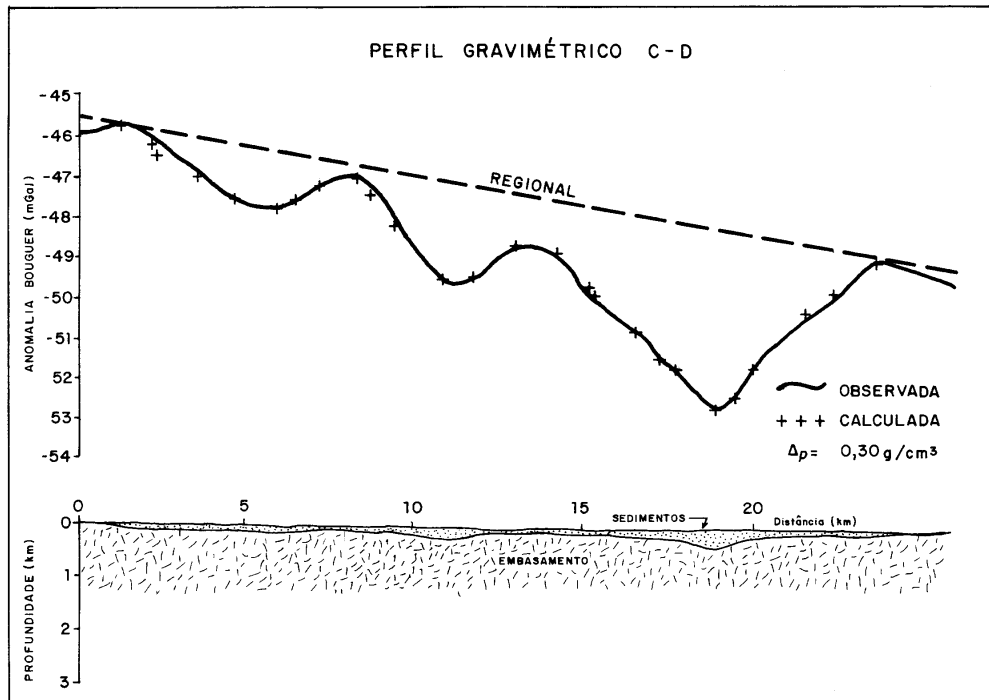


Fig.4.7- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal CD, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos $2,40 \text{ g/cm}^3$ e densidade do embasamento de $2,70 \text{ g/cm}^3$.

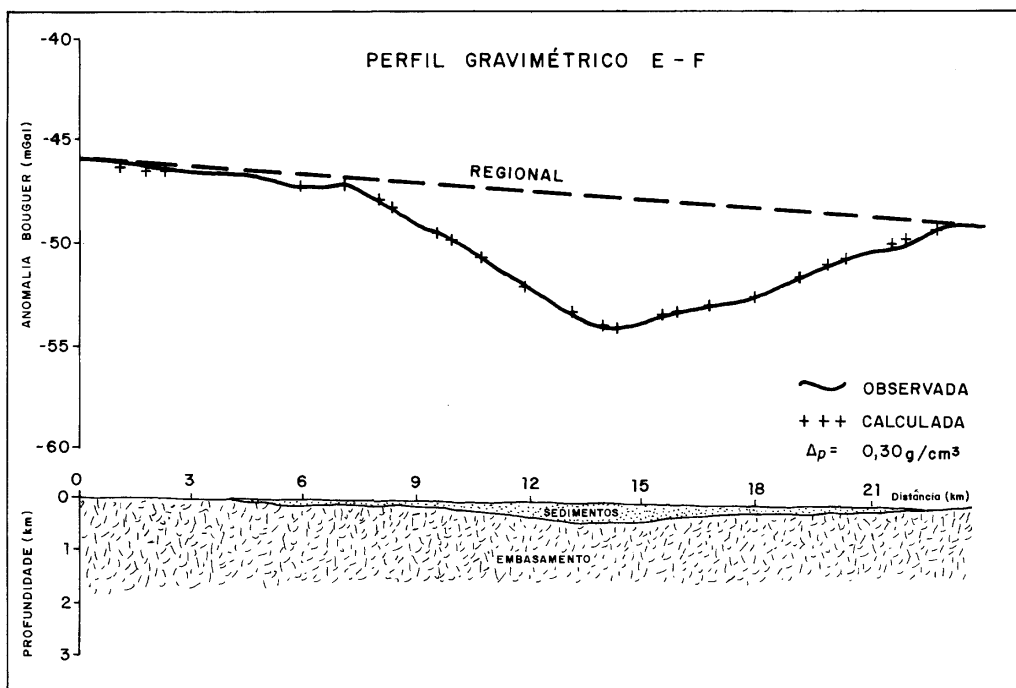


Fig.4.8- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal EF, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos $2,40 \text{ g/cm}^3$ e densidade do embasamento de $2,70 \text{ g/cm}^3$.

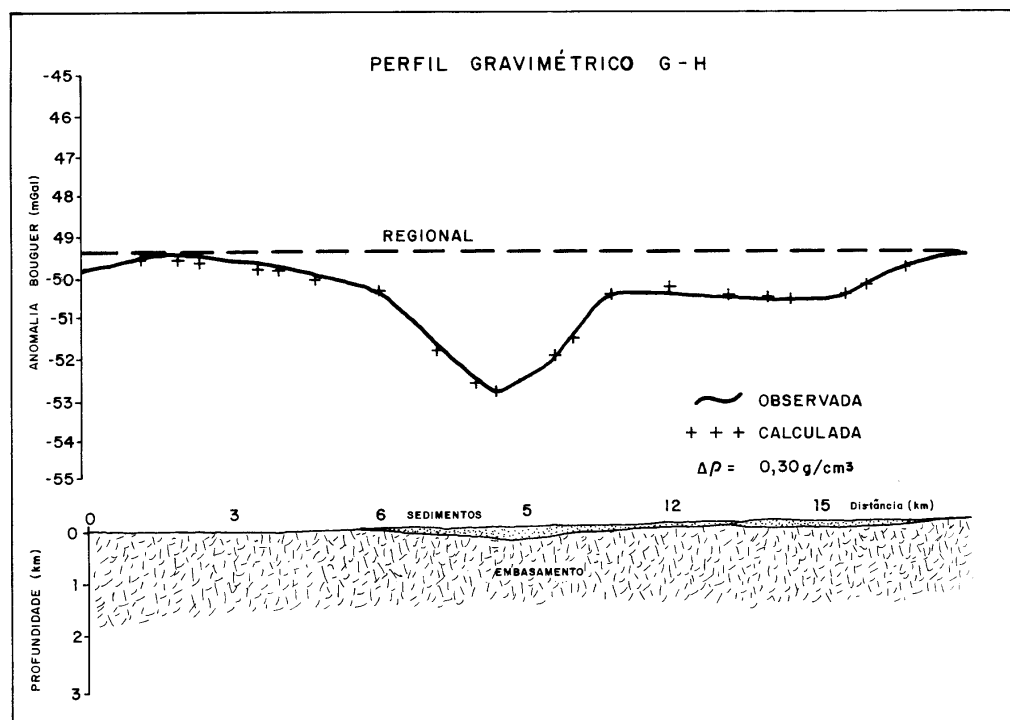


Fig.4.9- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal GH, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos $2,40 \text{ g/cm}^3$ e densidade do embasamento de $2,70 \text{ g/cm}^3$.

4.3.5.2 Modelagem gravimétrica Tridimensional

Dados os valores de anomalia gravimétrica em um grid regular e assumindo certas restrições limitando a distribuição de massa, um modelo estrutural em três dimensões pode ser calculado automaticamente dos dados de anomalia gravimétrica por sucessivas aproximações (Cordell & Henderson 1968). No intuito de visualizar a geometria espacial das áreas estudadas realizou-se a partir dos dados obtidos nas etapas anteriores, uma modelagem 3D.

O programa utilizado foi o desenvolvido por Jean Louis Vignerese (GREGU) baseado no algoritmo de Cordell & Henderson (1968), o qual assume a fonte da anomalia como sendo inicialmente plana no topo e na base e simétrica em relação a um plano horizontal. O contraste de densidade e a posição do plano horizontal, o topo, a base e a seção média da fonte devem ser especificados. A primeira aproximação da estrutura é obtida em consideração a relação de uma placa Bouguer (*Bouguer slab formula*). O campo gravitacional do primeiro modelo é calculado e a cada nó do grid a razão entre a gravidade observada e calculada é usada para modificar o primeiro modelo estrutural, levando assim a um segundo modelo de aproximação da estrutura. O processo é iterativo até que seja obtido um resultado satisfatório entre a anomalia observada e calculada. No trabalho inicial de Cordell &

Henderson (1968) não é assegurado ou provado que o processo converge, os autores testaram e examinaram o processo em modelos de dados sintéticos para N iterações. Segundo Rao & Babu (1991) o método de Cordell & Henderson (*op. cit.*) para análise 3D de anomalias gravimétricas é um dos mais amplamente usados.

Na prática o uso de técnicas iterativas depende da eficiência com as quais o processo tende para uma solução satisfatória e estável e um significado físico para os resultados obtidos (Cordell & Henderson 1968). Geralmente o critério para julgar o melhor ajuste (“*goodness of fit*”) do modelo é a relação entre a anomalia observada e a calculada. A medida de eficiência do processo iterativo é a taxa de melhora do ajuste através das iterações sucessivas que é expressa em termos da raiz quadrada do erro (*root mean square error*). Entretanto Cordell & Henderson (1968) consideram que o erro máximo (*largest error*) como um indicador mais apropriado para o melhor ajuste, porque grandes variações podem ocorrer no modelo resultante independente do curso da raiz quadrada do erro.

O programa desenvolvido por Vignerresse permite que sejam realizadas cinco iterações e além dos erros descritos acima são listados também o erro médio e o erro médio absoluto, além de arquivos de grid no formato compatível com o SURFER para a confecção do mapa de anomalia gravimétrica calculada, mapa de ajuste (diferença entre anomalia gravimétrica calculada e observada) e o mapa de profundidades.

De posse dos valores residuais observados em uma malha regular de 31 x 31, espaçados de 1 km e considerando um contraste de densidade de $-0,30 \text{ g/cm}^3$ foi realizado o processamento dos dados para a sub-bacia de Cedro.

Os resultados dos erros após cinco iterações são listados na Tabela 4.2. O comportamento do erro diminui à medida que são efetuadas as iterações. A raiz quadrada do erro é de 0,1 mGal e o erro máximo é de 0,8 mGal na quinta iteração, o que corresponde a menos de 10% e a 20% do máximo de 4,3 mGal da anomalia original.

O mapa residual calculado (Fig. 4.10) é semelhante ao mapa residual da sub-bacia de Cedro (Fig. 4.5). As diferenças entre os dois pode ser melhor observada por meio do mapa de ajuste (Fig. 4.11), as diferenças são pequenas (menores que 0,8 mGal) e estão centradas em alguns pontos do mapa.

As profundidades obtidas pelo modelo tridimensional (3D) para a sub-bacia de Cedro são aproximadamente as mesmas das modelagens bidimensionais e estão em torno de 500 metros. A maior parte da sub-bacia de Cedro possui espessuras inferiores a 100 metros, conforme pode ser verificado no mapa de profundidades (Fig. 4.12). As espessuras superiores

a 100 metros coincidem com regiões onde estão aflorando os sedimentos da Formação Santana.

Tabela 4.2- Tabela com erro médio, raiz quadrada do erro, erro máximo e erro médio absoluto para as cinco iterações na inversão pelo algoritmo de Cordell & Henderson (1968), Sub-Bacia de Cedro

ITERAÇÃO	ERRO MÉDIO	RAIZ QUADRADA DO ERRO	ERRO MÁXIMO	ERRO MÉDIO ABSOLUTO
1	0,02002741	0,2063366	1,341079	0,07148443
2	-0,03035801	0,1303121	0,989647	0,06056329
3	-0,04117553	0,1173446	0,941829	0,06078242
4	-0,04155302	0,1136756	0,883783	0,05961411
5	-0,03893547	0,1106223	0,859206	0,0575076



Fig. 4.10- Mapa de anomalia residual calculada ou modelada após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,5 mGal. Coordenadas em UTM.

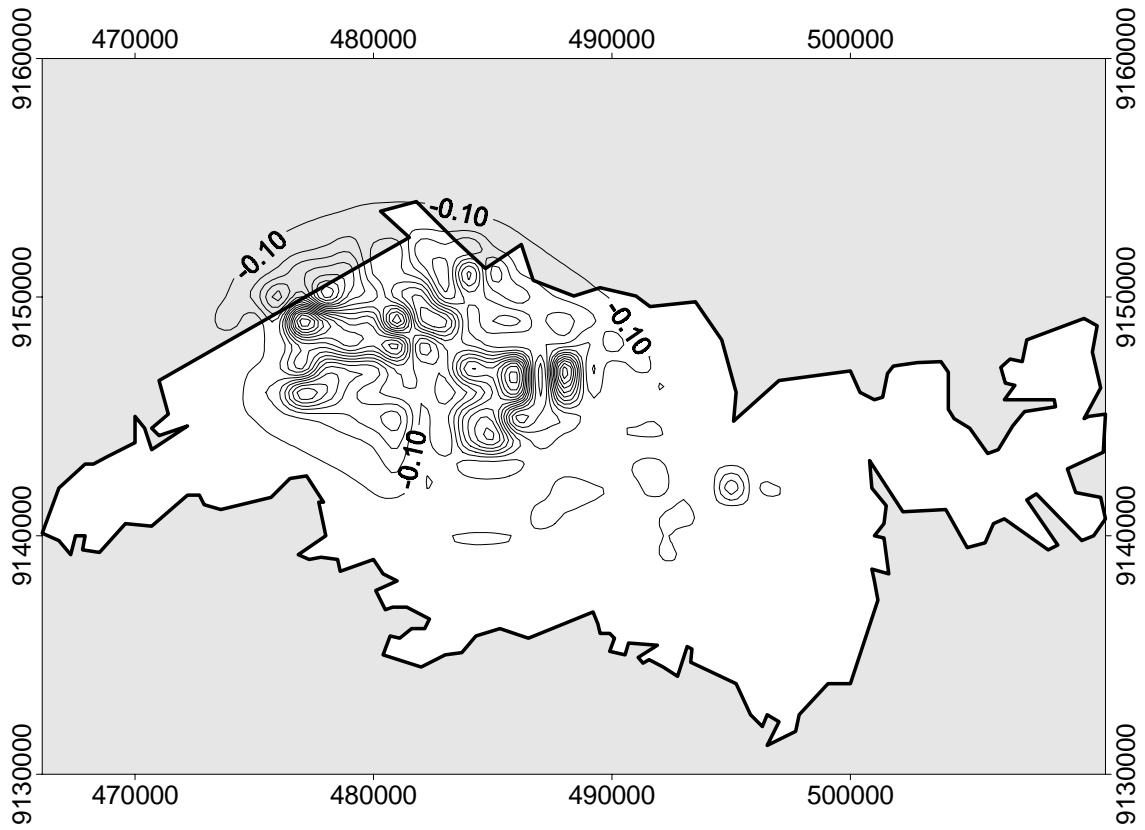


Fig. 4.11- Mapa de ajuste ou de diferença entre a anomalia residual observada e calculada após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,1 mGal. Coordenadas em UTM.

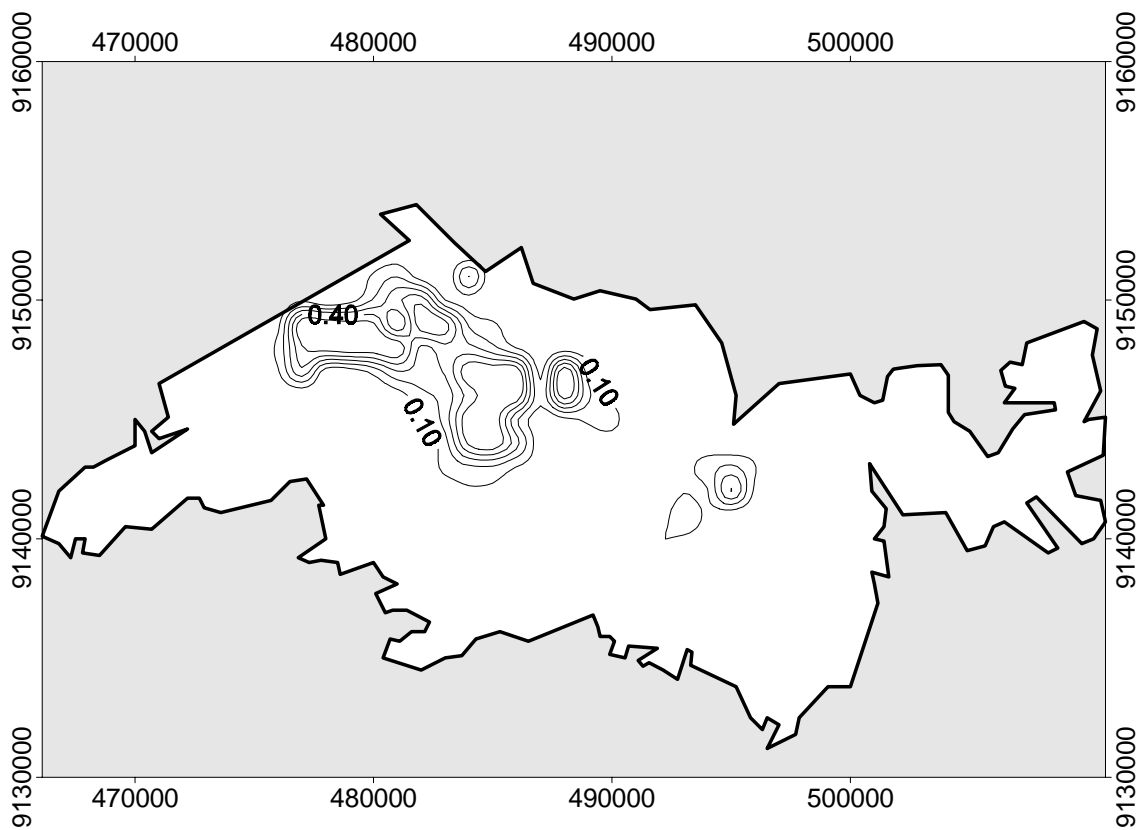


Fig. 4.12- Mapa de profundidades da sub-bacia de Cedro após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,1 km. Coordenadas em UTM.

4.4 GRAVIMETRIA DO TESTEMUNHO SEDIMENTAR DE FÁTIMA

4.4.1 Aquisição dos dados

Ao todo dispõe-se de 415 estações gravimétricas (Fig. 4.13), sendo que foram determinadas 332 estações com intervalo de 500 m na área sedimentar e 1000 m no embasamento cristalino, em uma área de aproximadamente 530 km², em circuitos levantados no período de 26/11/93 a 13/12/93 (Oliveira 1995). As observações gravimétricas foram efetuadas com um gravímetro LaCoste & Romberg modelo G-622, pertencente ao Observatório Nacional e cedido para a CPRM mediante convênio. Foram adicionados a este levantamento três perfis no embasamento: o perfil Sítio do Nunes-Flores, Flores-Afogados da Ingazeira e o perfil Afogados da Ingazeira-Iguaraci-Folha Monteiro levantados pela CPRM-ON.

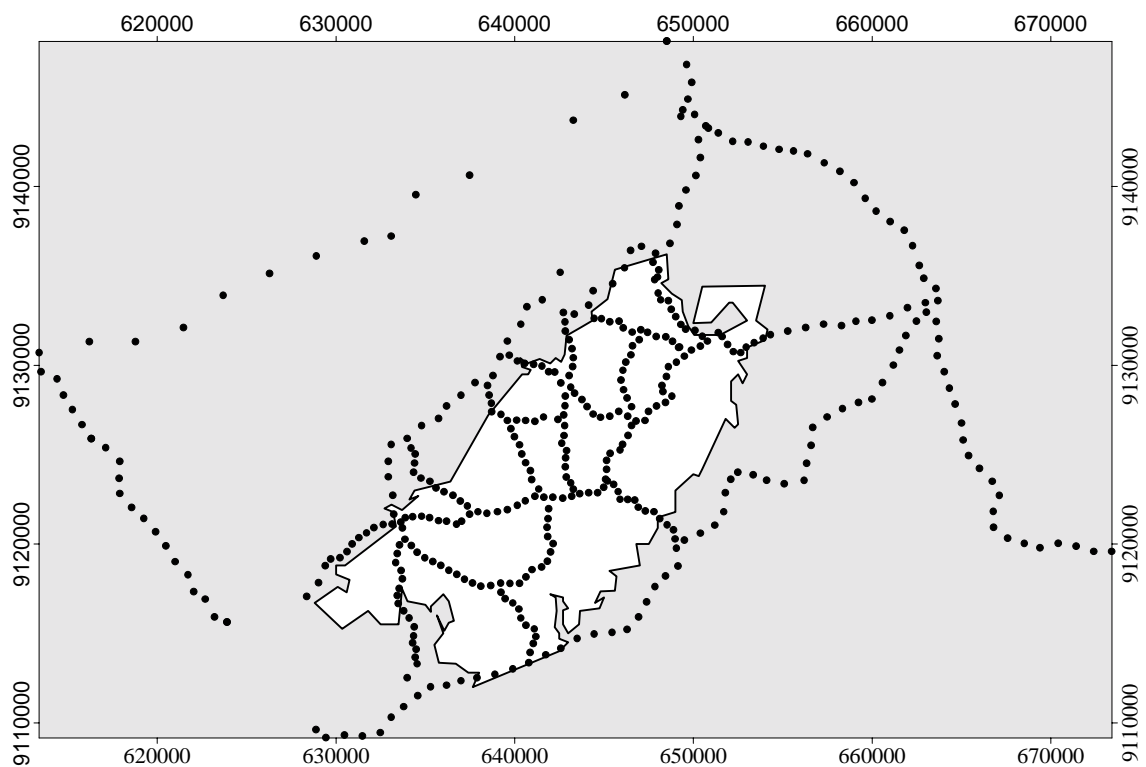


Fig. 4.13- Mapa de localização das estações gravimétricas do Test. Sed. Fátima. Coordenadas em UTM.

O levantamento foi referenciado à base de 2^a ordem do Observatório Nacional (1006/A), localizada na RN 350H do IBGE, na cidade de Sítio dos Nunes (PE). Uma segunda base ligada à anterior, foi estabelecida na RN 2491B do IBGE, posicionada do lado direito da

porta principal da Catedral de Afogados da Ingazeira (PE). Os circuitos foram abertos e fechados em uma dessas bases.

A altimetria das estações gravimétricas foi efetuada por nivelamento geométrico, com piqueteamento e identificação do ponto. O equipamento utilizado foi um nível automático da marca Wilde e duas miras falantes, com leituras a ré e avante. Perfis de nivelamento principais foram inicialmente abertos e fechados em Referências de Níveis do IBGE, linhas intermediárias foram referenciadas às cotas dos perfis principais. O erro médio estimado para cada estação não deve ultrapassar 2 cm.

As coordenadas dos pontos foram obtidas a partir de cartas topográficas, mapa de drenagens, construído por meio de um mosaico de aerofotografias na escala 1:25.000. O erro médio de localização é estimado em 100 m.

4.4.2 Tratamento dos dados

Os dados foram reduzidos por meio do sistema GRAVSYS (Buck 1988), desenvolvido pelo *Geological Survey of Canada*. Foram aplicadas a correções de Latitude, Ar Livre e Bouguer e foram calculadas a gravidade observada e as anomalias de Ar Livre e Bouguer, considerando-se como $2,67 \text{ g/cm}^3$ como a densidade média da crosta superior. Uma listagem destes dados encontram-se em relatório interno da CPRM-Recife (Oliveira 1995).

4.4.3 Análise qualitativa do mapa gravimétrico Bouguer

A partir dos dados de anomalia Bouguer confeccionou-se um mapa de isogálicas, com intervalo de contorno de 1 mGal, mediante o programa SURFER (Fig. 4.14). Foi utilizado o método de *kriging*, raio de busca 29,6 km, média por quadrante com mínimo de 5 pontos, para um *grid* de 1000 m x 1000 m.

Procede-se aqui a correlação do mapa de anomalia gravimétrica Bouguer com as feições geológicas observadas na Carta geológica da Folha Afogados da Ingazeira escala 1:100.000 (Veiga Jr. 1990).

O mapa gravimétrico de anomalia Bouguer do resto sedimentar de Afogados da Ingazeira e região circunvizinha pode ser observado na figura 4.14. Os valores de anomalia Bouguer situam-se na faixa de -46 mGal a -65 mGal. O *trend* geral observado possui direção SW-NE, assim como as principais estruturas geológicas que compartimentam a região.

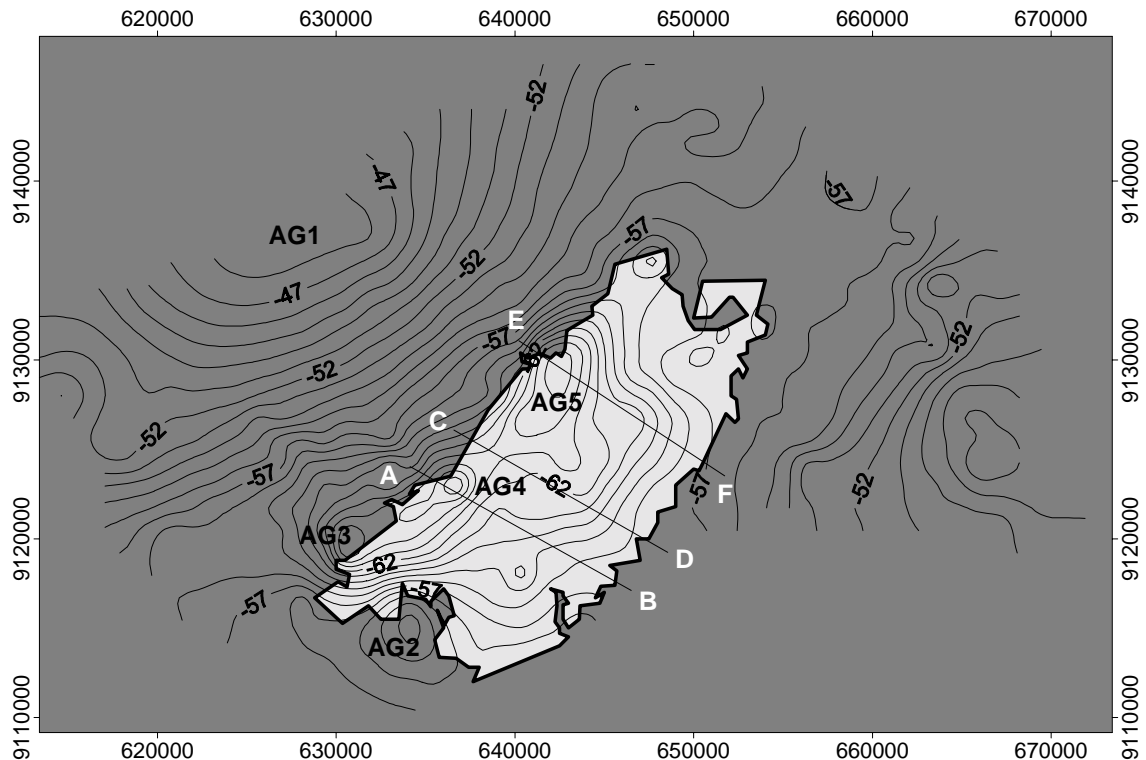


Fig. 4.14- Mapa de anomalia Bouguer do Test. Sed. de Fátima. Coordenadas em UTM.. Perfis usados para a modelagens bidimensionais também estão indicados.

Uma das feições mais marcantes do mapa é um alinhamento NE-SW na isogâmica de -52 mGal correlacionada à feição geológica denominada de Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira.

Duas feições anômalias positivas (AG1 e AG2) destacam-se no mapa e estão fora do limite do resto sedimentar. Uma localizada a sul do resto sedimentar de Fátima (AG2), com amplitude de 3,25 mGal e outra (AG1) localizada nas proximidades do Lineamento de Afogados da Ingazeira, com amplitude de 4,68 mGal.

Uma feição muito marcante no mapa gravimétrico é uma anomalia positiva (AG2) com valor absoluto de -45 mGal. Esta feição foi somente definida uma parte dela. Possui direção SW-NE e aparentemente uma forma circular a elíptica. Possivelmente está relacionada a rochas densas do embasamento subaflorante.

Uma outra feição (AG1) arredondada positiva (alto gravimétrico de -53 mGal) é encontrado a sul da área sedimentar, localizada nas coordenadas 9115000N e 635000E próximo ao povoado de Fátima. Esta anomalia deve ser causada, por rochas densas do embasamento.

Os sedimentos da Formação Tacaratu são reconhecidas através de dois baixos gravimétricos (AG4 e AG3), alongados segundo NE, com forma elipsoidal. Correspondem a baixos de -66 mGal e -65 mGal de valor.

As rochas plutônicas (granitóides sin a pós tectônicos), reconhecidas nesta região, não apresentam feições anômalas associadas a eles, talvez pela pequena diferença de densidade entre estes corpos e o embasamento, ou simplesmente, pela falta de cobertura de dados. Uma feição anômala negativa (AG5) de valor -66 mGal encontrada na borda do resto sedimentar de Fátima talvez possa estar relacionada a granitos sin-tangenciais uma vez que não se encontram sedimentos nesta região que possam explicar esse baixo gravimétrico.

4.4.4 Análise qualitativa do mapa gravimétrico residual

Para a separação da componente regional/residual foi utilizada a técnica da análise polinomial através do programa comercial SURFER (com tentativa de polinômios de n ordens) e a técnica da continuação para cima e da segunda derivada vertical, que fazem parte do sistema GEOSOFT.

O polinômio que melhor representou o regional foi o de segunda tendência, que é representado pela seguinte equação: $z(x,y) = 2,15887 \text{ e}+006 + 0,483783 y + 2,71547 \text{ e}-008 y^2 + 0,151095 x + 1,84319 \text{ e}-008 xy + 1,3384 \text{ e}-008 x^2$. Conforme pode-se observar na Fig. 4.16, este regional é similar ao obtido para as folhas Afogados da Ingazeira e Monteiro (Veiga Jr 1990)(Fig. 4.15). Esta tendência, um baixo gravimétrico negativo de forma elíptica com direção geral SW-NE, pode ser facilmente observada por uma inspeção visual do mapa gravimétrico Bouguer. De posse desse regional procedemos a seguinte operação matemática no SURFER:

$$R = G - Z$$

Onde:

R é a anomalia residual

G é o campo Bouguer

Z está relacionado ao regional.

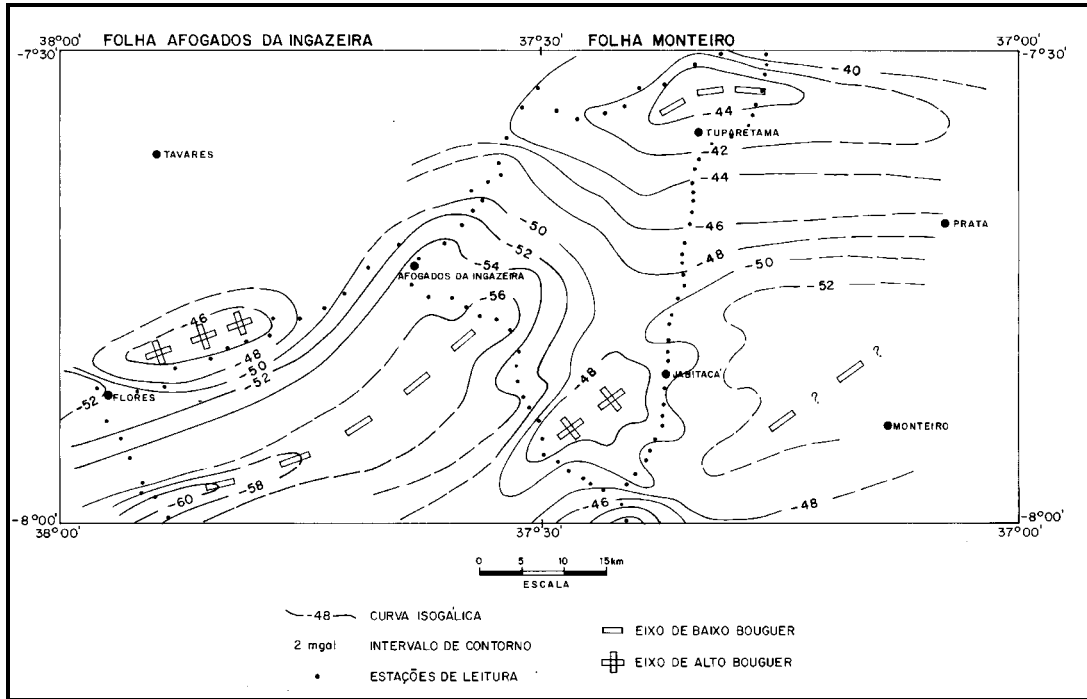


Fig. 4.15- Mapa de tendência Bouguer das folhas Afogados da Ingazeira e Monteiro (retirado de Veiga Jr. 1990).

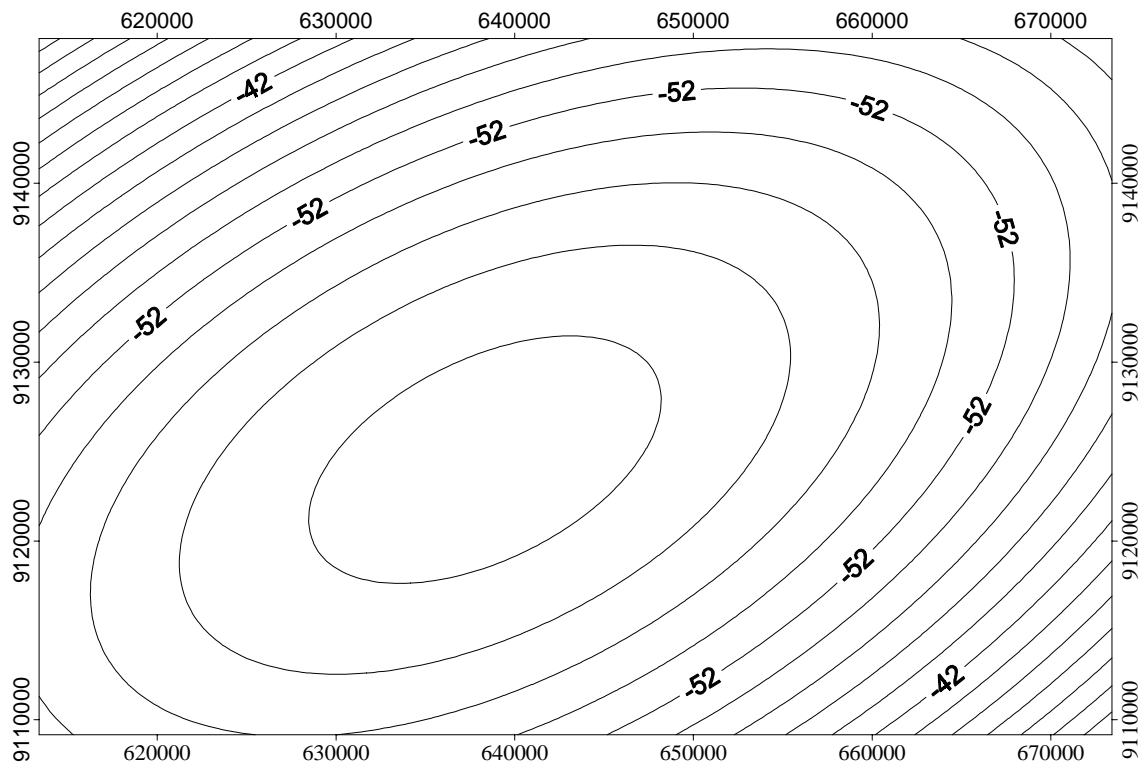


Fig. 4.16- Superfície de tendência de segunda ordem para o Test. Sed. de Fátima.

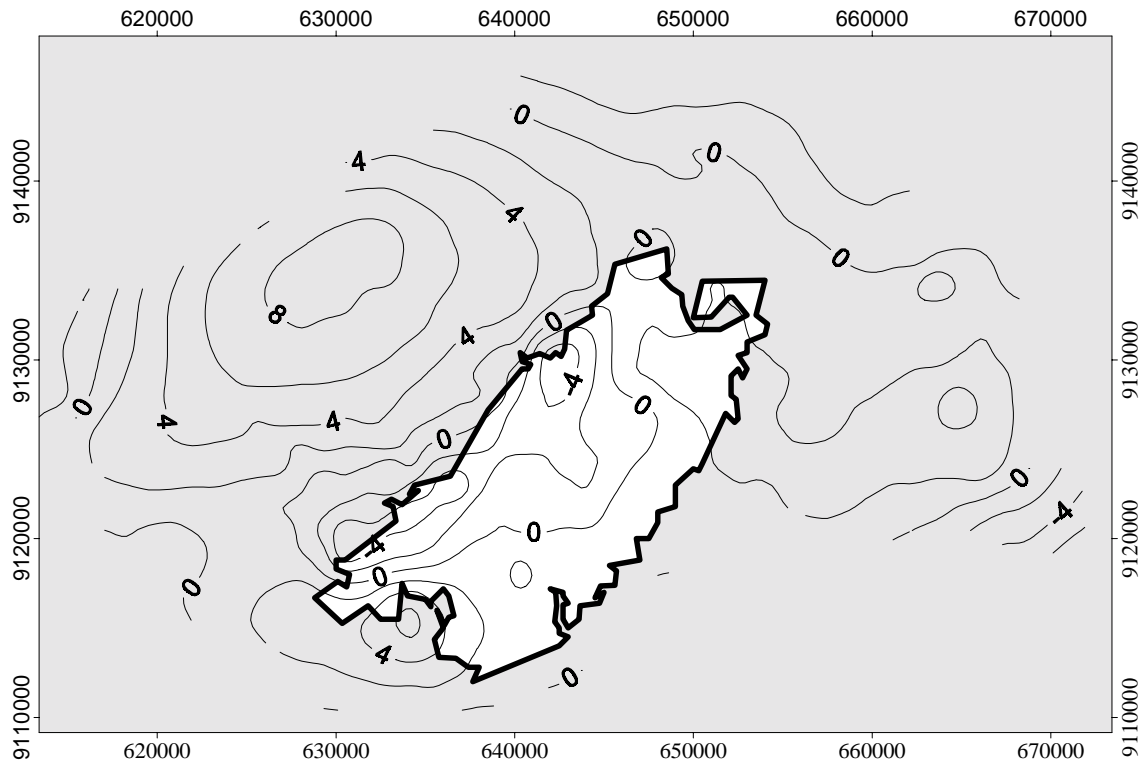


Fig. 4.17- Mapa residual após a retirada da superfície de segunda tendência. Coordenadas em UTM. Intervalo de contorno 1 mGal.

4.4.5 Modelagens gravimétricas

4.4.5.1 Modelagem Gravimétrica Bidimensional (2-D)

Densidades

Veiga Jr. (1990) obteve dados densimétricos para amostras do embasamento cristalino da folha Afogados da Ingazeira. Foram feitas 15 determinações de densidades de amostras ao longo de dois perfis de gravimétricos da folha Afogados da Ingazeira. A média encontrada para 12 amostras foi de $2,70 \text{ g/cm}^3$, tendo sido excluídos os valores considerados atípicos de acima de $3,00 \text{ g/cm}^3$, referentes a dois anfibolitos e um xisto (amostra VJ-044).

Oliveira (1994) determinou para os arenitos da Formação Tacaratu do resto sedimentar de Fátima a densidade média de $2,40 \text{ g/cm}^3$ com desvio padrão de $0,188 \text{ g/cm}^3$, obtida a partir de 21 amostras selecionadas em pontos de afloramentos considerando-se variações composicionais e granulométricas. Oliveira (*op. cit.*) utilizou nas modelagens gravimétricas bidimensionais um contraste de densidade de $-0,3 \text{ g/cm}^3$ do pacote sedimentar, considerado como uma camada única, em relação ao embasamento cristalino.

Perfis Modelados

Para o modelamento bidimensional foram escolhidos três perfis no mapa Bouguer do resto sedimentar de Afogados da Ingazeira (Fig.4.12). Os perfis escolhidos são transversais a estruturação do resto sedimentar e perpendiculares ao acamamento sedimentar e as falhas encontradas. Possuem direção geral NW-SE.

O que chama a atenção nesses perfis (Figs. 4.18, 4.19, 4.20) é uma geometria do fundo do resto sedimentar é assimétrico, assim como a forma da curva Bouguer é refletida pela superfície do topo do embasamento. Este fato é explicado pela não ocorrência de corpos ígneos intrusivos, o que também não foi verificado em superfície.

O ajuste entre as curvas observadas e calculadas foi quase perfeito, ficando prejudicado nas bordas, em decorrência do chamado efeito de borda, o qual pode ser causado pela má definição da anomalia regional e variações locais de densidade. Este tipo de problema foi encontrado nas modelagens da bacia de Iguatu (Bedregal, 1991). Para os ajustes realizados não foram consideradas as heterogeneidades do embasamento.

As profundidades máximas encontradas em metros nos perfis AB, CD, EF, através de modelagens bidimensionais pelo programa GRAVPOLY foram 570, 360, 520 metros. Estas profundidades estão compatíveis com as modelagens bidimensionais realizadas por Oliveira (1994). Como não se dispõe de outros dados de profundidades ficamos à mercê da ambigüidade do método.

A forma assimétrica para a superfície sedimento/embasamento caracterizada nos três perfis é definida por um flanco SE como uma rampa (plataforma) mais longa com mergulho suave para NW, direção de aprofundamento dos sedimentos. O flanco NW é curto e com um mergulho mais forte para SE. O mergulho suave dos sedimentos para NW é confirmado por observações de campo através dos dados de mergulho das camadas.

Bedregal (1991) observa que profundidades obtidas através destas modelagens são consideradas profundidades mínimas devido ao fato de terem sido usados contrastes de densidade constantes ao longo da direção vertical. À medida que a profundidade aumenta os sedimentos tornam-se mais compactados o que aumenta a densidade dos sedimentos e diminui o contraste de densidade com as rochas do embasamento.

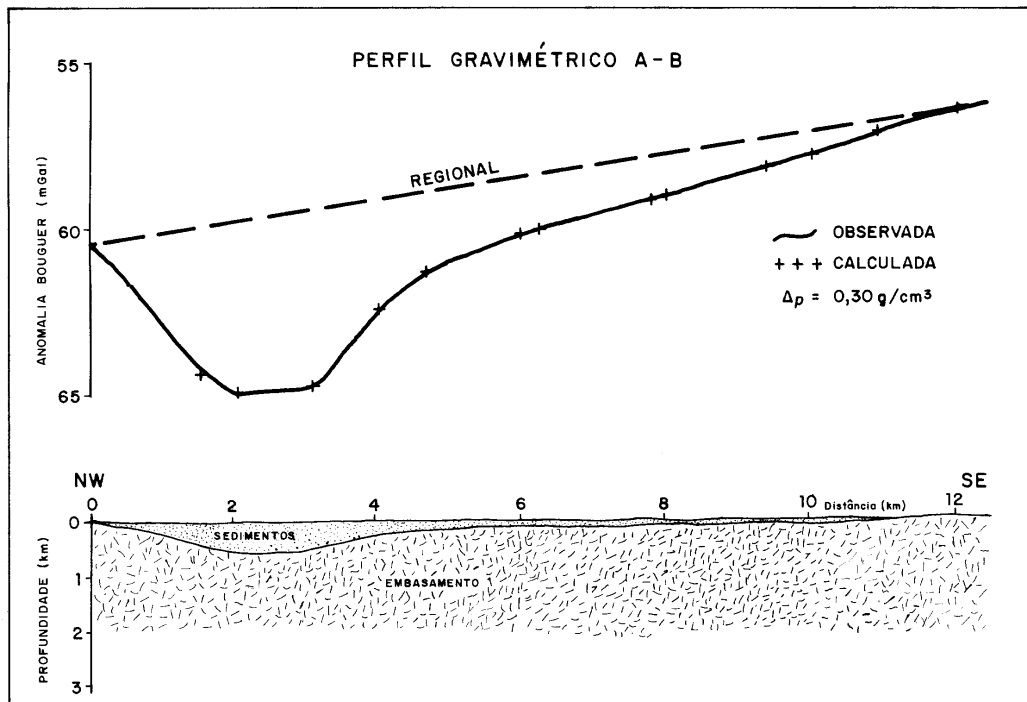


Fig.4.18- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal AB, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos $2,40 \text{ g/cm}^3$ e densidade do embasamento de $2,70 \text{ g/cm}^3$.

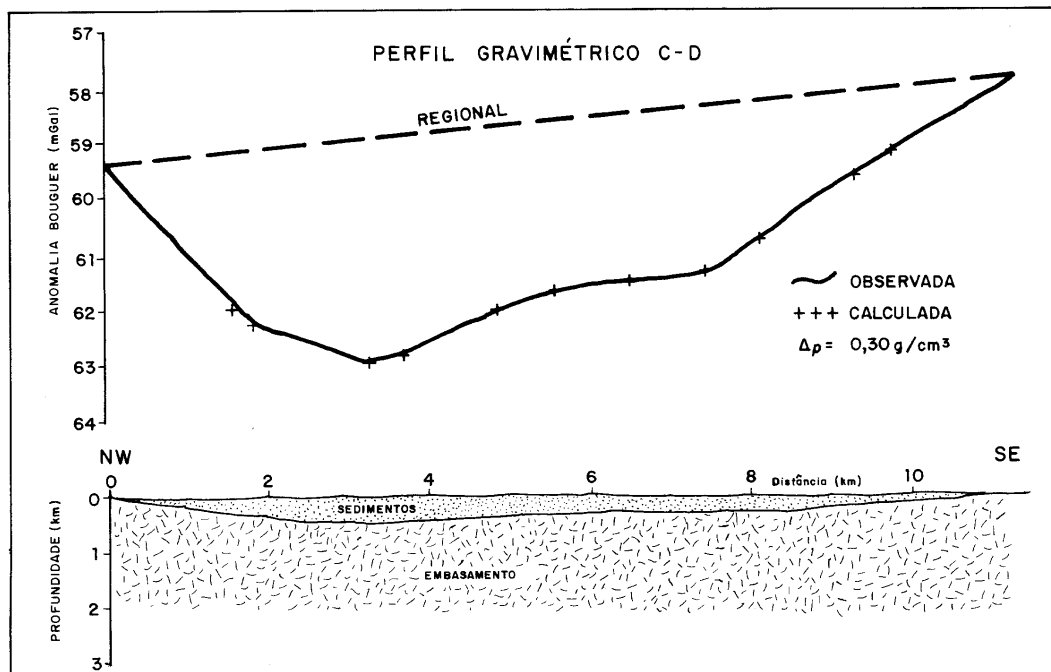


Fig.4.19- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal CD, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos $2,40 \text{ g/cm}^3$ e densidade do embasamento de $2,70 \text{ g/cm}^3$.

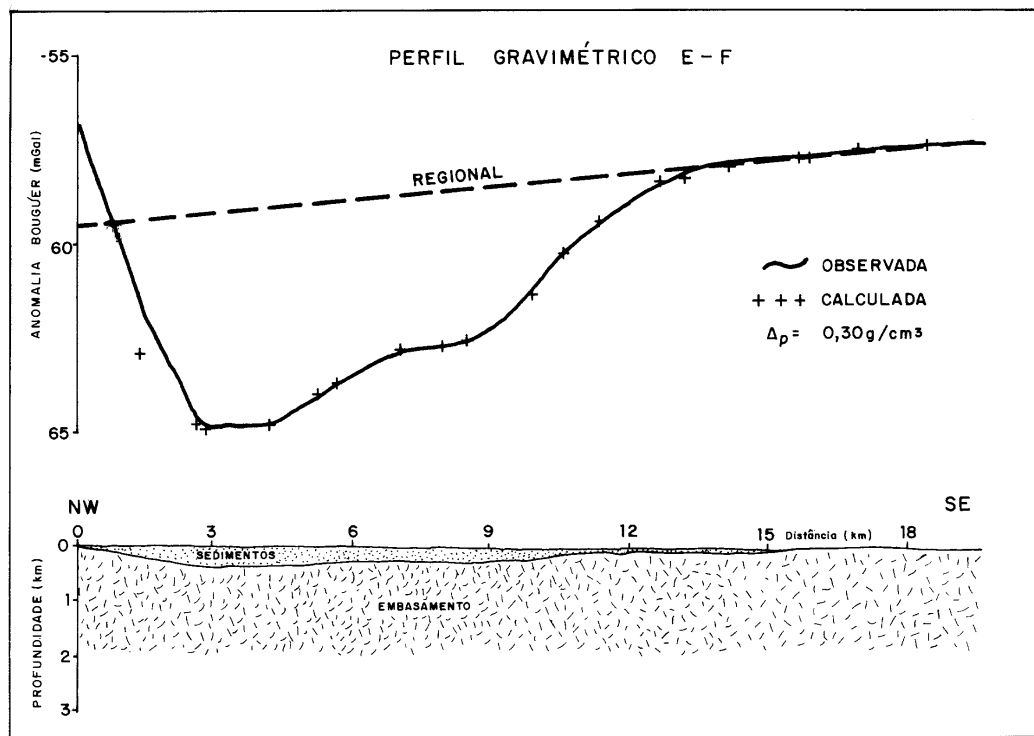


Fig.4.20- Modelagem gravimétrica bidimensional ao longo do perfil transversal EF, pelo GRAVPOLY. Densidade dos sedimentos $2,40\text{ g/cm}^3$ e densidade do embasamento de $2,70\text{ g/cm}^3$.

4.4.5.2 Modelagem gravimétrica tridimensional

Os resultados da modelagem tridimensional, baseada no método de inversão de Cordell & Henderson (1968) são apresentados a seguir e constam de uma tabela de erros das iterações (Tabela 4.3) e três mapas um mapa residual calculado (Fig. 4.21), um mapa de diferenças entre a anomalia residual calculada e a observada (Fig. 4.22) e o mapa de profundidades para o Testemunho Sedimentar de Fátima (Fig. 4.23).

Os valores dos erros encontrados nas cinco iterações para o Testemunho Sedimentar de Fátima são apresentados na Tabela 4.3. Os erros de uma maneira geral decaem com o aumento das iterações alcançando os valores mínimos na quinta iteração. A princípio isto é um bom resultado, pois significa que a medida de eficiência do processo é satisfatória para o modelo estrutural adotado e que após as sucessivas iterações um melhor ajuste é realizado. Os erros médios, a raiz quadrada do erro e o erro médio absoluto possuem valores em mGal baixos menores que 5% em relação ao maior valor de amplitude de anomalia residual observada que está em torno de $-5,5\text{ mGal}$. Porém o erro máximo após cinco iterações é de $2,1\text{ mGal}$, que corresponde a 40% da anomalia.

O mapa residual calculado (Fig. 4.21) a grosso modo e muito semelhante ao mapa residual obtido para o Testemunho Sedimentar de Fátima (Fig. 4.17), mas as diferenças entre os dois podem ser realmente observadas através do mapa de ajuste ou diferença (Fig. 4.22). Como comentado anteriormente existe uma diferença grande em alguns pontos localizados do mapa, principalmente nos pontos de mínimo. Estas são regiões de ajuste mais difícil e apresentando uma maior dificuldade de aproximação da anomalia observada e calculada. Devido a este fato não levou-se em consideração estes pontos extremos para a análise da profundidade final pelo método de inversão 3D. De uma maneira geral o mapa de diferença apresenta diferenças de 0,5 mGal nas regiões dos baixos gravimétricos.

O mapa de profundidades do Testemunho Sedimentar de Fátima (Fig. 4.23) representa na sua grande maioria uma capa de sedimentos de pequena espessura (20 a 50 metros) que não foi detectada pelo método gravimétrico, regiões acima da isolinha zero metros de profundidade. As maiores profundidades encontram-se na borda NW, possuindo valores de pelo menos 550 metros. Estas profundidades são da mesma ordem de grandeza das obtidas pelo modelagem bidimensional.

A estruturação definida pela gravimetria e de uma geometria ligeiramente assimétrica, com duas regiões de maior profundidade localizadas próximas a borda NW e alongadas segundo a mesma direção do eixo do testemunho sedimentar e da borda NW. Em relação a região profunda localizada mais ao sul observam-se as linhas de isoprofundidades alinhadas e próximas a borda sugestivo de uma falha. Tal observação não foi confirmada por dados de campo, pois esta área encontra-se encoberta por sedimentos arenosos recentes.

Tabela 4.3- Tabela com erro médio, raiz quadrada do erro, erro máximo e erro médio absoluto para as cinco iterações na inversão pelo algoritmo de Cordell & Henderson (1968), Test. Sed. de Fátima.

ITERAÇÃO	ERRO MÉDIO	RAIZ QUADRADA DO ERRO	ERRO MÁXIMO	ERRO MÉDIO ABSOLUTO
1	0,02549577	0,300303	2,934216	0,1001501
2	-0,03788365	0,2268046	2,216592	0,09810606
3	-0,03730472	0,2106574	2,174966	0,09206749
4	-0,03570962	0,2032436	2,146546	0,08875101
5	-0,03442116	0,2001568	2,125718	0,08719376

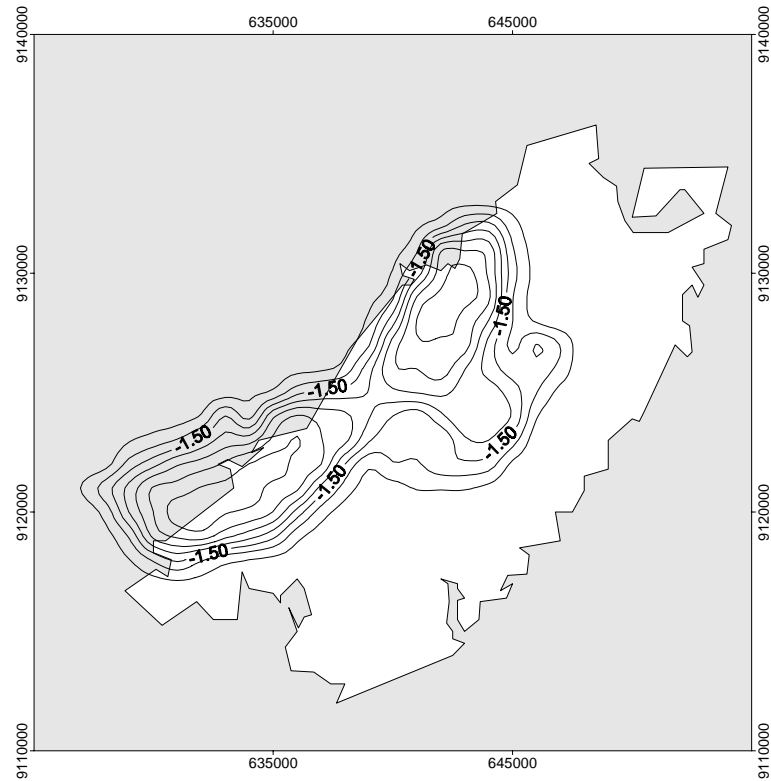


Fig. 4.21- Mapa de anomalia residual calculada ou modelada após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,5 mGal. Coordenadas em UTM.

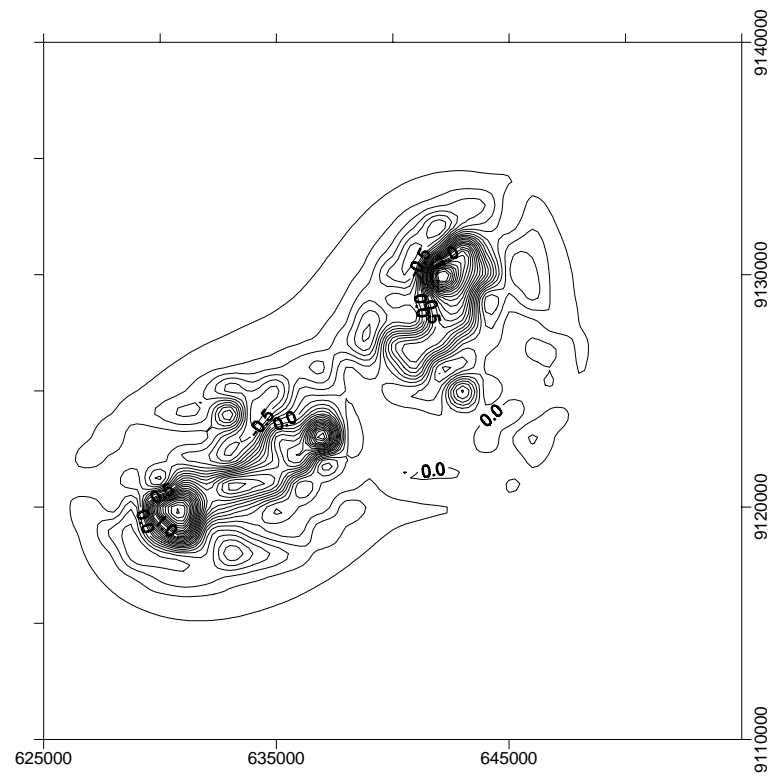


Fig. 4.22- Mapa de ajuste ou de diferença entre a anomalia residual observada e calculada após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,1 mGal. Coordenadas em UTM.

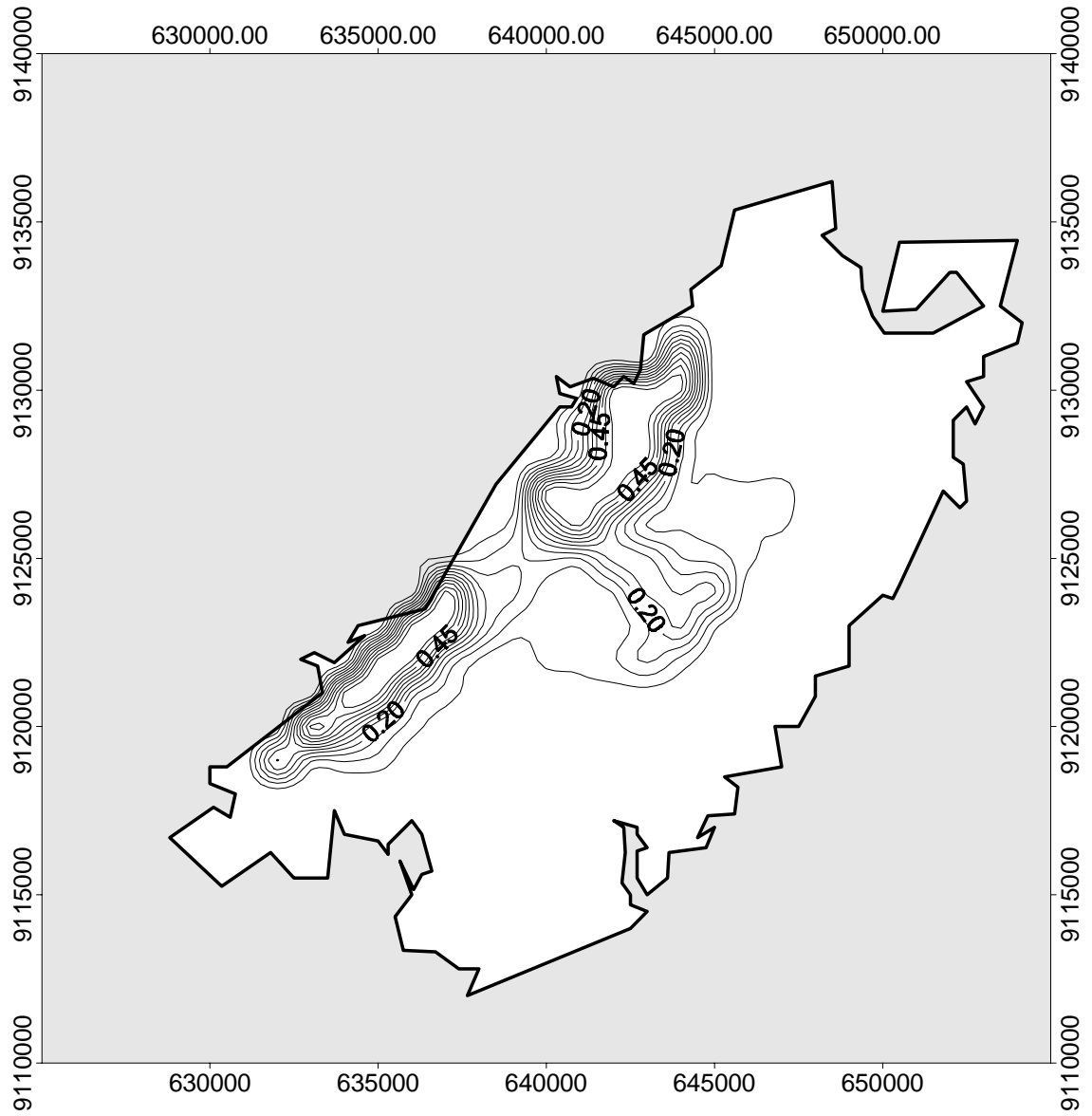


Fig. 4.23- Mapa de profundidades do Test. Sed. de Fátima após cinco iterações. Intervalo de contorno 0,05 km. Coordenadas em UTM.

CAPÍTULO 5

ANÁLISE ESTRUTURAL

5.1 INTRODUÇÃO

São abordadas neste capítulo as características geométricas e cinemáticas de zonas de falhas expostas nos arenitos nas proximidades da cidade de Fátima e na sub-bacia de Mirandiba. Os arenitos perfazem 90% das exposições de rochas nestas áreas sedimentares e são os únicos a apresentarem exposições da deformação rúptil.

Esse tipo de feição, fios esbranquiçados de rocha granulada com aparência a primeira vista de veios em arenitos de alta porosidade, foi descrito em vários arenitos nos U.S.A: Entrada (Jurássico Superior), Navajo (Jurássico Inferior), Wingate (Triássico), Mesa Rica (Cretáceo), *Simpson Group* (Ordoviciano) e na Escócia, *New Red Sandstone* (Permo-Triássico). No Brasil, na Bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá na Formação Tacaratu (Siluro-Devoniana), foram considerados por Magnavita (1992) como as rochas que melhor registram a história da deformação rúptil sofrida pelo rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá.

As falhas são condutos para a migração de fluídos ou selantes, elas são de grande importância para a migração de água e hidrocarbonetos. O seu reconhecimento então é significativo para os campos da hidrogeologia e para a geologia do petróleo (Twiss 1995).

A população de falhas com estrias foi agrupada segundo duas regiões: a sub-bacia de Mirandiba e os arenitos de Fátima. Foi efetuada uma “análise estrutural clássica” onde se procurou determinar as relações espaciais entre as diferentes estruturas, utilizando-se para isso histogramas, diagramas de rosetas e estereogramas. “Métodos novos”, que procuram determinar parâmetros como a deformação e o campo de paleotensores, também foram empregados.

Na sub-bacia de Mirandiba foram caracterizadas geométrica e cinematicamente as falhas do Serrote Verde, Terra Nova e Sítio Divisão. No Testemunho Sedimentar de Fátima são descritas a geometria e cinemática das falhas da Carapuça, Queimada Grande, Sabá e duas mesofalhas a do Sítio Lagoa do Pinheiro e a do Sítio Brejo de Baixo.

5.2 TERMINOLOGIA ADOTADA

A terminologia aplicada para descrever essas falhas é muito variada (Underhill & Woodcock 1987). Elas foram chamados de fraturas de cisalhamento (Engelder 1974; Jamison 1989), *deformation bands* (Aydin 1978; Aydin & Johnson 1978; Aydin & Johnson 1983), *granulation seams* (Pittman 1981), *microfaults* (Jamison & Stearns 1982) e falhas (Underhill & Woodcock 1987). Onde dois ou mais desses feixes estão próximos, o termo zona é adicionado ao nome. No rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, foi empregado o termo falha (Magnavita & Cupertino 1987), microfalha (Magnavita 1990) e *deformation bands* (Ferreira 1990; Roque 1990). Um outro ponto de confusão está relacionado às superfícies as quais mostram evidências de deslocamento considerável como indicado por *slickenside striations*. Esses planos também foram chamados de “*slip surfaces*” alhures (Aydin & Johnson 1978; Aydin & Johnson 1983; Underhill & Woodcock 1987) e também no rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Ferreira 1990; Roque 1990). As estrias encontradas nos planos de falhas são comumente estrias de fricção (“*groove lineations*”).

Obliquidade ou lançamento em inglês *pitch* ou *rake* é o ângulo entre uma linha qualquer de um plano e uma linha horizontal contida neste plano. A obliquidade varia de 0° a 90° , sendo utilizada para indicar se a falha é normal/reversa, oblíqua ou lateral/transcorrente. Quando a obliquidade é igual a 0° a estria possui a mesma direção do plano de falha (como no caso de falhas de rejeito direcional). Quando o valor da obliquidade é igual a 90° a estria possui a mesma direção de máximo mergulho da falha, portanto, é o caso de falhas normais/reversas. Considerou-se as falhas divididas em três intervalos de 0° a 30° (mergulhos fracos ou falhas de baixo ângulo), 30° a 60° (mergulho médio) e de 60° a 90° (mergulhos fortes ou falhas de alto ângulo).

Fase de deformação é o intervalo de tempo necessário para a formação de um conjunto de estruturas (foliação, juntas, falhas, lineações, etc.), geradas simultaneamente sob um mesmo campo de esforços tectônicos. O evento de deformação corresponde à associação de uma ou mais fases de deformação, temporal e geneticamente relacionadas (Ferreira 1990).

Brecha tectônica é um termo usado para classificar rochas desenvolvidas em zonas de falhas que se caracterizam por apresentar blocos ou fragmentos centimétricos e decimétricos de litotipos imersos em uma matriz mais fina de mesma composição.

5.3 EXPOSIÇÕES TÍPICAS

As falhas nos arenitos da Formação Tacaratu (Siluro-Devoniano) expostas no Testemunho Sedimentar de Fátima e na sub-bacia de Mirandiba não aparecem como uma única superfície, discreta, bem definida, isto é, não são constituídas por um único plano de falha. Ao contrário, elas consistem de uma zona de cisalhamento rúptil, uma série de finas lâminas (1 a 3 mm) de coloração branca, mais resistentes à erosão, de grãos de quartzo e rocha cominuídos, quando vista ao microscópio. Os deslocamentos destas microfalhas é da ordem de poucos milímetros a poucos centímetros (Foto 5.1).

A falha tem sua expressão morfológica através de uma crista alongada na topografia mais resistente à erosão, ao longo da direção da falha, contínua por algumas dezenas de metros e até mesmo por alguns quilômetros. As cristas são, geralmente, de alguns metros de altura (4 a 7 m) com uma largura variando de poucos metros até 150 metros (Foto 5.2). São zonas complexas de cisalhamento rúptil, que mostram um plano preferencial de falha no qual o sentido do movimento toma lugar (Foto 5.3).



Foto 5.1: Deslocamento das microfalhas é da ordem de milímetros a poucos centímetros. Falha do Sítio Divisão. Vista em planta. Arenitos da Formação Tacaratu.



Foto 5.2: Vista panorâmica do contato por falha dos arenitos da Formação Tacaratu com o embasamento cristalino. Falha do Sabá. Os arenitos formam cristas que se destacam no relevo.



Foto 5.3: Exposição típica de uma crista alongada de falha em arenitos da Formação Tacaratu. Falha da Carapuça (UTM 652422E e 9130924N).

5.4 PADRÕES GEOMÉTRICOS

Em muitos afloramentos a rocha é truncada por um número muito grande de falhas. Falhas que tem direções paralelas e mesmo sentido de movimento são ditas *set* de falhas. Dois ou mais destes *sets* de falhas passam a chamar-se conjunto de falhas ou sistema de falhas (Marshak & Mitra 1988). As falhas são comumente associadas a um sistema com simetrias particulares.

Arranjos complexos foram associados a um *strain* tridimensional no qual três ou quatro *sets* de falhas podem formar-se simultaneamente (Aydin & Reches 1982; Engelder 1987; Underhill & Woodcock 1987). Embora a deformação em uma exposição específica possa localmente ser complexa e um *strain* tridimensional advogado, ao longo destas zonas de falhas há comumente um conjugado de superfícies nas quais a maior parte do movimento ocorre então seguindo um *strain* plano regional (Magnavita 1992).

No rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, Magnavita (1992) descreveu o padrão entrelaçado como o padrão geométrico mais comum, exibido por uma zona de falha em arenitos. Padrões geométricos regulares tais como: losangos, hexágonos, e diferentes estrelas também foram descritos por Magnavita (1992). Nos arenitos do Testemunho Sedimentar de Fátima e na Sub-bacia de Cedro são, comumente, encontrados microfalhas paralelas, pares conjugados e o padrão entrelaçado.

Os traços das falhas individualmente em mapa e em seção têm uma forma curva, ondulada em uma escala regional. As zonas de falhas do Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá são lineares (Magnavita 1992), como foi exemplificado através de imagens de RADAR e LANDSAT. No resto sedimentar de Fátima e na sub-bacia de Mirandiba observa-se também o padrão linear para as falhas em escala de mapa.

5.5 INDICADORES CINEMÁTICOS

Os principais critérios utilizados para indicar o sentido de movimento das falhas são: separação estratigráfica, geralmente deslocamento de vários marcadores que pré-datam o movimento da falha, dobras de arrasto próximo a planos de falhas e uma variedade de características assimétricas observadas na superfície dos planos de falha (Angelier 1994). Os dois primeiros são fáceis de identificar e de interpretar e o último é um critério que merece maior cuidado e atenção.

Angelier (1994) dividiu os critérios de determinação do sentido de movimento ao longo de uma superfície falhada como positivos e negativos dependendo, da relação do sentimento de fricção que ocorre quando a mão do observador se move ao longo do plano de falha paralelo a lineação *slickenside*. Os critérios estão representados na figura 5.1 e são os seguintes: (1) *steps* minerais, (2) *tectonic tool marks*, (3) cisalhamento *Riedel*, (4) picos estilolíticos, (5) alternância de facetas polidas e ásperas, (6) *tension gashes*, (7) pares de fraturas conjugadas, (8a e b) critérios misturados marcas parabólicas e bolhas deformadas em lavas. Maiores detalhes destes critérios são encontrados em Angelier (1994).

Magnavita (1992) utilizou quatro tipos de indicadores cinemáticos para revelar o tipo de movimentação ao longo de zonas de falhas em arenitos da Formação Tacaratu, na bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá, e que são exemplificados a seguir com alguns estruturas identificadas nos arenitos da sub-bacia de Mirandiba e no Testemunho Sedimentar de Fátima:

- (i) microfalhas *Riedel* e anti-*Riedel* formadas entre dois planos de falhas (Foto 5.4 e 5.5), indicando o sentido de movimento relativo do cisalhamento;
- (ii) estruturas em duplex formada como consequência dos componentes *strike-slip* ao longo de falhas extensionais, similar ao que foi descrito por Cruikshank *et al.* (1991 *apud* Magnavita 1992) no Arenito Entrada (Entrada Sandstone) (Foto 5.6);
- (iii) deslocamento de estratos em falhas previas;
- (iv) *slikenlide* em planos de falhas.

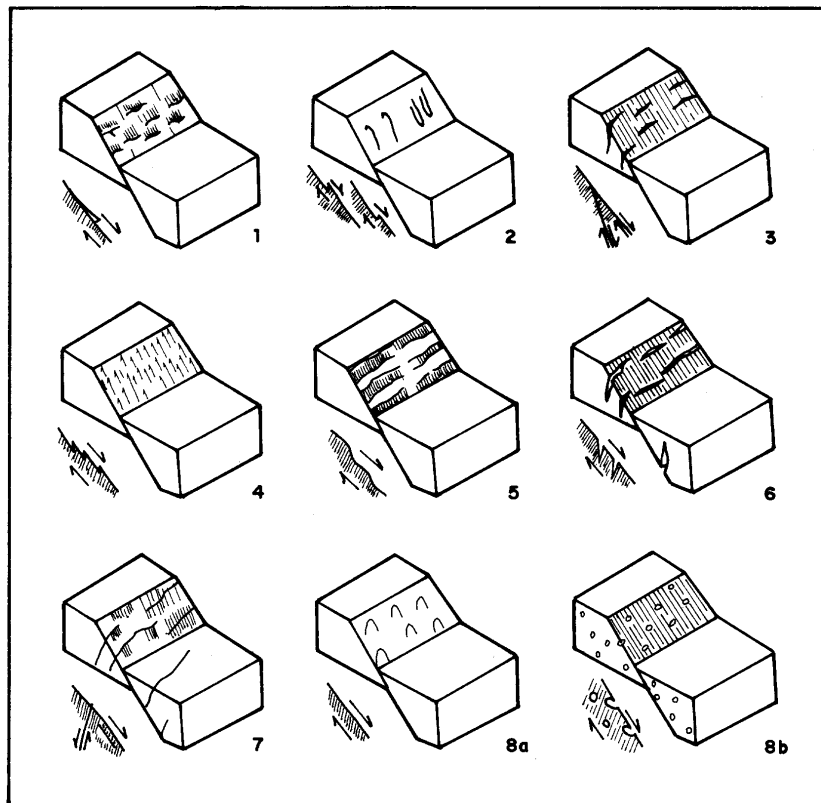


Fig. 5.1- Critérios para determinar o sentido de movimento em uma superfície de falha. Os exemplos apresentados são para uma falha normal, mas os critérios são válidos para qualquer falha. Números estão relacionados às estruturas do texto. (segundo Angelier 1994).



Foto 5.4: Critério cinemático em uma zona de falha. Cisalhamento Riedel entre dois planos de falha indicativo de uma zona de cisalhamento extensional sinistral. Falha do Sítio Divisão. Observador voltado para N70E. Vista em planta.



Foto. 5.5: Critério cinemático em uma zona de falha. Cisalhamento Riedel entre dois planos de falha indicativo de uma zona de cisalhamento extensional sinistral. Afloramento 4. Observador voltado para N70E. Vista em planta.



Foto 5.6: Mesofalha NE com rejeito aparente direcional sinistral, individualizando localmente um provável *horse* distensional. Vista em planta. Falha de Terra Nova.

5.6 PETROGRAFIA E CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS

Os arenitos estudados são geneticamente caracterizados como fluviais e petrograficamente classificados como quartzo-arenitos predominantemente, subarcósios e sublitoarenitos. Quartzo, feldspato e fragmentos de rochas metamórficas (quartzitos são os fragmentos mais comuns) constituem os principais componentes. Em termos da maturidade textural os grãos de quartzo são geralmente subangulares a subarredondados de acordo com sua origem fluvial.

A deformação rúptil é absorvida nestes arenitos consolidados através da cataclase dos grãos e aumenta da rocha mãe na direção do plano principal de falha mais provavelmente o que contém a estria. No campo, é difícil estabelecer a cominuição e o fraturamento dos grãos. De fato, grãos grossos e arredondados são preservados entre microfalhas, as quais parecem desviar do obstáculo representado pelo grão preservado.

Aydin (1978) e Aydin & Johnson (1978) observaram ao microscópio que as bandas de deformação são divididas em três zonas: uma zona de rocha não-deformada, uma zona externa e a zona interna (Fig. 5.2). A zona interna (*gouge*) é caracterizada por grande parte dos grãos fraturados, com poucos grãos arredondados, baixa porosidade e selecionamento ruim. A zona externa (zona de brecha) possui alguns grãos fraturados, empacotamento fechado, bom selecionamento e porosidade moderada. Da zona do arenito não deformado com grãos arredondados e alta porosidade em direção a zona interna deformada ocorre uma extrema redução na porosidade e no selecionamento, inversamente ao aumento da angulosidade e diminuição do tamanho dos grãos.

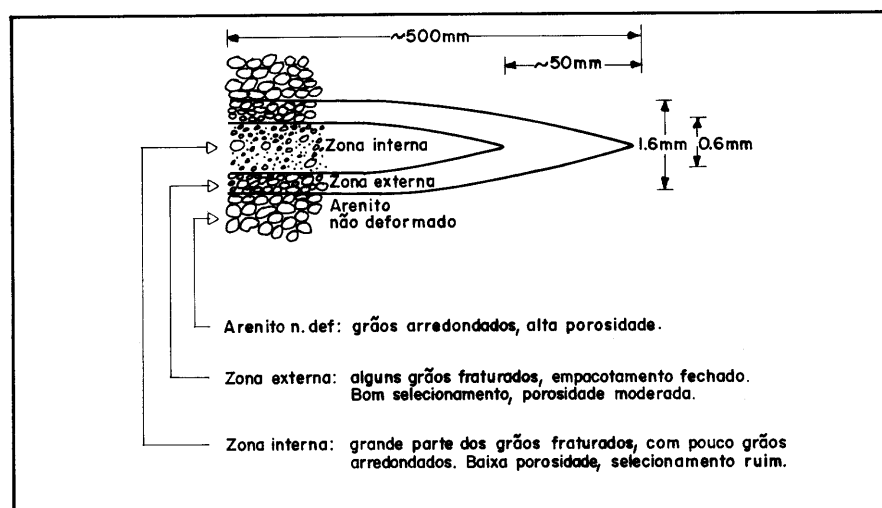


Fig. 5.2- Característica gerais de uma zona de falha idealizada, próximo à sua terminação (segundo Aydin 1978 *apud* Bedregal 1991)

5.7 MÉTODOS PARA TRATAMENTO DE POPULAÇÕES FALHAS

No modelo de Anderson (1951 *apud* Aleksandrowski 1985), considerando meios isotrópicos, os eixos principais de tensão são inferidos diretamente a partir da orientação das falhas. Porém, naturalmente as rochas são providas de descontinuidades pré-existentes, possuindo anisotropias.

O trabalho pioneiro para solução do problema inverso de reconstrução de paleotensores foi de Arthaud (1969 *apud* Angelier 1994), baseado em uma análise gráfica de deslizamentos e planos de fraqueza com todas direções possíveis. O problema inverso consiste na determinação dos tensores de *stress* a partir do conhecimento da direção e sentido de estrias e planos de falhas com várias orientações. Mercier (1976 *apud* Angelier 1994) demonstrou que o método de Arthaud não era aplicado ao caso geral, mas somente ao caso particular de um elipsóide de tensão de revolução (*i.e.* $\sigma_1 = \sigma_2$ ou $\sigma_2 = \sigma_3$).

Wallace (1951 *apud* Angelier 1994), Bott (1959 *apud* Angelier 1994) introduziram o conceito de que a direção de cisalhamento deve ser sempre paralela à direção da tensão cisalhante sobre o plano de falha, essa premissa vem sendo usada nos diversos trabalhos utilizando-se do binômio plano de falha e estria medidos no campo.

Carey & Burnier (1974 *apud* Angelier 1994) formularam pela primeira vez o problema inverso de maneira adequada, baseado no princípio de Bott, propuseram um programa de computador para o cálculo do tensor de *stress* com um conjunto de dados que incluíam planos de falhas de várias atitudes e estrias. Esta análise representou o passo fundamental no avanço dos estudos tectônicos de populações de falhas e proporcionou numerosos melhoramentos subsequentes.

Vários autores propuseram métodos gráficos e matemáticos para a análise de populações de falhas e estrias: Arthaud (1969 *apud* Françolin 1992); Angelier (1979 *apud* Françolin 1992); Etchecopar *et al.* (1982 *apud* Françolin 1992); Aleksandrowski (1985 *apud* Françolin 1992); Pfiffener & Burkhard (1987 *apud* Françolin 1992); Allmendinger *et al.* (1989 *apud* Françolin 1992).

Foram aplicados a população de falhas estudadas dois métodos: o método gráfico de Pfiffener & Burkhard (1987 *apud* Françolin 1992) para a análise dinâmica e um método numérico/gráfico que se assemelha ao método de Allmendinger *et al.* (1989 *apud* Françolin 1992), para a análise cinemática. Ambos os métodos foram modificados por Françolin (1992).

5.7.1 Método dos Diedros Retos

O método dos diedros retos foi proposto por Pegoraro (1972 *apud* Françaolin 1992), sendo desenvolvido e automatizado por Angelier & Mecheler (1977). Em 1987, Pfiffener e Burkhard (*apud* Françaolin 1992) apresentaram um método similar que utiliza os planos estriados, mas também a dados sísmicos. Uma versão modificada foi utilizada nesta dissertação com as modificações feitas por Françaolin (1992).

O método define a posição de dois planos para cada falha estriada, o próprio plano de falha e um plano auxiliar, perpendicular, por sua vez ao plano de falha e sua estria. Esses dois planos definem quatro diedros, dois diedros que contém todas as posições possíveis de σ_1 (domínio da compressão) e dois outros diedros os quais contém as possíveis posições de σ_3 (domínio de extensão). A superposição dos diferentes dados sobre um diagrama de Schmidt faz aparecer zonas em compressão e zonas em extensão. Dentro destas zonas devem estar localizados os eixos de tensão σ_1 e σ_3 que se aplicam a todos os planos de falhas.

A forma destas zonas depende da quantidade e da dispersão das medidas. Segundo Angelier & Mecheler (1977) a forma destas zonas vistas no diagrama indica a relação de grandeza entre os eixos principais de tensão: uma zona de compressão bem definida associada a uma zona extensiva mal definida indicam um valor de R próximo a zero (σ_2 aproximadamente igual a σ_3); uma zona compressiva associada a uma zona extensiva bem definida indicam um valor de R próximo a 0,5 (σ_2 aproximadamente igual a $\sigma_1 - \sigma_3/2$); uma zona extensiva bem definida associada a uma zona compressiva mal definida indicam que R é um valor próximo de 1 (σ_1 aproximadamente igual σ_2).

$$R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$$

O meio de verificar o grau de compatibilidade dos dados e a qualidade dos resultados é comparando o número total de dados (N) com o número de dados que são compatíveis com o resultado obtido (MAX). Este método não é aplicável a regiões que foram submetidas a mais de uma fase tectônica e também não é possível determinar σ_2 .

A saída do programa desenvolvido por Françaolin (1992) forma dois diagramas, um para extensão e outro para compressão, além ser possível verificar o valor de N e MAX, uma listagem dos dados compatíveis e incompatíveis.

5.7.2 Método da Análise dos Vetores da Deformação Incremental

Este método foi empregado por Françolin (1992) para estimar as direções principais de deformação. O método é composto de duas etapas e o resultado final é a composição dos resultados das duas etapas colocados sobre um mesmo diagrama.

A primeira etapa consta no livro de Marshak & Mitra (1988) e foi creditada a Hoepfner (1955 *apud* Marshak & Mitra 1988), trata-se de um método que fornece informações cinemáticas as quais refletem as direções principais de deformação. O plano M de Arthaud (1969 *apud* Françolin 1992) (plano perpendicular ao plano de falha e que contém a estria) é o plano no qual são encontrados os eixos principais de encurtamento e alongamento da deformação incremental. São plotados sobre o diagrama de Schmidt os pólos dos planos de falhas acompanhados de uma flecha que indica o sentido de movimento do bloco, o resultado final é um gráfico com zonas de convergência e zonas de divergência de blocos falhados, que são as áreas susceptíveis de conter os eixos principais de deformação. Este método foi utilizado por Aleksandrowski (1985) para a determinação dos tensores principais de deformação.

Na segunda parte do método é calculada numericamente com a ajuda de um programa de computador a posição dos eixos de encurtamento e alongamento de cada falha, e são determinadas graficamente as concentrações pelo contorno das linhas de isodensidades, sobre um diagrama de Schmidt. A dispersão dos dados em relação ao ponto de concentração máxima permite estimar a qualidade dos resultados obtidos.

A principal restrição ao método é que a concentração dos vetores de deformação incremental representam a deformação finita somente quando as falhas possuem rejeitos da mesma ordem de grandeza (Françolin 1992).

5.8 ANÁLISE ESTRUTURAL DA SUB-BACIA DE MIRANDIBA

5.8.1 Análise Geométrica

Durante o trabalho de campo, 3 afloramentos localizados em arenitos da Formação Tacaratu foram estudados e as medidas foram realizadas em 176 planos de falhas, sendo 75 destes planos com estrias. Selecionou-se 60 para o tratamento pelo método de geologia estrutural. Ao curso desta seleção excluíram-se as falhas sem estrias; medidas feitas de rejeito muito fraco ou muito grande; falhas que apresentam estrias com sentido de movimento dúbio medidas que apresentam posição de estrias incoerentes (“furando” o plano) com aquelas do plano de falha por erro de medida (15 planos com estrias foram abandonados). As 60 falhas estão representadas na Figura 5.3, onde pode-se observar que a maioria das falhas possuem direção no quadrante NE e são de baixa obliquidade ficando individualizada uma população com movimentação dextral e outra população com movimentação sinistral.

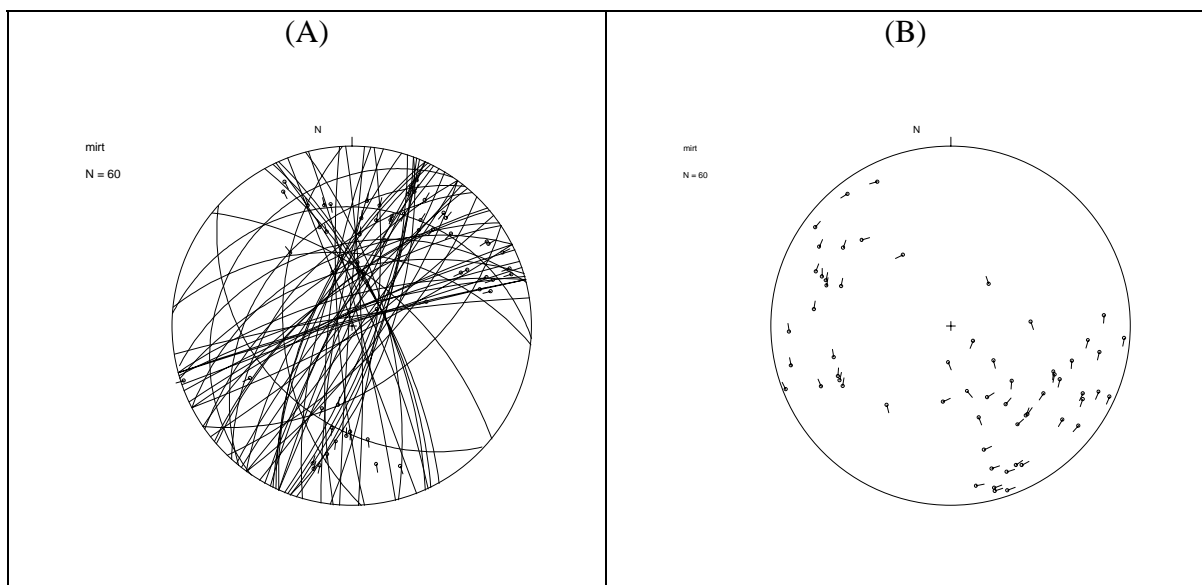


Fig. 5.3- (a) Diagrama de Wulff (hemisfério inferior) das falhas da sub-bacia de Mirandiba, (b) Diagrama do deslocamento de blocos, “slip-linear plot”.

As falhas são distribuídas praticamente em todas as direções com a predominância para aquelas com mergulho para NW, distribuídas em duas famílias com mergulhos para 340° a 350° e 290° a 300° . As falhas com mergulho para ENE têm uma representação em menor proporção. Falhas com mergulho entre 150° a 270° têm uma representação pouco expressiva ou inexistente (Fig. 5.4). No diagrama de rosetas se destacam muito bem as duas famílias que

formam um par conjugado com ângulo de 50° entre eles. Um *set* com direção 200° a 210° e outro com direção 250° a 260° .

As estrias apresentam, principalmente rumos de 20° a 30° (Fig. 5.5a). Um segundo grupo na direção 70° a 80° e um terceiro grupo no intervalo 190° a 200° . O quadrante NE possui a maior quantidade de estrias e o quadrante SE é o que possui a menor concentração de estrias (Fig. 5.5b).

Estas falhas tem mergulhos variáveis, sendo a maioria no intervalo de 80° a 90° (Fig. 5.6a)

O valor do caimento das estrias apresenta uma maior distribuição nos valores menores que 45° , sendo raras as estrias com caimento maior que 45° . A classe que melhor representa as estrias é aquela de caimento entre 8° e 15° (Fig. 5.6b).

A classe que melhor representa os valores de *rake* é aquela do intervalo de 20° a 30° , portanto estrias de baixa obliquidade (Fig. 5.7a). Todo este intervalo indica falhas de rejeito sub-horizontal, sendo pouco expressivas falhas de rejeito oblíquo e mesmo falhas de rejeito normal/reverso. O mesmo gráfico pode ser representado de outra forma em termos de porcentagem. A classe com melhor representação é aquela de rejeito horizontal (75%), seguida pela de rejeito oblíquo (18,3%) e finalmente a classe com rejeito vertical (6,7%) (Fig. 5.7b).

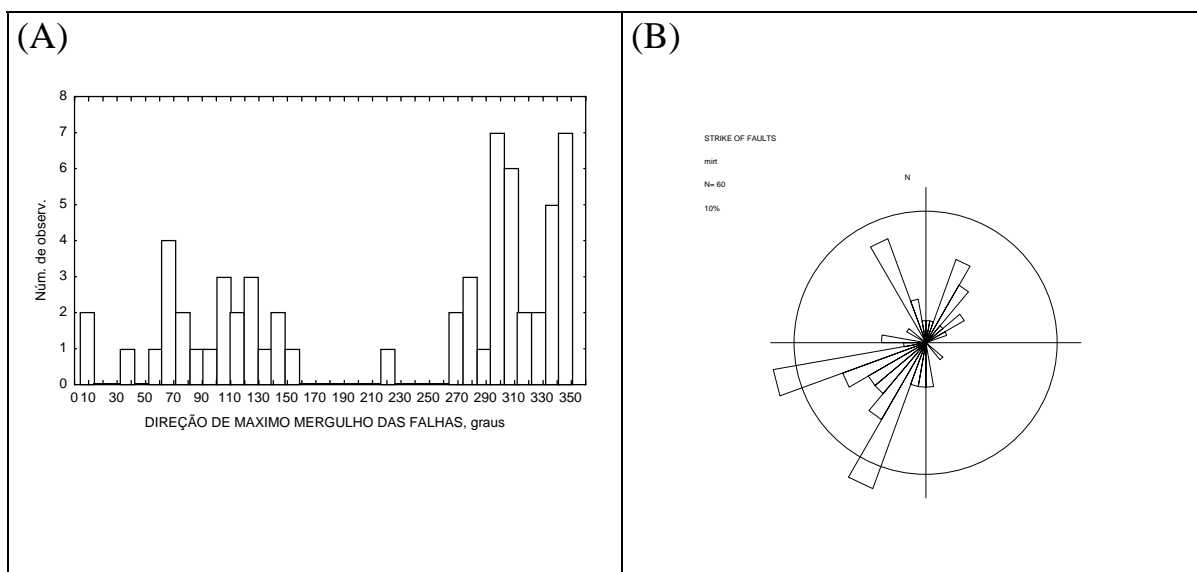
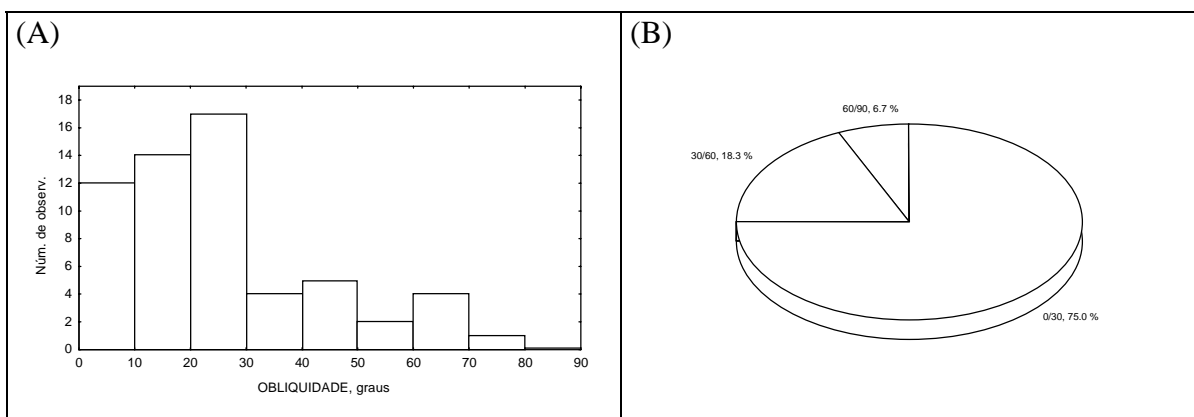
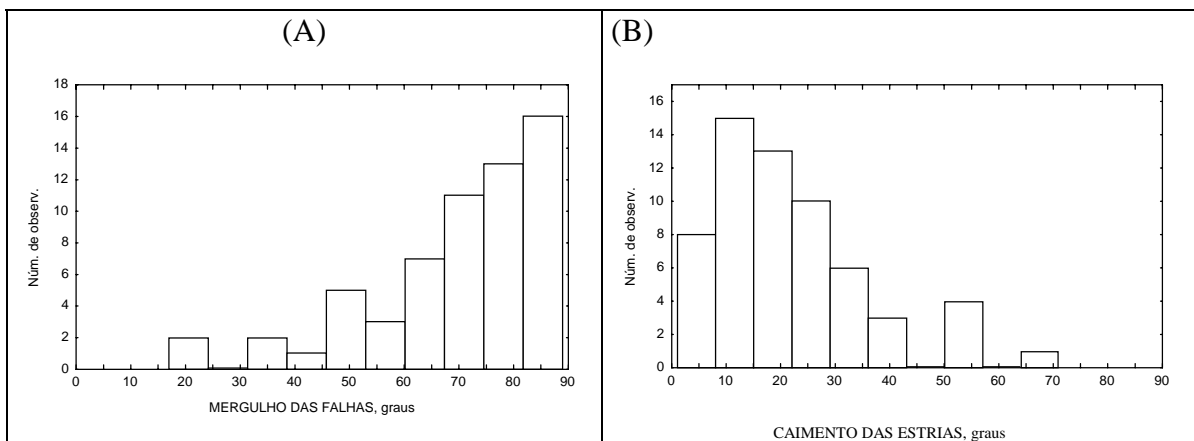
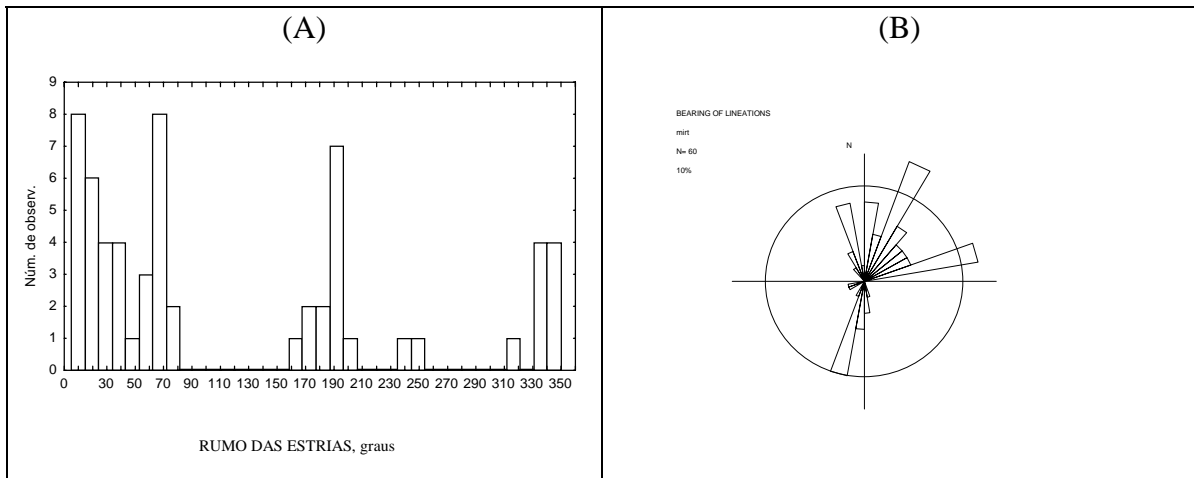


Fig. 5.4- (a) Histograma de frequência mostrando a distribuição das direções de máximo mergulho das falhas. No eixo das abcissas está representada a direção de mergulho das falhas e no eixo das ordenadas o número de observações. (b) Diagrama de rosetas para o *strike* da mesma população de falhas. Sobre o diagrama de rosetas o círculo representa 10%.



5.8.2 Determinação dos Paleotensores

Método dos Diedros Retos (Angelier)

Os 60 dados de falhas com estrias que foram tratados pelo método do diedros retos resultaram num gráfico com MAX= 55 para o diagrama de compressão e MAX= 56 para o diagrama de extensão. Portanto, pode-se afirmar que os diagramas possuem uma boa qualidade. As zonas de extensão e compressão são bem definidas (Fig. 5.8).

Na análise pelo método dos diedros retos, os eixos de tensão principal σ_1 e σ_3 são sub-horizontais, o que tipifica a atuação de um regime tectônico transcorrente na região. Para a sub-bacia de Mirandiba o eixo de esforço principal máximo apresenta direção NE/SW e o eixo de esforço principal mínimo segundo a direção NW/SE (Fig. 5.8). Este campo de esforços, pelo menos em relação a σ_3 , condiz com o sugerido por diversos autores na literatura para uma tectônica rúptil cretácica muito importante que atuou a nível regional e que seria a responsável pela formação da bacia do Araripe, por exemplo. O que não encontra correspondência com os trabalhos publicados para a região é o fato de σ_1 estar também na horizontal e σ_2 na vertical.

O campo de esforços encontrado ativou estruturas do embasamento ocasionando falhas de rejeito sinistral e direção ENE e NE. Não dispõe-se de dados de subsuperfície para a sub-bacia de Mirandiba que permitam inferências sobre a subsidência causada pelas falhas e também não foram observadas brechas associadas as falhas. Na sub-bacia de Pombal (Bacia do Rio do Peixe), apesar da pequena espessura sedimentar (aproximadamente 300 metros) é relatados por Françaolin (1992) uma grande quantidade de material detrítico e brechas de falhas. Os desnivelamentos produzidos pelas falhas foram considerados pequenos (Françaolin *op. cit.*)

Método dos Vetores da Deformação Incremental

Os dados tratados pelo método de análise da deformação incremental que são apresentados em dois diagramas de Schmidt, um para o eixo de encurtamento e o outro para o eixo de estiramento, apresentam uma boa qualidade.

Estas falhas ocasionaram, na região, uma deformação na qual o eixo principal de alongamento é 9→120 e o eixo principal de encurtamento é 7→208 (Fig. 5.9).

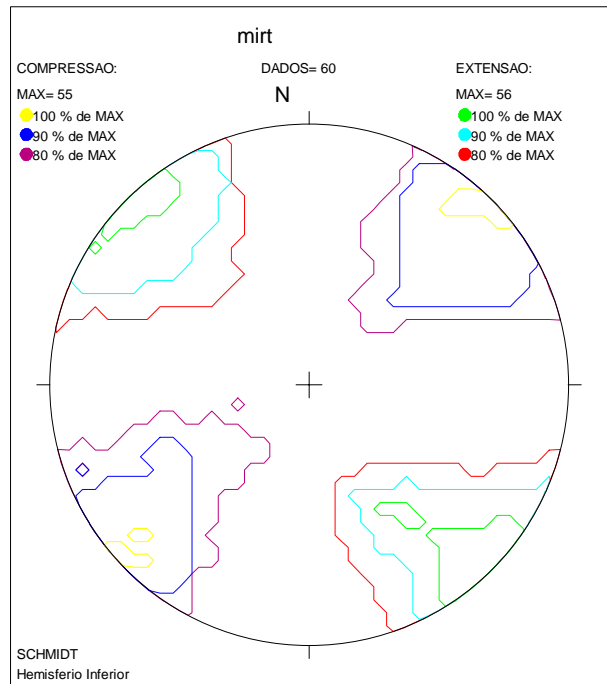


Fig. 5.8- Método de Angelier (Diagrama de Schmidt hemisfério inferior) para a sub-bacia de Mirandiba. Em verde esta representado a região de confiança (100%) para o campo de extensão e em amarelo a região de confiança (100%) para a compressão.

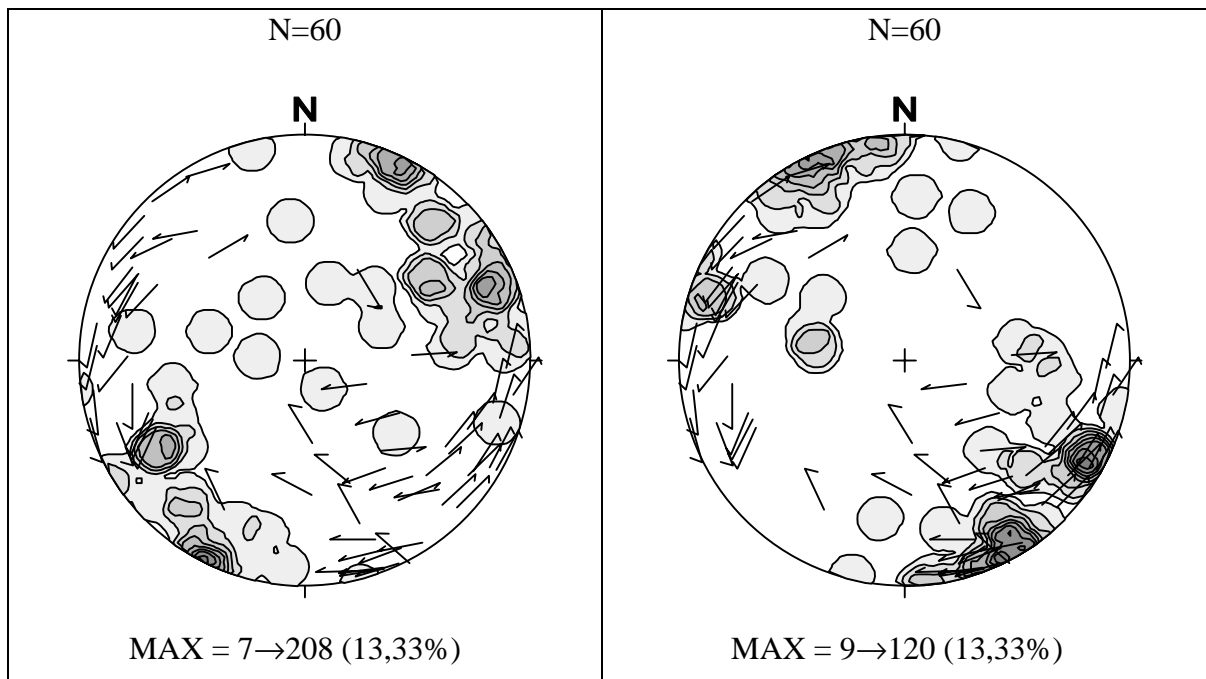


Fig. 5.9- Linhas de isoconcentração dos eixos principais da deformação e direção dos vetores de deslocamentos de blocos de falha para a sub-bacia de Mirandiba. O gráfico da esquerda se refere ao eixo de encurtamento e o da direita ao eixo de estiramento. Projeção no diagrama de Schmidt. Hemisfério inferior.

5.8.3 Caracterização das Falhas da Sub-Bacia de Cedro

5.8.3.1 Falha do Serrote Verde

A falha do Serrote Verde, com direção geral NE, foi interpretada como sendo do tipo normal, como consta no mapa de Braun (1966). Está localizada na borda NW da sub-bacia de Mirandiba, fazendo o contato com o embasamento. Não foram observados conglomerados de borda de falha sin-tectônicos e depósitos sin-riftes nas proximidades da falha, embora tenham sido descritos por Carvalho (1993). A falha possui um controle do *trend* do embasamento da região (Domínio da Zona Transversal).

A geometria e a cinemática da falha do Serrote Verde foram interpretadas a partir de projeções estereográficas dos pólos dos planos de falhas e *slip-linear* medidos em afloramentos mostrados na figura 5.10. Os contornos dos pólos das falhas indicam a máxima concentração em N209 / 83SE (Fig. 5.10).

Dos estereogramas e histogramas pode-se concluir que as falhas são de alto ângulo e concentram-se no quadrante NE (Fig. 5.11a), as estrias foram subdivididas em dois grupos com obliquidade menor do que 45° e maior do que 45° . Observa-se que o conjunto de estrias com obliquidade menor do que 45° são dextrais e as estrias de alta obliquidade são normais (Fig 5.11a).

O histograma de frequência absoluta dos mergulhos das falhas apresenta falhas de alto ângulo com moda em 75° (Fig.5.11b) O histograma de *rake* mostra a bimodalidade dos dados com estrias de média e baixa obliquidade, moda de 25° e 65° respectivamente (Fig.5.11b). Esse tipo de distribuição bimodal com dois máximos é considerado muito comum, e pode indicar que duas populações foram misturadas no passado por algum processo geológico (Marsal 1987 *apud* Magnavita 1992). Magnavita (1992) observou este fato para a falha de Ibimirim (bacia do Jatobá) e sugeriu que esta falha tenha experimentado duas fases de movimento, uma predominante transcorrente/*strike-slip* e outra normal/*dip-slip*. O autor cita que casos idênticos são encontrados em outras áreas, por exemplo no rifte do Oeste Africano (Chorowicz *et al.* 1987 *apud* Magnavita 1992), neste caso as diferentes populações de estrias foram relacionadas a mais de um estágio da deformação do rifte.

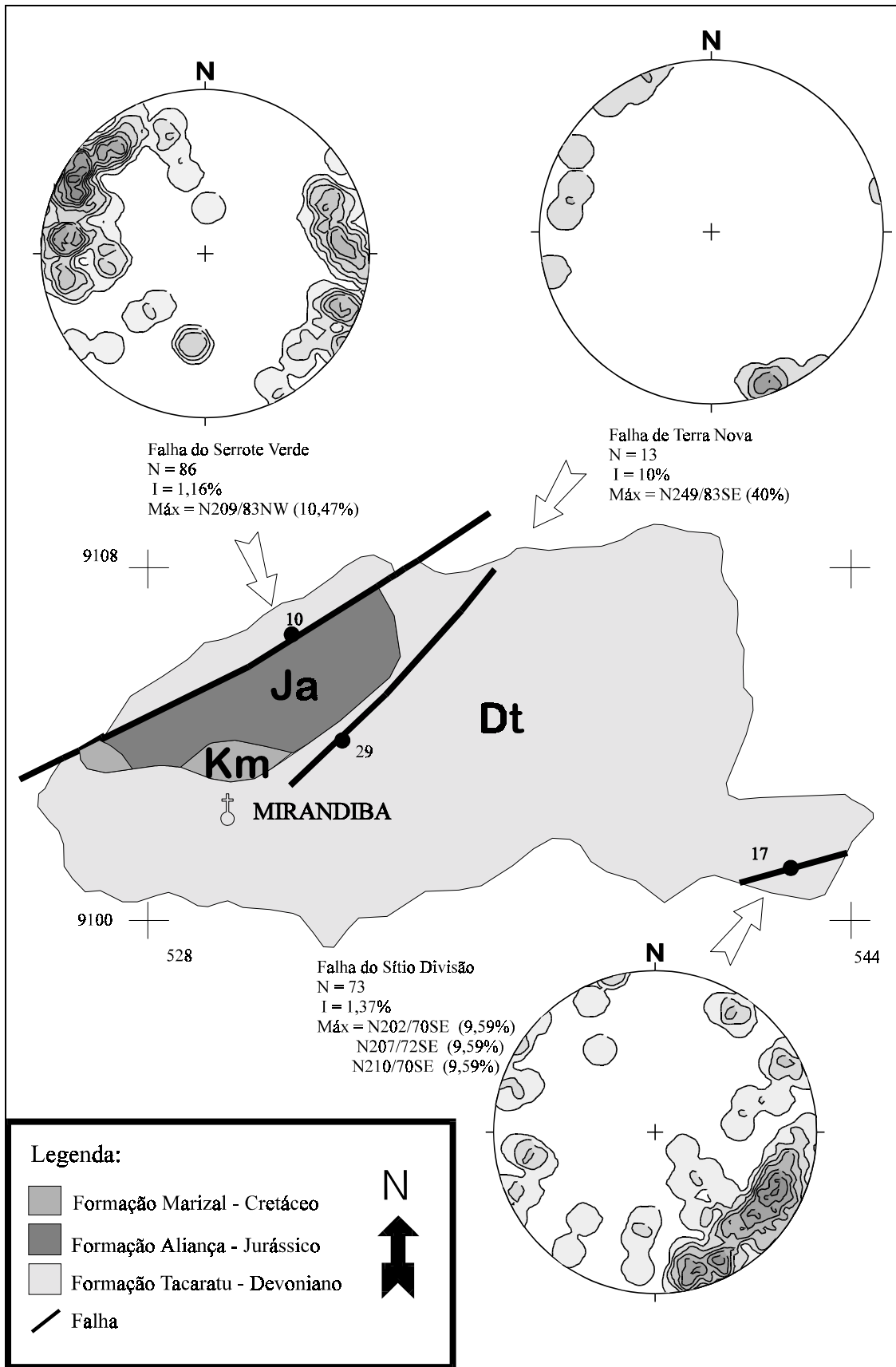


Fig. 5.10- Localização das falhas do Serrote Verde, Terra Nova, Sítio Divisão com localização dos pontos estudados.

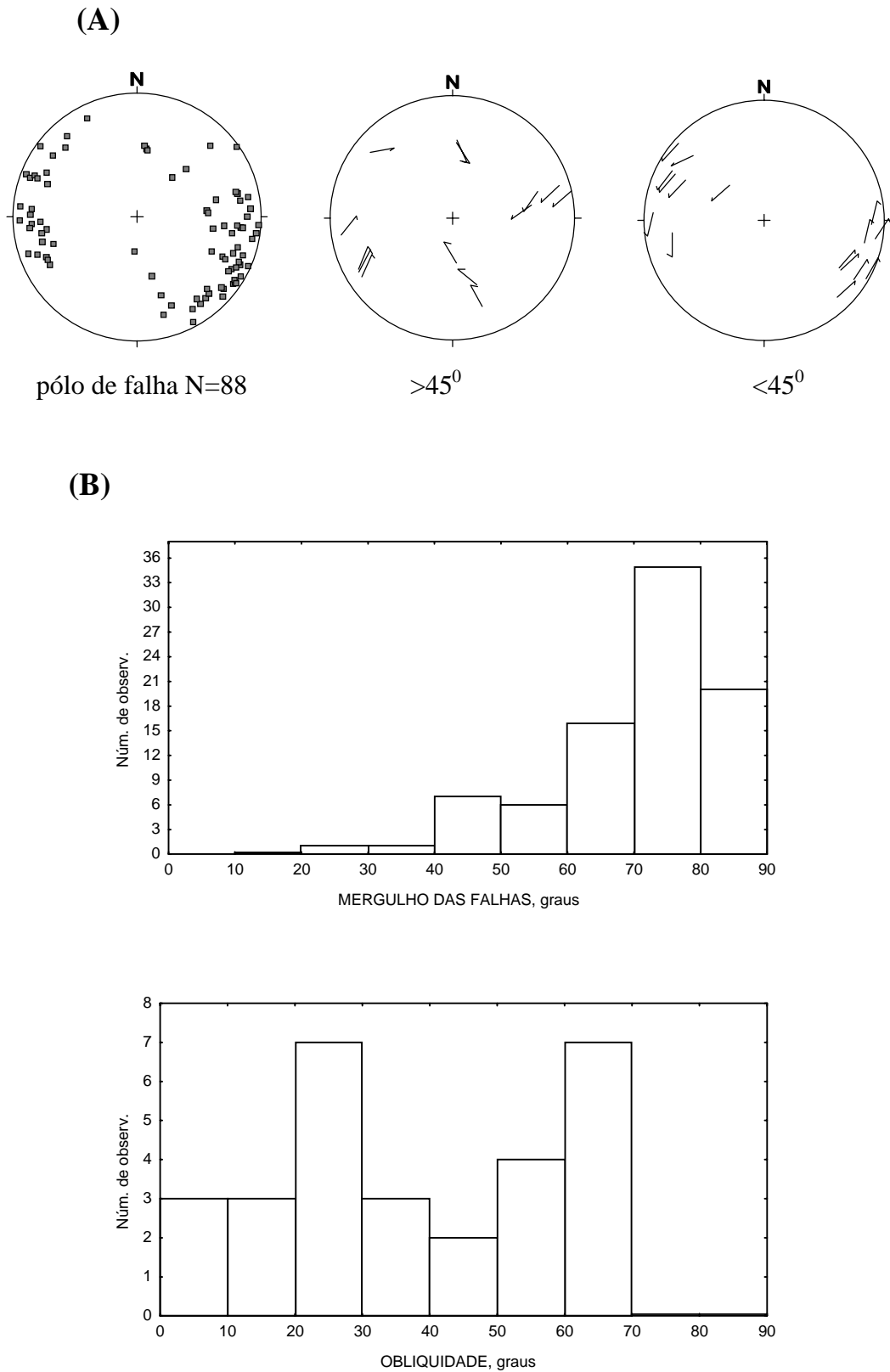


Fig. 5.11- Projeção estereográfica e histogramas de frequência absoluta dos dados amostrados no afloramento 10 (UTM 530829E e 9106189N) da falha do Serrote Verde. (a) Pólo das falhas, *slickenline* N=33, *slip-linear* (total e com $rake < 45^{\circ}$). (b) Frequência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias.

5.8.3.2 Falha do Sítio Divisão

A falha do Sítio Divisão localiza-se na região leste da sub-bacia de Mirandiba, foi fotointerpretada por Braun (1966), constando no seu mapa geológico executado para PROSPEC e SUDENE. O autor interpretou esta falha como normal e movimentaria dois blocos de arenitos da Formação Tacaratu.

Esta falha possui *trend* na direção ENE (N70E) e mergulho alto. Destaca-se no campo numa baixada de areia como uma série de cristas de arenitos próximos, chegando a alcançar até 5 metros de altura com larguras de 10 metros e comprimentos da ordem de 20 metros. Não foram observados cataclastos e conglomerados sin-tectônicos associados a esta falha.

Foram utilizados 73 planos de falha para esta série de afloramentos. Quando representados em um estereograma de contorno seus pólos apresentam máximos em 9,59% e simbolizam 3 famílias principais de falhas N202/70NW, N207/72NW, N210/70NW (Fig. 5.10). Aydin & Reches (1982) mostraram, em experimentos de laboratório e com dados de campo, que mais de dois *sets* de falhas podem se desenvolver simultaneamente em um mesmo evento tectônico.

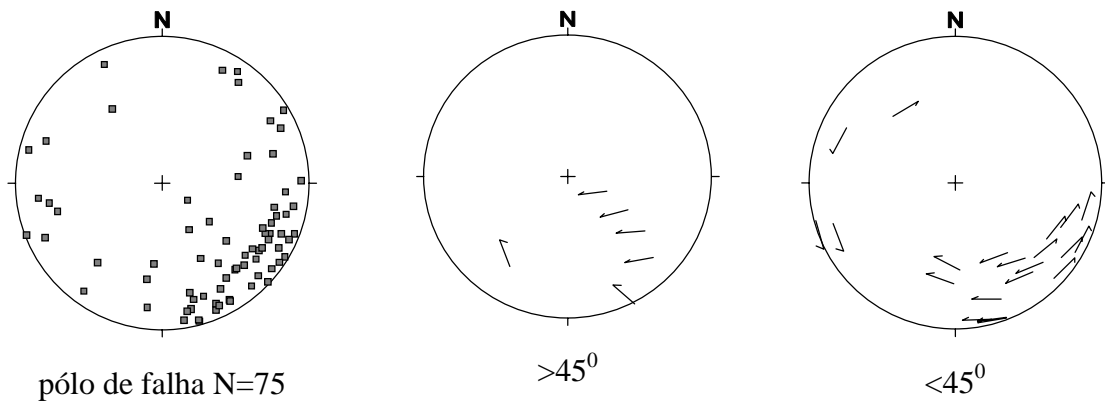
A caracterização geométrica e cinemática desta falha foi resumida nos seguintes *plots*: um estereograma dos pólos dos planos de falhas, e dois *slip-linear plots* um para estrias com obliquidade/*rake* menor que 45° e outro para estrias com obliquidade maior que 45° . Além de dois histogramas de frequência absoluta, um para o mergulho das falhas e o outro para a obliquidade (Fig. 5.12).

A grande maioria das falhas possui alto ângulo (moda 75°) e baixa obliquidade compreendida no intervalo de 10° a 30° , conforme pode ser observado nos histogramas de frequência absoluta (Fig. 5.12b).

Os estereogramas indicam que a maioria das falhas são de mergulho alto com mergulho para NW e a direção das falhas para o quadrante NE. As estrias são em sua grande maioria de baixa obliquidade (Foto 5.7) apresentando falhas com movimentos sinistrais e dextrais. Um pequeno número de falhas (quatro) possui média obliquidade e apenas uma falha possui alta obliquidade (Fig. 5.12a).

Um fato interessante observado em alguns afloramentos foi um padrão radial para as falhas em perfil (Foto 5.8).

(A)



(B)

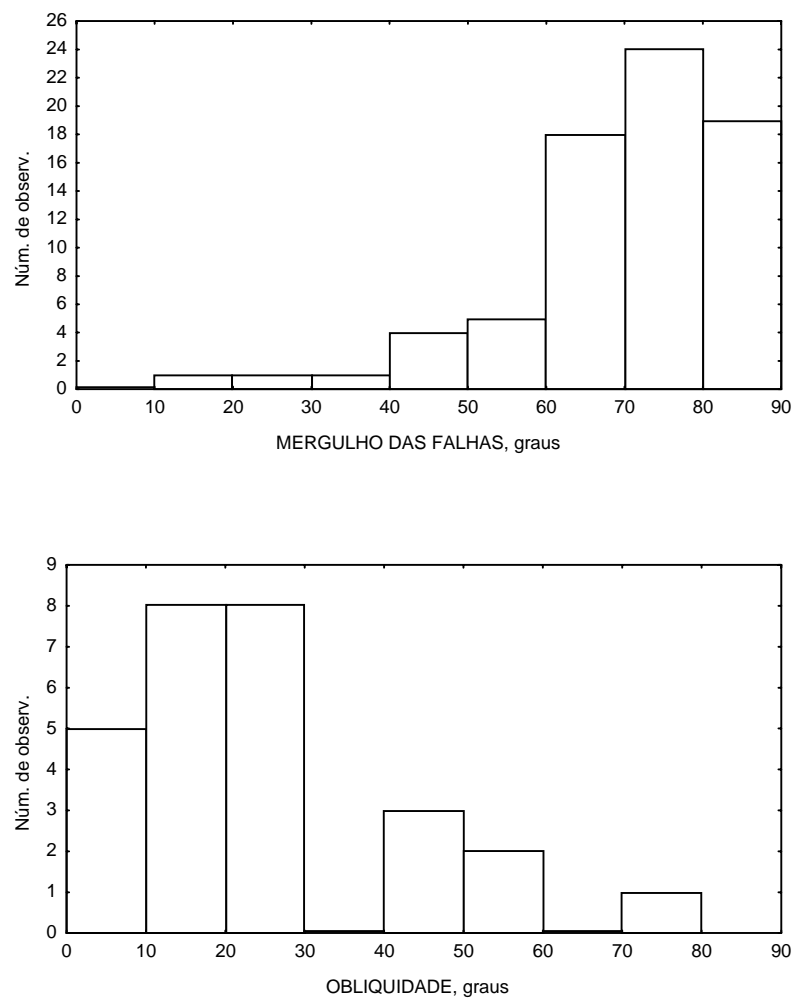


Fig. 5.12- Projeção estereográfica e histogramas de frequência absoluta dos dados amostrados no afloramento 17 (UTM 542649E e 9100979N) da falha do Sítio Divisão. (a) Pólo das falhas, *slickenline* N=29 e *slip-linear* (total e com $\text{rake} < 45^{\circ}$). (b) Frequência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias.



Foto 5.7: Mesofalha de rejeito direcional (49→312) apresentando estria com atitude N005E/36. Falha do Sítio Divisão.



Foto 5.8: Zonas de banda de deformação, em arenitos da Formação Tacaratu, exibindo feição radial. Vista em perfil. Falha do Sítio Divisão, sub-bacia de Cedro. Observador voltado para N70E.

5.8.3.3 Falha de Terra Nova

A falha de Terra Nova foi representada nos mapas de Braun (1966) como uma falha de traço retílineo em mapa, com direção N50E e de rejeito normal, localizada no interior da sub-bacia de Mirandiba em arenitos da Formação Tacaratu.

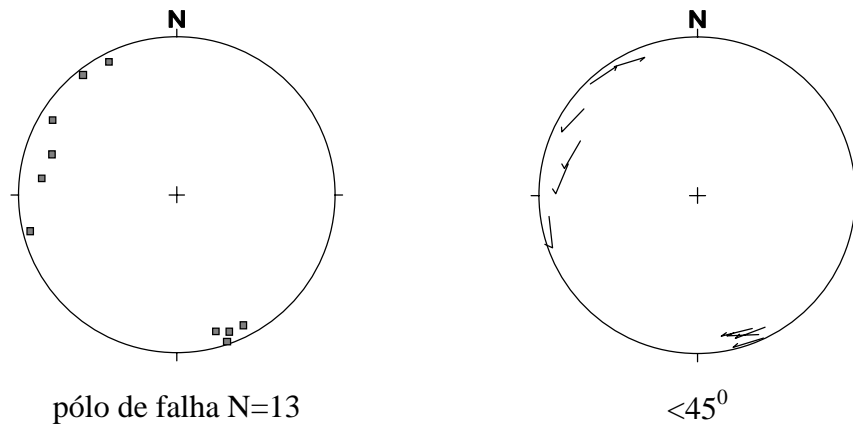
Poucos dados foram coletados para esta falha, somente 13 planos de falhas com estrias coletadas em uma localidade (Fig.5.10). Não foram observados conglomerados e cataclasitos associados a esta falha.

O acamamento sedimentar nas proximidades da falha de Terra Nova encontra-se subhorizontalizado assim como em toda a sub-bacia de Cedro e nas imediações das falhas do Serrote Verde e Sítio Divisão. Não foram observadas deflexões das camadas de arenitos em fotografias aéreas e dados de campo. Destro *et al.* (1994) se reportam a arenitos devonianos da Formação Serra Grande localizados no Estado do Ceará que registram uma reativação pós-devoniana da zona de cisalhamento dúctil do Lineamento Transbrasiliano, por uma transpressão dextral. O corpo de arenito fluvial mapeado por Destro *et al.* (*op. cit.*) possui características semelhantes aos arenitos basais encontrados na sub-bacia de Cedro e no Testemunho Sedimentar de Fátima. Planos de s_0 possuem mergulhos fortes (70^0) próximos das falhas e se horizontalizam a medida que se afastam delas, isto ocorre principalmente quando as falhas formam alto ângulo com eixo principal de tensão σ_1 (Destro *et al.*, *op. cit.*). A direção das falhas da sub-bacia de Cedro forma um ângulo baixo com o eixo principal de tensão σ_1 .

A falha de Terra Nova possui como principais características retirada do exame de *stereonets* e histogramas:

- (i) falhas com mergulhos para SE e NW e com direção ENE e NE (Fig. 5.13a);
- (ii) o sentido de movimento das falhas é sinistral e dextral (Fig. 13a);
- (iii) as falhas são de alto ângulo com moda em 82^0 (Fig.5.13b);
- (iv) estrias são exclusivamente de baixo *rake* (Fig. 5.13b) (Foto 5.9 e 5.10).

(A)



(B)

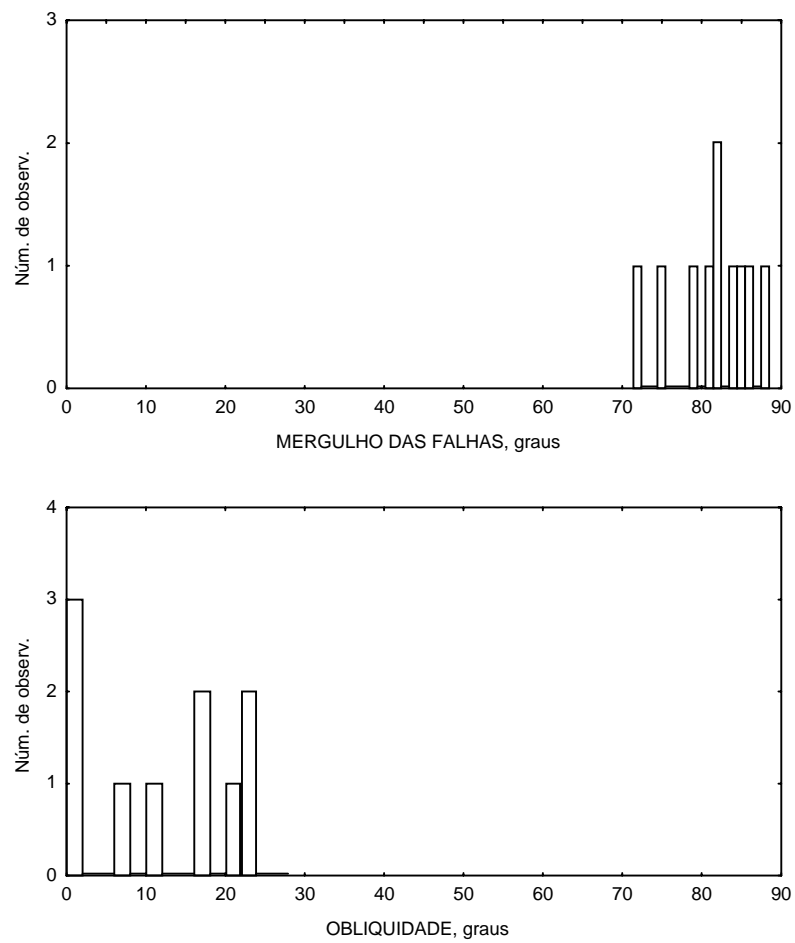


Fig. 5.13- Projeção estereográfica e histogramas de freqüência absoluta dos dados amostrados no afloramento 29 (UTM 539441 E e 9108314 N) da falha de Terra Nova. (a) Pólo das falhas, *slickenlines* N = 13 e *slip-linear* (total e com $\text{rake} < 45^0$). (b) Freqüência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias.



Foto 5.9: Mesofalha de rejeito direcional (82→333) apresentando estrias com atitude N243E/25. Arenitos da Formação Tacaratu. Afloramento 29. Falha de Terra Nova.

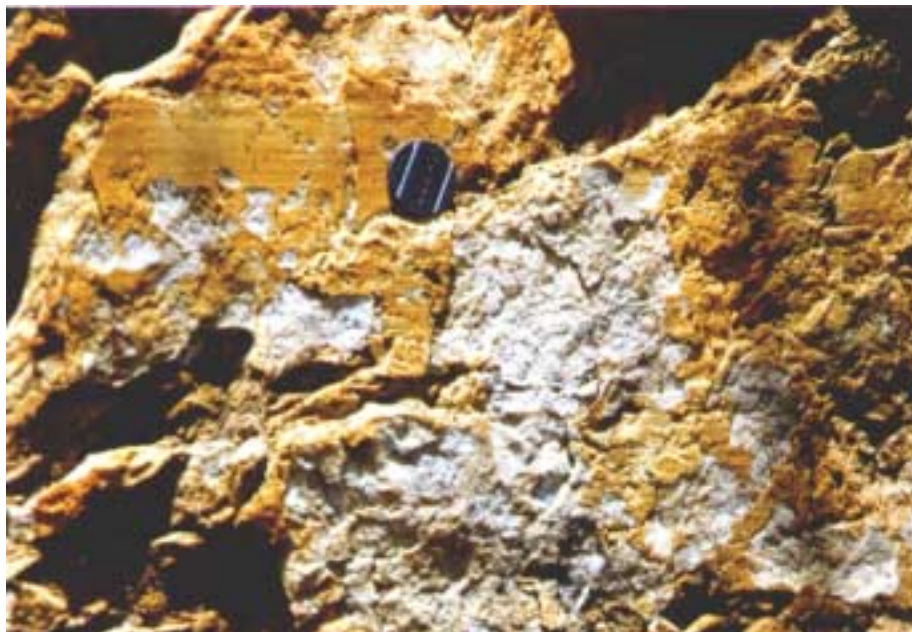


Foto 5.10: Estria de baixo *rake* no plano de falha 82→339, estria N252/25. Falha de Terra Nova. Sub-bacia de Mirandiba.

5.8.4 Embasamento

A trama megascópica em volta da sub-bacia de Mirandiba possui um padrão estrutural com falhas de empurrão, zonas de cisalhamento e foliação com direção para o quadrante NE, assim como toda a trama do Domínio da Zona Transversal. O *fabric* dominante das rochas é uma foliação gnáissica, um bandamento composicional e uma foliação milonítica. Waterson (1975) e Sykes (1978) *apud* Bedregal (1991) afirmam que zonas de cisalhamento miloníticas têm elevado potencial de reativação, desde que sejam dadas condições ideais de tensão.

O diagrama do pólo de foliação do embasamento apresenta três máximos (325/40, 160/16, 156/17) (Fig. 5.14), que representam três planos de foliação: um de médio ângulo e direção para N55E e os dois outros de alto ângulo de mergulho e direções predominante para ENE. O mergulho varia ora para SE ora para NNW. A foliação de alto ângulo está associada a uma foliação milonítica da última fase de deformação D₃. A foliação de médio ângulo está relacionada a empurrões da fase D₂.

O controle da foliação sobre o desenvolvimento das falhas de Terra Nova (direção N45E), Serrote Verde (direção N55E), e Sítio Divisão (direção N70E) fica evidente.

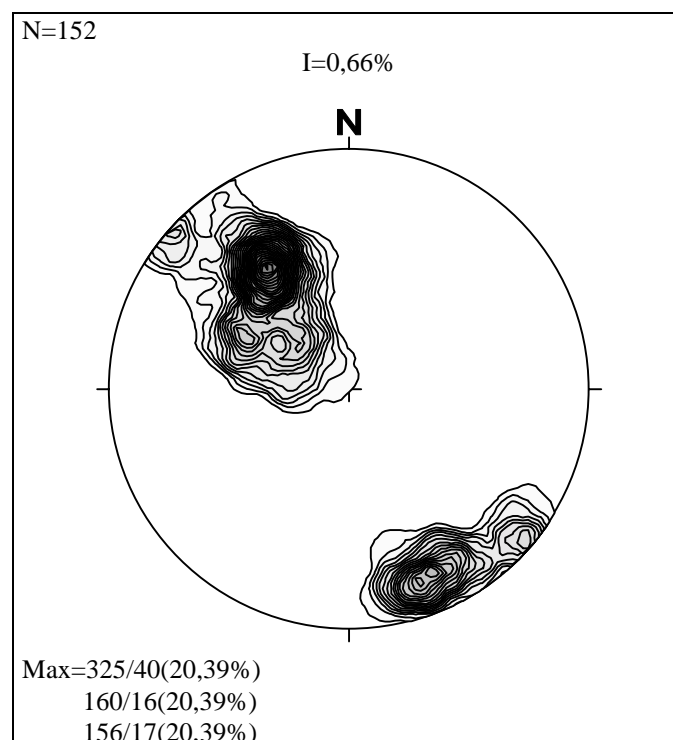


Fig. 5.14- Estereograma de pólos de foliação do embasamento

5.9 ANÁLISE ESTRUTURAL DO TESTEMUNHO SEDIMENTAR DE FÁTIMA

5.9.1 Análise Geométrica

Nos trabalhos de campo realizados no Testemunho Sedimentar de Fátima, 9 afloramentos foram estudados, compreendendo um total de 470 planos de falhas medidos, sendo que 60 eram ornamentados com estrias em arenitos da Formação Tacaratu. Apesar do número de medidas, selecionou-se 56 para serem tratadas pelo método de geologia estrutural. Usou-se os mesmos critérios de seleção destas falhas que os usados na sub-bacia de Mirandiba. As 56 falhas com estrias estão representadas na Fig. 5.15 e possuem como principal característica: na sua grande maioria as falhas estão no quadrante NE, e as estrias são de baixa obliquidade e podem ser subdivididas em uma população com característica dextral e outra com característica sinistral.

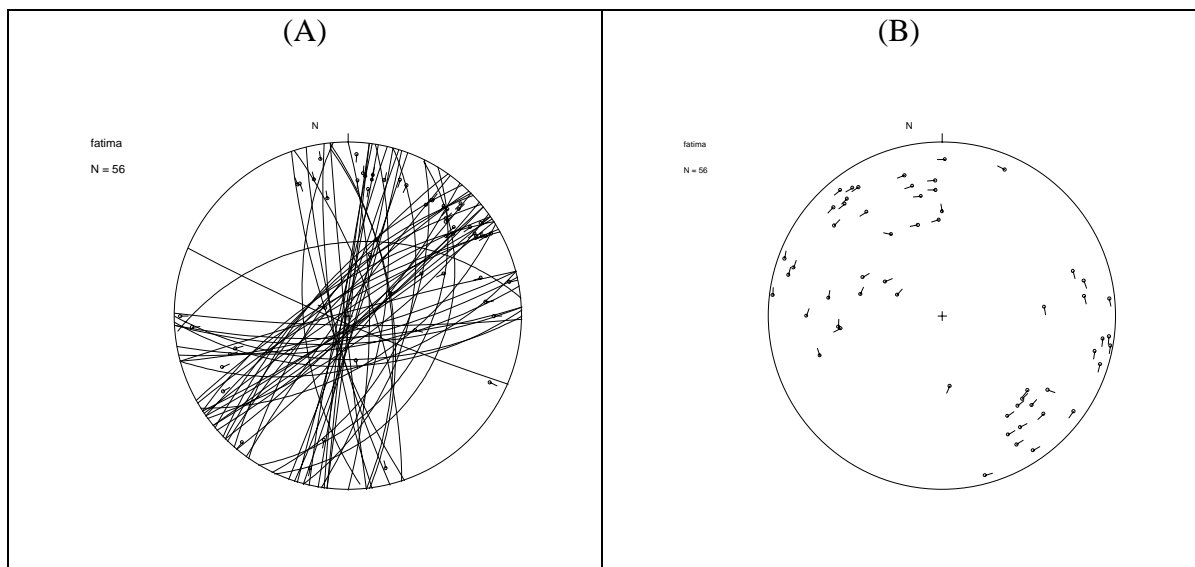


Fig. 5.15- (a) Diagrama de Wulff (hemisfério inferior) com falhas usadas no tratamento de população de falhas do Testemunho Sedimentar de Fátima, (b) Diagrama do deslocamento de blocos, “*slip-linear plot*”.

A população de falhas, que predomina na região, tem direção de máximo mergulho para sul (170° a 180°), mas tem uma representação também significativa falhas com mergulho para E (100°), ESE (135° a 150°) e W (275°) e para NW (320° a 330°) (Fig. 5.16a). Como fica muito bem evidenciado no diagrama de rosetas os quadrantes NE e SW são os que possuem a

maior quantidade de falhas (Fig. 5.16b). No diagrama de rosetas um *set* de falhas com direção entre 50° e 60° ficou bem evidenciado, não sendo observado o seu conjugado.

As estrias estão em sua totalidade no quadrante NE, principalmente no intervalo 50° a 60° (Fig. 5.17a), ver também diagrama de rosetas da direção das estrias (Fig. 5.17b).

A população de falhas possui mergulhos de altos ou fortes, com maior frequência no intervalo 80° a 90° . Não foram observadas falhas de baixo ângulo e no tocante a falhas de médio ângulo a frequência é baixa (Fig. 5.18a). As estrias possuem caimento fracos entre o intervalo de 10° a 15° (Fig. 5.18b).

A classe que melhor representa os valores de *rake* é aquela do intervalo de 0° a 10° , seguida pelo intervalo de 10° a 20° (Fig. 5.19a), portanto, estrias de baixa obliquidade. Todo este intervalo indica falhas de rejeito horizontal, sendo pouco expressivas falhas de rejeito oblíquo e mesmo falhas de rejeito normal/reverso. O mesmo gráfico pode ser representado de outra forma, em termos de percentagem. A classe com melhor representação é aquela de rejeito horizontal 85,7%, seguida pela de rejeito vertical 8,9% e finalmente a classe com rejeito oblíquo 5,4% (Fig. 5.19b).

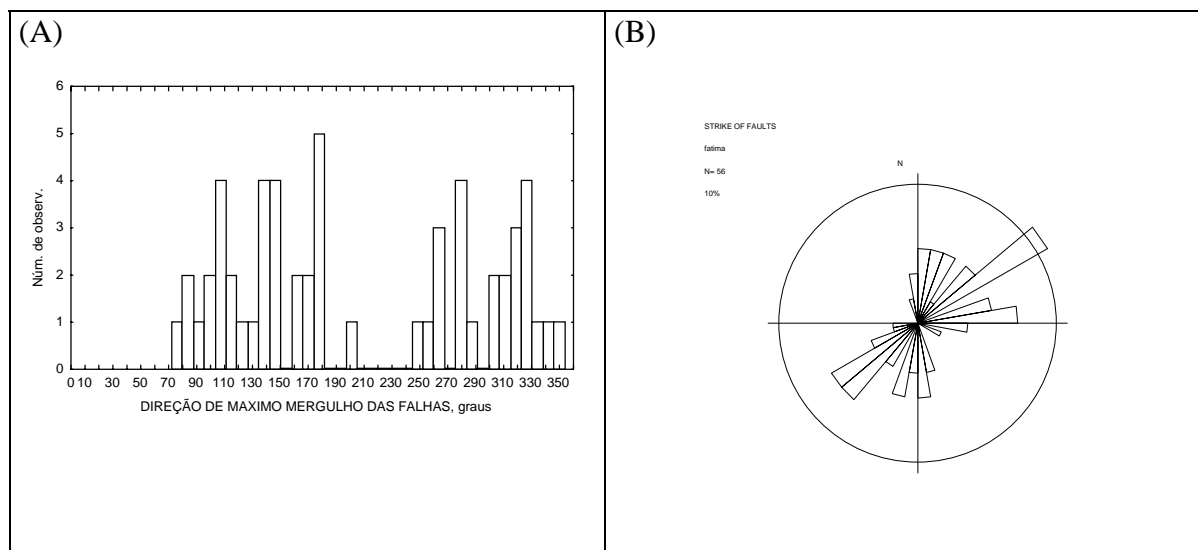


Fig. 5.16- (a) Histograma de frequência mostrando a distribuição das direções de máximo mergulho das falhas. No eixo das abscissas está representada a direção de mergulho das falhas e no eixo das ordenadas o número de observações. (b) Diagrama de rosetas para o *strike* da mesma população de falhas. Sobre o diagrama de rosetas o círculo representa 10%.

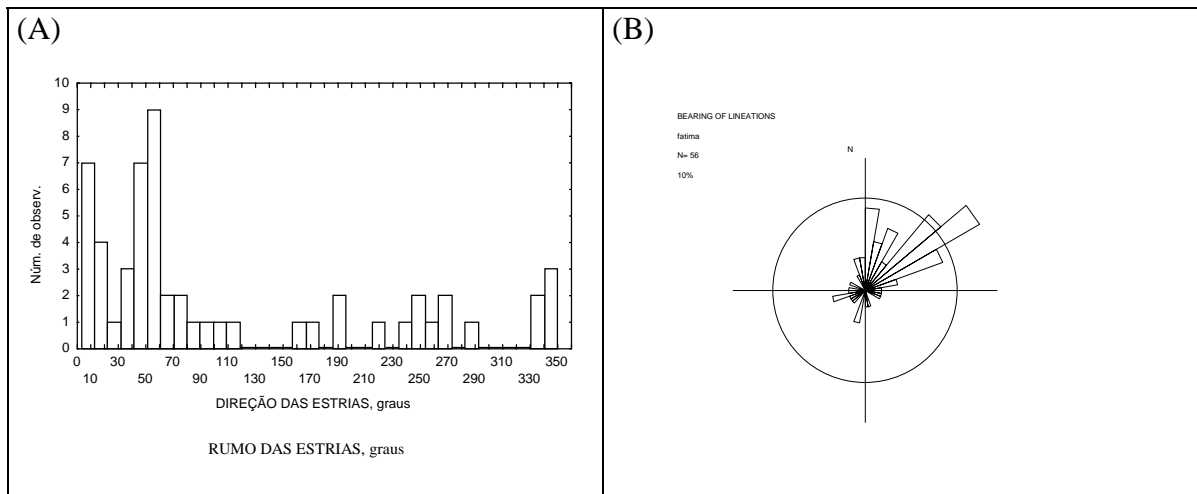


Fig. 5.17- (a) Histograma dos rumos das estrias. No eixo x está representado o rumo das estrias e no eixo y a frequência das medidas. (b) Diagrama de rosetas para a direção das estrias. No diagrama de rosetas o círculo representa 10%.

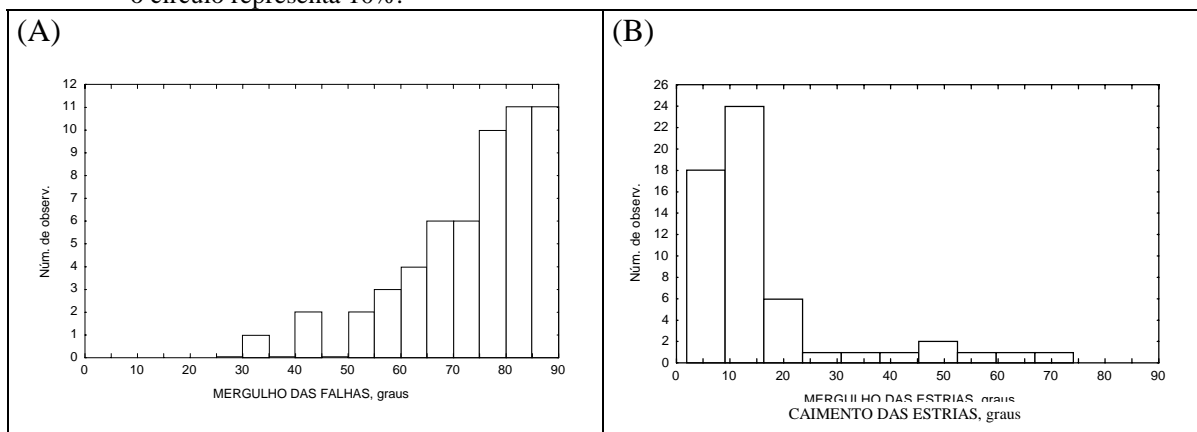


Fig. 5.18- (a) Histograma frequência do mergulho das falhas. No eixo das abcissas está representado o mergulho das falhas em intervalos de 5° e no eixo das ordenadas o número de medidas. (b) Histograma de frequência do caimento das estrias. No eixo x está representado o caimento das estrias em intervalos de 5° e no eixo y o número de observações.

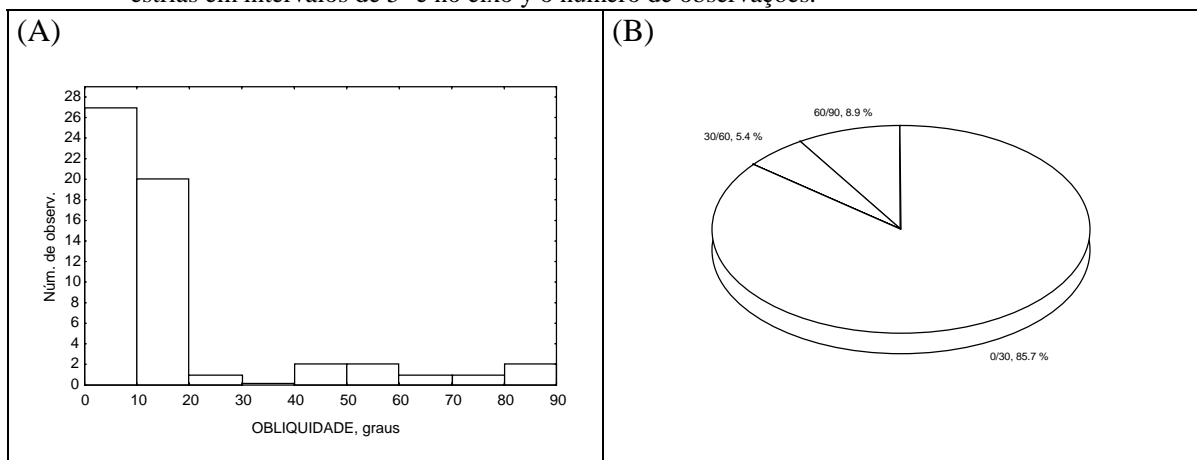


Fig. 5.19- (a) Histograma da obliquidade (b) Diagrama que mostra os mesmos dados da figura anterior em termos de porcentagem. As fatias representam os intervalos em graus da variação da obliquidade e a porcentagem dos dados aparecem a cada intervalo.

5.9.2 Determinação dos Paleotensores

Método dos Diedros Retos (Angelier)

Os 56 dados de falhas com estrias quando tratados pelo método dos diedros retos, resultam num gráfico com MAX= 52 para o diagrama de compressão e MAX= 52 dados para o diagrama de extensão. Isto é, 52 dados compatíveis com as zonas de máxima concentração de cada gráfico. A qualidade do gráfico é boa e as zonas de compressão e extensão são bem definidas.

Pelo método dos diedros retos o eixo de tensão principal máximo σ_1 apresenta direção NE/SW e o eixo de tensão principal mínimo σ_3 direção NW/SE (Fig. 5.20).

Este resultado reflete o estado de esforços regionais para o testemunho sedimentar de Fátima. Fica evidente nos resultados, obtidos pelo método dos diedros retos, que os eixos de tensão σ_1 e σ_3 são horizontais, típicos de uma tectônica transcorrente.

Sob este estado de esforços foram aproveitadas estruturas do embasamento para formação de falhas com direção ENE de rejeito sinistral. Este episódio tectônico gerou uma pequena quantidade de brechas tectônicas. As brechas, observadas no campo, são do próprio arenito e não sofreram transporte. Os arenitos possuem uma monotonia litológica, cuja faciologia não sofre mudanças nas proximidades das falhas, reforçando a idéia que se tratam de falhas posteriores à sedimentação, produto de uma tectônica transformadora.

Método dos Vetores da Deformação Incremental

Os mesmos dados foram tratados pelo método de análise dos vetores da deformação incremental. Os resultados obtidos são apresentados em diagramas de Schmidt; um diagrama para o eixo de estiramento e um diagrama para o eixo de encurtamento. Dentro de cada diagrama MAX indica o valor de grande concentração determinada numa área de 1% de área total do diagrama. A análise da concentração dos eixos da deformação incremental do grupo de 56 dados do Testemunho Sedimentar de Fátima apresenta uma certa dispersão.

Estas falhas ocasionaram na região, uma deformação na qual o eixo principal de alongamento 5→193 e o eixo principal de encurtamento 9→100 (Fig. 5.21).

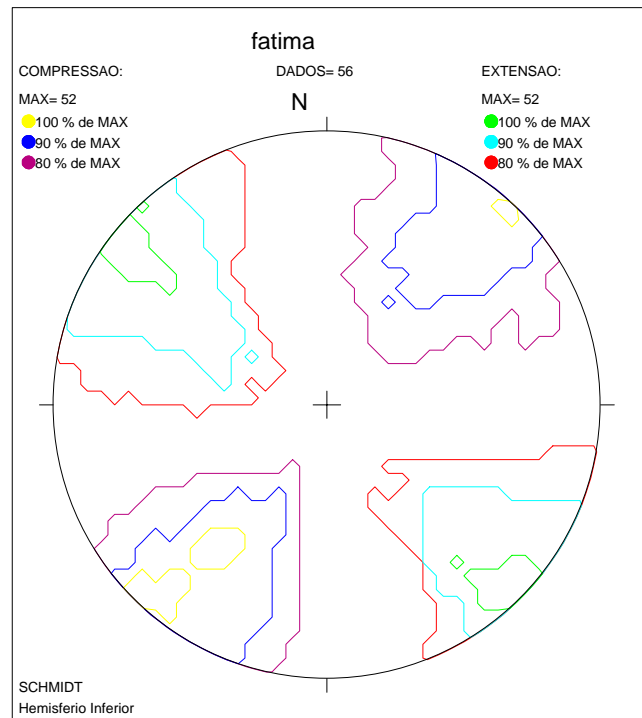


Fig. 5.20- Método de Angelier (Diagrama de Schmidt hemisfério inferior) para o Testemunho Sedimentar de Fátima. Em verde esta representado a região de confiança (100%) para o campo de extensão e em amarelo a região de confiança (100%) para a compressão.

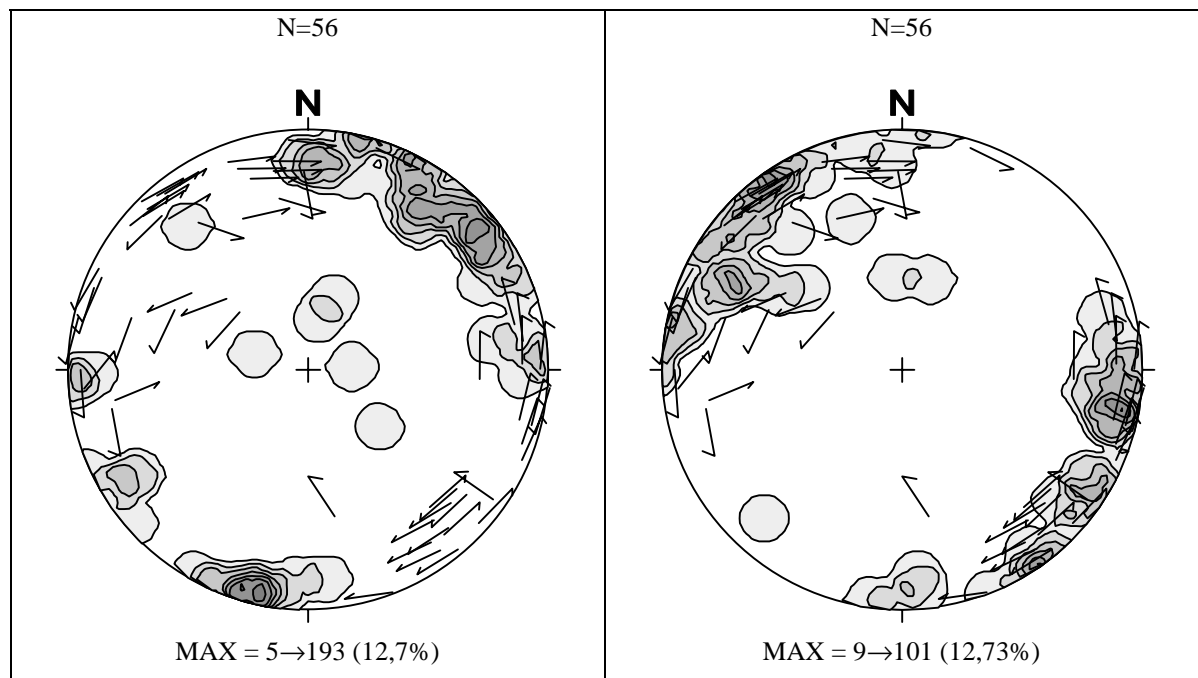


Fig. 5.21- Linhas de isoconcentração dos eixos principais de deformação e direção dos vetores de deslocamentos de blocos de falha para o Testemunho Sedimentar de Fátima. O gráfico da esquerda refere-se ao eixo de encurtamento e o da direita ao eixo de estiramento. Projeção no diagrama de Schmidt. Hemisfério inferior.

5.9.3 Caracterização das Falhas do Testemunho Sedimentar de Fátima

5.9.3.1 Falha do Sabá

A falha do Sabá é uma falha no contato dos sedimentos da Formação Tacaratu com o embasamento cristalino, localizada a sul do Testemunho Sedimentar de Fátima. A falha tem sua representação topográfica formando a escarpa da Serra da Torre. Com *trend* N65E e mergulho de alto ângulo seguindo as principais *trends* do embasamento. A falha pode ser seguida ao longo da topografia acidentada causada pelos arenitos da Formação Tacaratu, deformados por uma extensão de 6 km e algumas centenas de metros de largura. Não foram observados conglomerados sin-tectônicos ao longo desta falha.

Os dados coletados durante o trabalho de campo foram obtidos em quatro afloramentos ao longo da falha do Sabá. Esta falha apresenta fácil acesso e boas exposições. No rifte do Tucano-Jatobá, os arenitos da Formação Tacaratu são as rochas que guardam o registro mais completo da deformação rúptil na região durante o Cretáceo (Magnavita 1992).

A projeção estereográfica de pólos de falhas indicam máximos em N197/78NW, N219/82NW, N223/84SE, N232/75SE, que representam quatro *sets* de falhas os quais estão no mesmo quadrante do *trend* geral da falha ENE (N65E) (Fig. 5.22). Este arranjo de quatro *sets* (padrão romboédrico) foi considerado o mais comum nos arenitos Navajo e Entrada no sudeste de Utah, (Aydin & Reches 1982).

No caso da falha do Sabá, os dados consistem em 210 planos medidos em quatro localidades. Os pólos dos planos de falha e as estrias dos quatro afloramentos (afloramentos 18, 19, 20, 30) foram agrupados e tratados como um conjunto único de dados.

Os estereogramas mostram que as falhas são planos de mergulho alto (Fig. 5.23a e 5.23b), geralmente consistindo de conjugados (Foto 5.11); o movimento característico é sinistral e dextral com predominância de obliquidade/*rake* menor que 45° (Foto 5.12) (Fig. 5.23b). Os histogramas de frequência do mergulho das falhas e da obliquidade das estrias são apresentados para comparação. Os gráficos reforçam as interpretações prévias: falhas de alto ângulo com moda $77,5^{\circ}$, ausência de falhas com mergulhos menores que 40° ; os *rakes* das estrias indicam movimentos predominantemente de baixas obliquidades (transcorrentes/*strike-slip*), com moda $12,5^{\circ}$ (Foto 5.12).

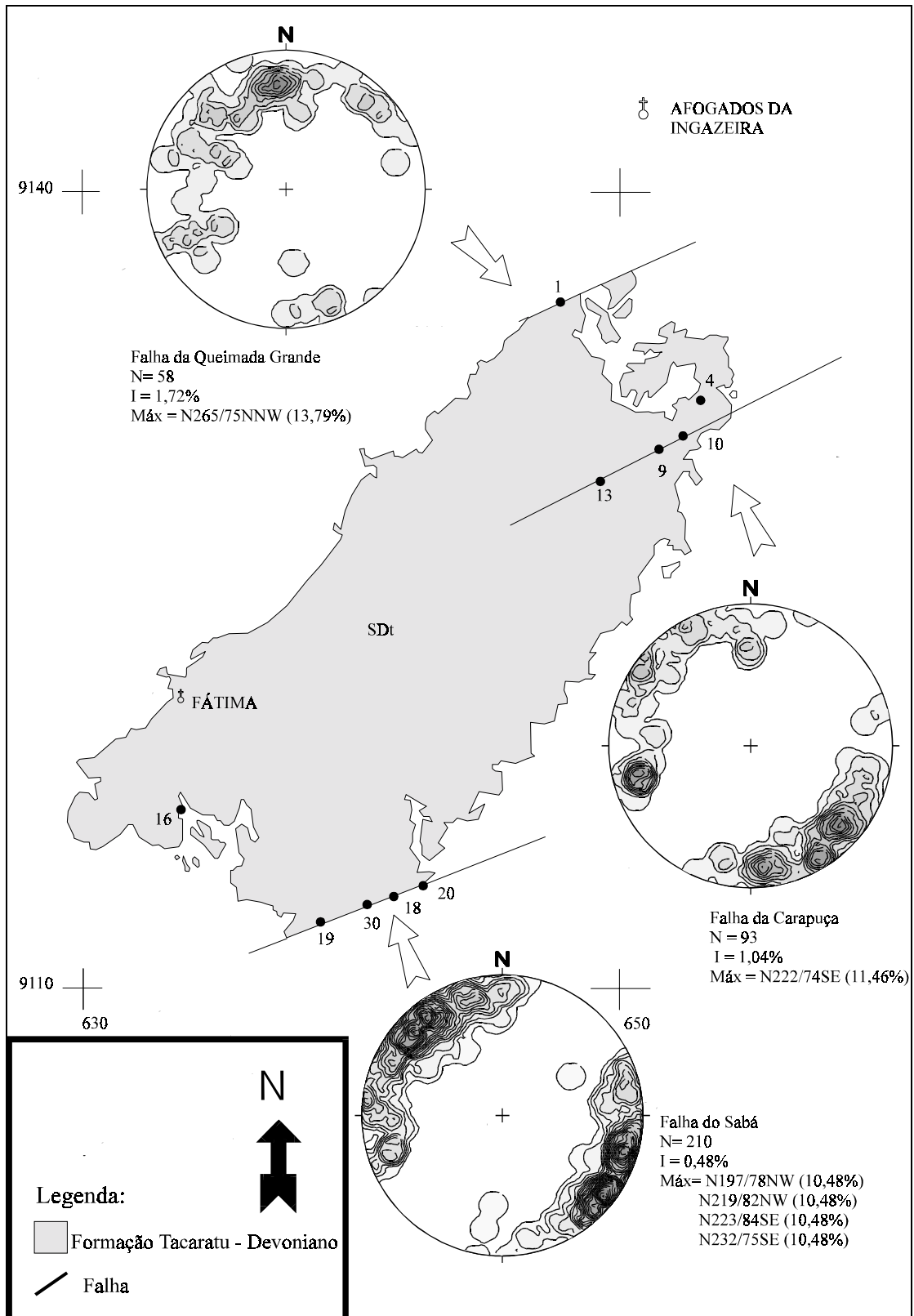
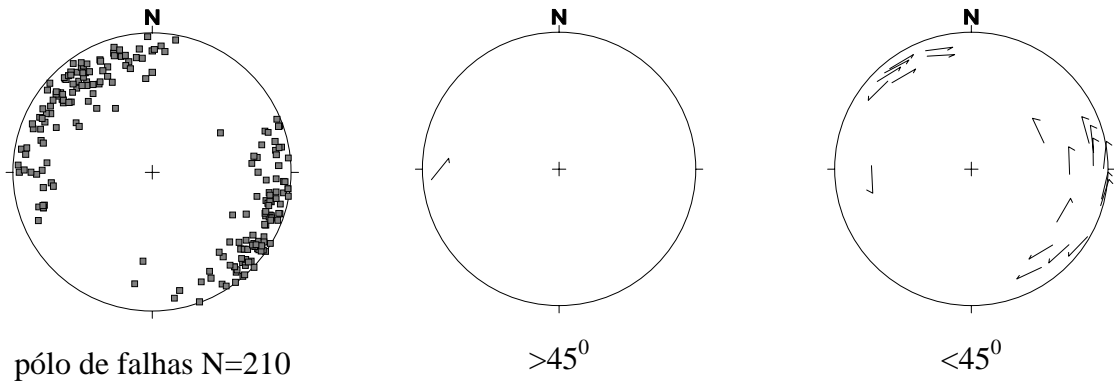


Fig 5.22 - Mapa de localização das falhas do Sabá, Carapuça, Queimada Grande e localização dos pontos estudados.

(A)



(B)

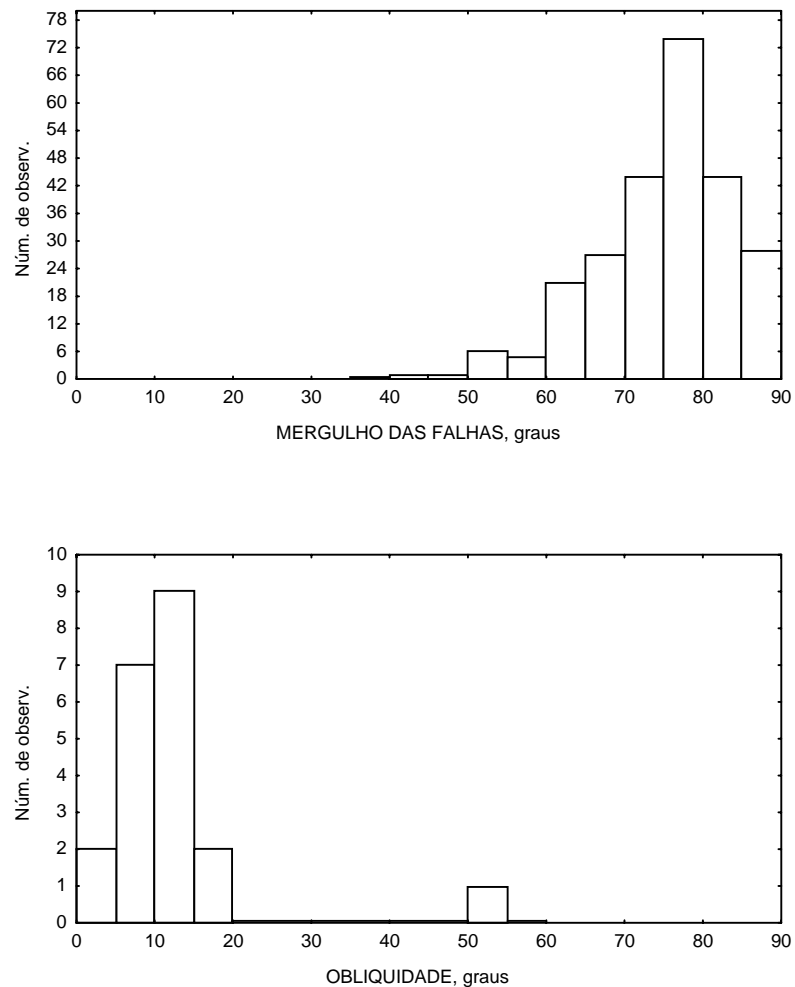


Fig. 5.23- Projeção estereográfica e histogramas de frequência absoluta dos dados amostrados nos afloramentos 18 19 20 30 (UTM 544352E e 9100153N, 540384E e 9099474N, 538560E e 9097250 N, 639900E e 9112900N) da falha do Sabá. (a) Pólo das falhas , *slickenline* $N=22$ e *slip-linear* (total e com $rake < 45^{\circ}$); (b) Frequência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias.



Foto 5.11: Par conjugado de mesofalhas cortando arenitos da Formação Tacaratu. Vista em planta. Falha do Sabá.



Foto 5.12: Estria de arrasto (*Groove-type slickenlines*), falha do Sabá. Plano de falha 83→147, estria N55/4.

5.9.3.2 Falha da Queimada Grande

A falha da Queimada Grande, localizada na região Norte do Testemunho Sedimentar de Fátima com traço da falha retilíneo e com direção N65E, em arenitos da Formação Tacaratu (Siluro-Devoniano), faz o contato tectônico destes sedimentos com o embasamento cristalino. Esta falha está representada no mapa geológico de 1:100.000 do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos-PLGB, Folha Afogados da Ingazeira. Foi interpretada como uma falha normal, com o bloco alto no embasamento e o bloco baixo nos sedimentos. Possui uma extensão aproximada de 1,5 km nos sedimentos e deve prolongar-se também ao embasamento. Não foram observados conglomerados sin-tectônicos ao longo desta falha, mas são observados cataclasitos nos arenitos (Foto. 5.13).

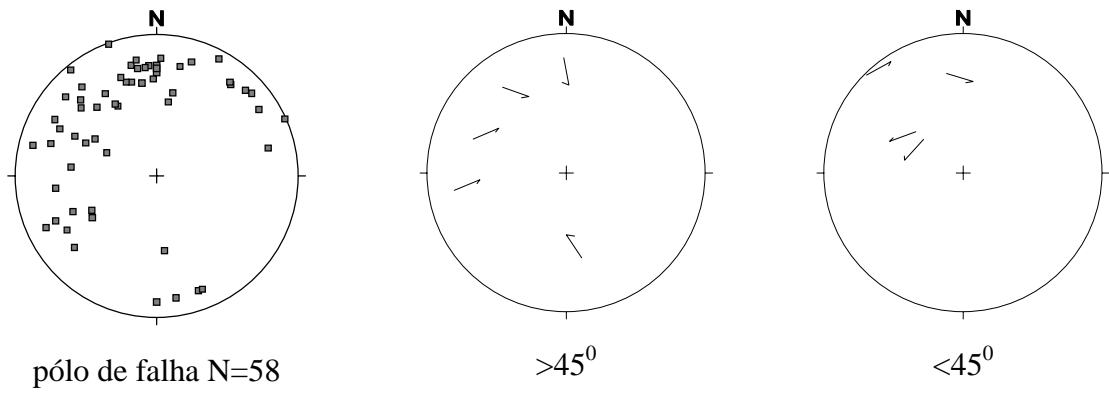
As medidas de campo foram tiradas em um afloramento, onde foi realizadas um total de 50 medidas de planos de falha com máxima concentração dos pólos dos planos de falha em 13,79%, refletindo uma única família de falhas com plano principal N265/64SSE (Fig. 5.22).

A geometria e a cinemática da falha estão representadas nos plotes que mostram falhas de alto e médio ângulos com movimentação mista uma componente de rejeito normal (um conjugado E-W, uma falha N-S e duas falhas NE) e outra de rejeito sinistral e dextral (falhas NE) (Fig. 5.24a).

O histograma de frequência absoluta da obliquidade das estrias mostra uma distribuição bimodal, com uma concentração em 15° e outra entre 45° e 50° . Nenhum *rake* entre 0 a 10° e 30 a 40° foi encontrado (Fig. 5.24b). Computada como um todo nesta falha há uma predominância da alta obliquidade.

O histograma de frequência do mergulho das falhas indica falhas de alto ângulo com moda em $72,5^{\circ}$ (Fig. 5.24b)

(A)



(B)

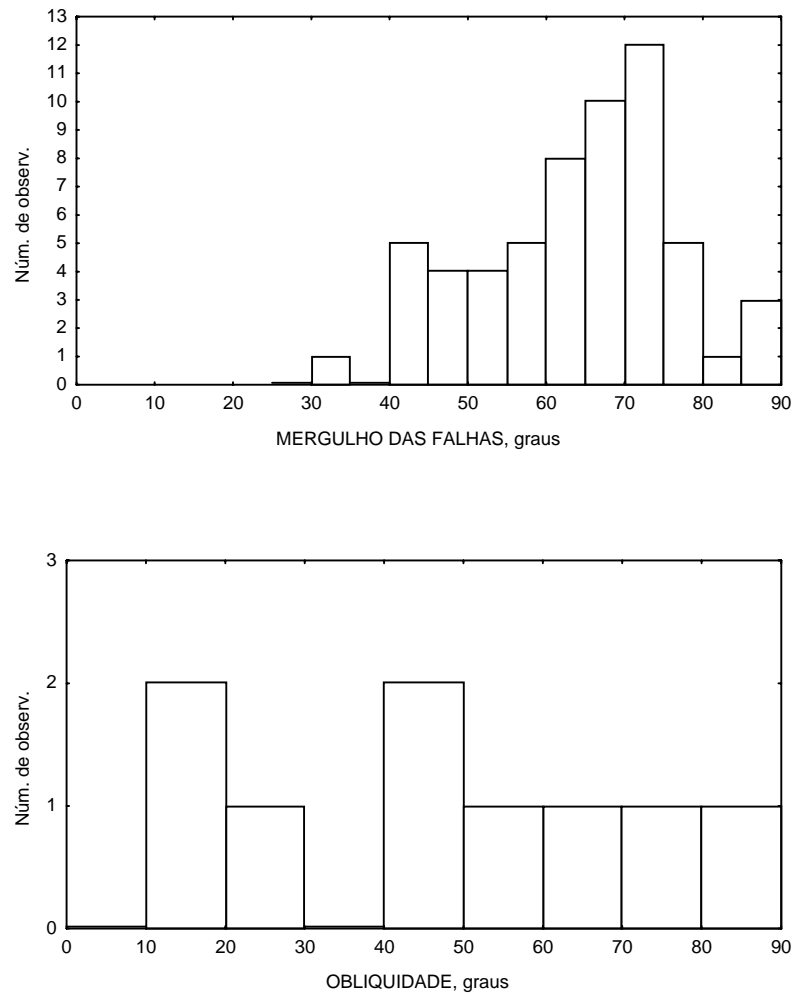


Fig. 5.24- Projeção estereográfica e histogramas de frequência absoluta dos dados amostrados no afloramento 1 (UTM 648182E e 9136508N) da falha da Queimada Grande. (a) Pólo das falhas, *slickenline* N=9 e *slip-line* (total e com $\text{rake} < 45^{\circ}$). (b) Frequência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias.



Foto 5.13: Brecha tectônica em arenitos da Formação Tacaratu. Falha de Queimada Grande. Afloramento 1. Vista em planta.



Foto 5.14: Estria de baixa obliquidade no plano de falha 58→178, estria N254E/22. Falha de Queimada Grande.

5.9.3.3 Falha da Carapuça

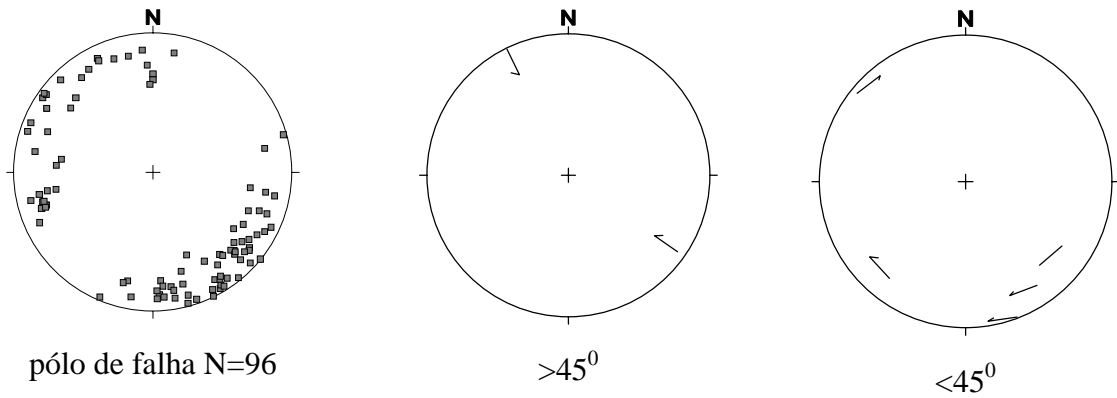
A falha da Carapuça localizada na região NE do Testemunho Sedimentar de Fátima possui direção N60E e é reconhecida ao longo de vales e escarpas da Serra da Carapuça por uma extensão de 8 km afetando com uma deformação rúptil arenitos da Formação Tacaratu manifestada através de microfalhas (*deformation bands*) e cataclasitos (Foto 5.15). Esta falha segue no embasamento um contato geológico de duas unidades proterozóicas (Veiga Jr. 1990) e foi interpretada pelo autor como sendo uma falha normal, com o bloco alto nos sedimentos e o bloco baixo no embasamento.

As medidas foram tomadas em três afloramentos (9, 10, 13) e agrupadas como uma única estação, que representa a falha de Carapuça. Nos três afloramentos foram medidos 96 planos de falhas e 7 estrias, o contorno dos pólos dos planos de falhas apresenta um máximo de 11,46%, representando um *set* de falhas N222/74NW (Fig. 5.22).

Um resumo de todos os dados é mostrado na figura 5.24. As projeções estereográficas e os histogramas indicam para a falha da Carapuça as seguintes características:

- (i) falhas de alto ângulo com mergulhos para noroeste e sudeste (Fig. 5.25a);
- (ii) moda do mergulho das falhas 75° (Fig. 5.25b)
- (iii) apenas duas estrias indicando alta obliquidade com movimentos normais para NW e SE (Fig. 5.25a) (Foto 5.16);
- (iv) o *plote* das obliquidades menores que 45° sugere uma rotação horária através do *trend* ENE de falhas, indicada por setas sub-paralelas ao círculo primitivo (Fig. 5.25a).

(A)



(B)

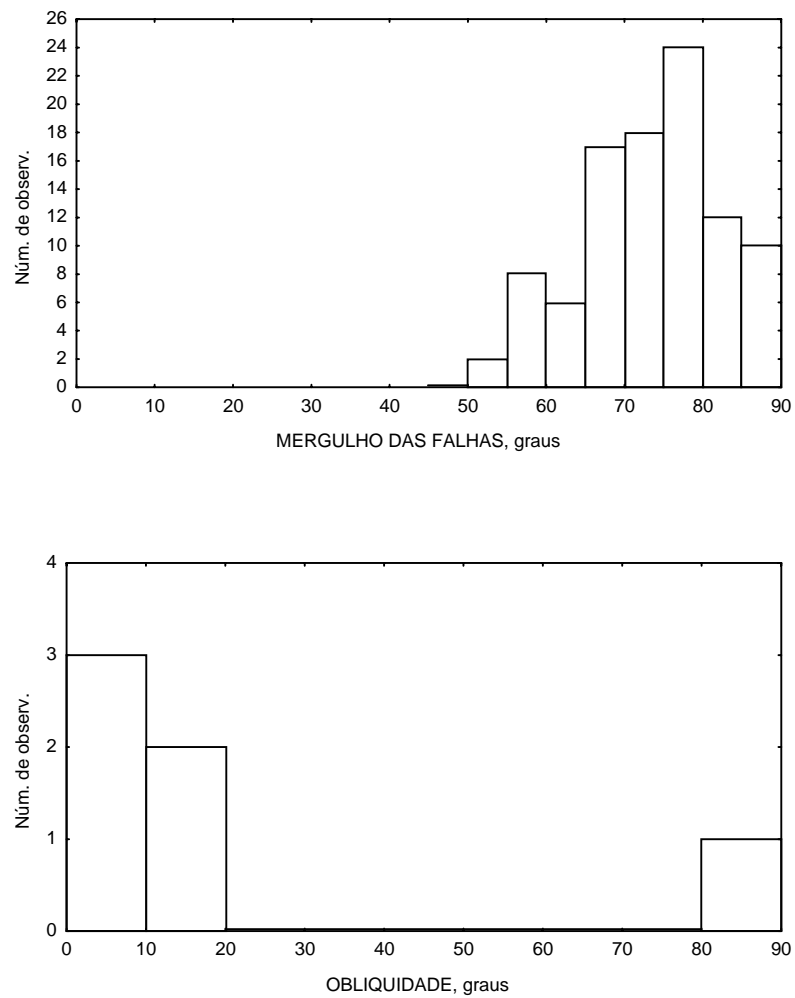


Fig. 5.25- Projção estereográfica e histogramas de freqüência absoluta dos dados amostrados no afloramento 10 e 13 (UTM 652422E e 9130924N, 648551E e 9129098N) da falha do Carapuça. (a) Pólo das falhas, *slickenline* N=7 e *slip-linear* (total e com *rake* < 45°). (b) Freqüência absoluta do mergulho do plano de falha e obliquidade das estrias.



Foto 5.15: Brecha de falha com arenitos da Formação Tacaratu. Os blocos angulosos são de arenito. Falha da Carapuça. Afloramento 10.



Foto 5.16: *Slickensides* ou estrias de deslizamento desenvolvidos em plano de mesofalhas de arenitos da Formação Tacaratu. Falha da Carapuça. Plano de falha 87→345, estria N74/13.

5.9.3.4 Outras Falhas Menores

Dois afloramentos serão analisados, apesar de não estarem associados à nenhuma feição observável em escala megascópica, tratam-se de mesofalhas observadas no Sítio Brejo Baixo e no Sítio Lagoa do Pinheiro.

Os dados foram representados em dois estereogramas, um diagrama de Schmidt hemisfério inferior, com pólos de planos de falhas, e um *slip-linear plot* com estrias com *rake* menor de 45° (Fig. 5.26).

O Sítio Brejo de Baixo possui falhas com direção ENE, mergulho alto e estrias de baixo *rake* dextrais e sinistrais (Fig. 5.26).

O Sítio Lagoa do Pinheiro tem falhas com direção NNE, alto ângulo de mergulho e estrias de baixo *rake* dextrais (Fig. 5.26).

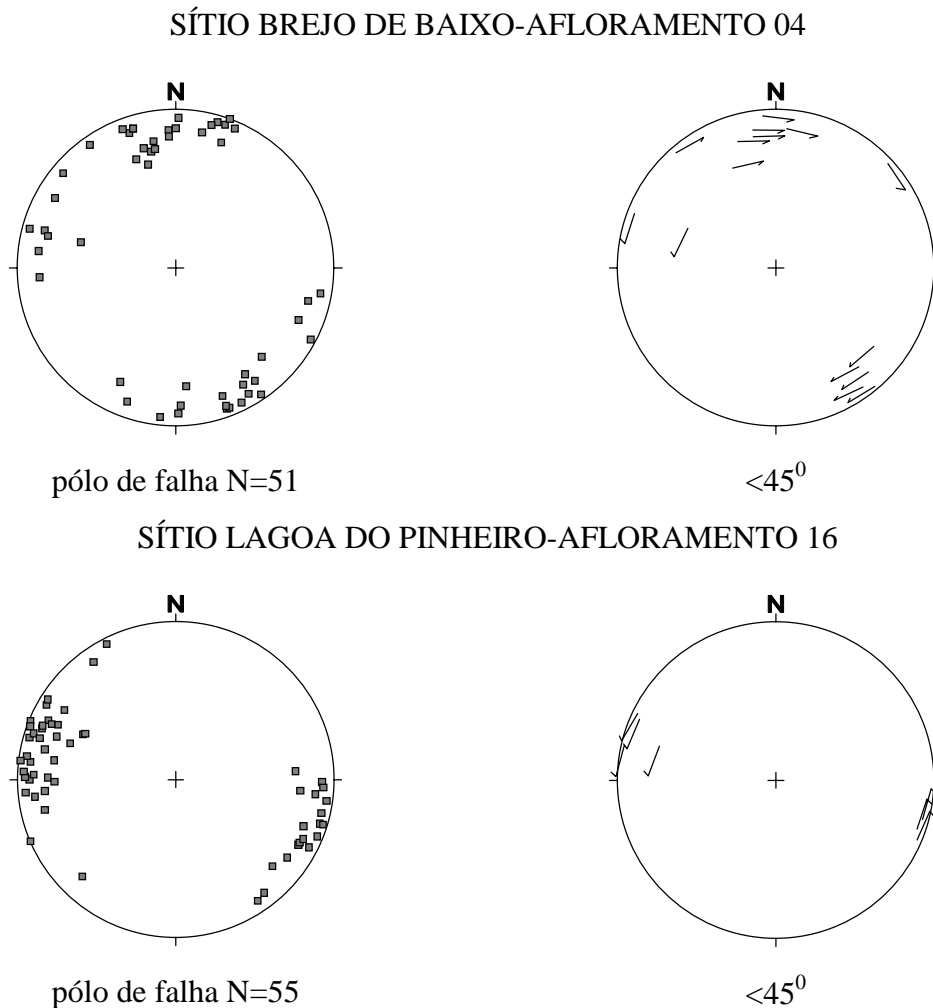


Fig. 5.26- Projeção estereográfica dos pólos das falhas, e *slip-linear* de dados amostrados no Testemunho Sedimentar de Fátima em dois afloramentos diferentes. (a) Afloramento 04 *slickenline* N=16 (UTM 652961E e 9132563N). (b) Afloramento 16-Sítio Lagoa do Pinheiro *slickenline* N=7 (UTM 633535E e 9116879N)

5.9.4 Embasamento

No relatório da Folha Afogados da Ingazeira as falhas e fraturas foram mencionadas como estruturas que sucederam as deformações dúcteis e foram atribuídas a idade siluro-devoniana, condicionando a implantação da bacia que expõe os sedimentos da Formação Tacaratu (Veiga Jr. 1990). A natureza desses falhamentos não foi convenientemente interpretada e não foram relacionadas as descontinuidades proterozóicas (Veiga Jr. *op. cit.*).

Os mesmos autores reportam que o *trend* regional foi modelado num evento transcorrente brasileiro finalizado por zonas de cisalhamento (Zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira e Juru-Belém) com padrão escalonado e sigmoidal, com direção E-W a NE. Dobras com eixos com caimento suaves e planos axiais verticalizados são relacionados ao grupo de estruturas D₃. A foliação plano axial F₃ é disposta em leque divergente em relação às grandes transcorrências.

Os máximos de pólos de foliação do embasamento (300/10, 279/62, 327/26, 137/17, 347/15, 143/21) (Fig. 5.27), nas vizinhanças do resto sedimentar de Fátima, representam planos com direção no quadrante NE. O mergulho é acentuado variando ora para NW ora para SE, com predominância para SE. O mergulho possui uma variação em um ponto, onde possui uma foliação de baixo mergulho.

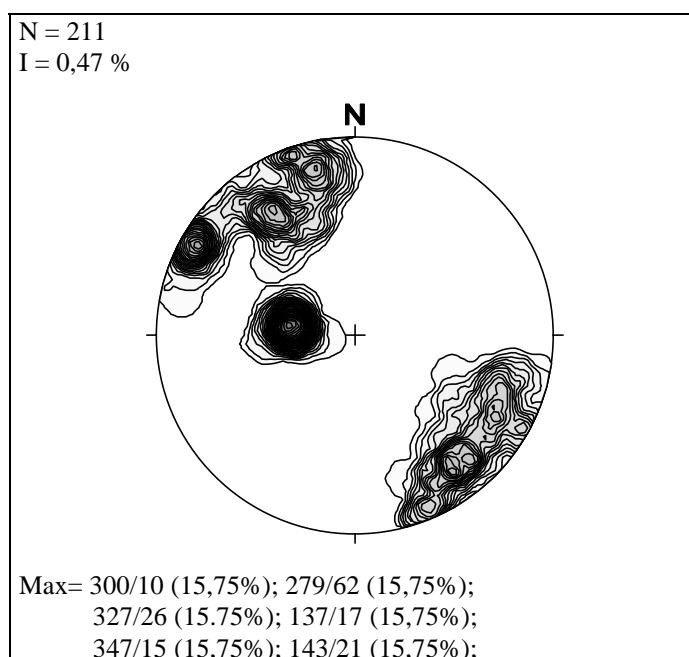


Fig. 5.27- Estereograma de pólos de foliação do embasamento.

CAPÍTULO 6

EVOLUÇÃO TECTÔNICA E CLASSIFICAÇÃO DAS BACIAS

De posse dos dados anteriormente analisados procurou-se integrar e interpretar os dados estruturais obtidos no campo (falhas mapeadas) com os resultados das modelagens gravimétricas, na tentativa de elaborar um modelo tectônico compatível com as estruturas e a geometria de sub-superfície.

6.1 IDADE DAS ESTRUTURAS DESCRITAS

O conhecimento da idade das estruturas rúpteis reconhecidas é um elemento chave para a construção de um modelo evolutivo para a região. As estruturas observadas encontram-se em arenitos da Formação Tacaratu (Siluro-Devonianos) portanto, mais antigos que o tectonismo cretáceo ligado à abertura do Oceano Atlântico (Reativação Wealdeniana ou Evento Sul-Atlântico) formador da bacia do Araripe e Jatobá. Não entrando no mérito da discussão do problema da idade destes sedimentos arenosos, que são encontrados na base destas sub-bacias e testemunhos sedimentares a norte do lineamento de Pernambuco e a sul do lineamento de Patos, qual teria sido o evento tectônico que afetaria tais rochas após a sua deposição e litificação?

A população de falhas da sub-bacia de Cedro e do resto sedimentar de Fátima pode ser dividida em famílias geométricas (par conjugado com arranjo espacial N25E e N65E), para as quais relações temporais baseadas em critérios de corte e superposição não foram estabelecidas. O caráter bimodal das falhas do Serrote Verde e da falha da Queimada Grande, com uma população de falhas de baixa obliquidade (predominante) e outra de média obliquidade poderia ser a expressão de mais de um evento deformacional ou de um mesmo evento. Em termos dinâmicos todas as falhas tratadas em conjunto constituem uma mesma família, haja visto serem compatíveis com mesmo campo de esforços.

Não foram encontradas na região estudada estruturas formadas durante a deposição e diagênese, quando o sedimento se encontrava ainda no estágio inconsolidado (*soft-sediment-deformation*). Dessa forma, a deformação se deu em um estágio de sedimento litificado,

consolidado. Trata-se de uma “tectônica transformadora” sofrida pelos estratos sedimentares depois da sua deposição.

Os planos de falha estão ornamentados com sulcos e não foram observados fibras de quartzo, ou filmes de filossilicatos evidenciando a ausência da atividade de fluídos hidrotermais portanto, são falhas secas. Assim as falhas desenvolveram-se em condições relativamente rasas na crosta em um regime rúptil. Este fato conduziria a pensar na possibilidade de tais falhas serem mais recentes (atuais), porém os resultados obtidos através do tratamento de população de falhas, não condizem com o atual campo de esforços compressional regional (possivelmente relacionados a *driving forces*) que atuam na região nordeste (Assumpção 1992 *apud* Ferreira 1995) (Fig. 6.1).

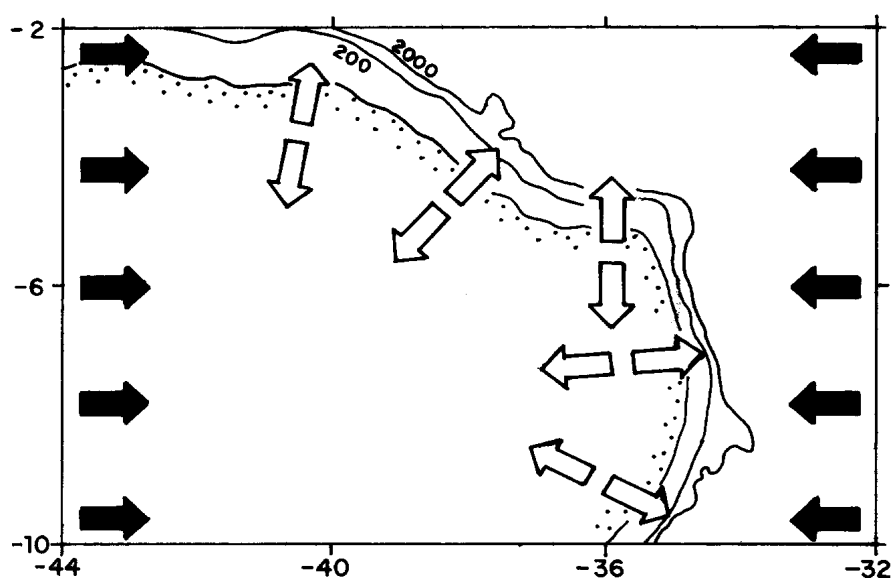


Fig. 6.1- Modelo da superposição de esforços local e regional na crosta superior. Setas abertas indicam esforços locais causados pelo contraste de densidade e peso dos sedimentos na margem continental. Setas cheias são relacionadas a esforços compressoriais regionais (modificado de Ferreira 1995).

Em relação ao campo de esforços do Cretáceo existe uma coincidência entre o esforço principal mínimo encontrado neste trabalho em relação ao sugerido por diversos autores para a região, porém existem duas ressalvas a serem feitas: (i) baseado somente na coincidência da posição dos esforços não é o suficiente para considerar esta deformação como sendo relacionada a um campo de esforços do Cretáceo e (ii) existe um esforço principal máximo horizontal segundo NE-SW, que não é sugerido por outras teorias Matos (1992b), Françaolin (1992).

6.2 CLASSIFICAÇÃO E CORRELAÇÃO COM OUTRAS BACIAS INTERIORES

No Domínio da Zona Transversal (DZT), entre a bacia do Araripe implementada na sua extremidade ocidental e a bacia do Jatobá a sul da DZT são registradas uma série de sub-bacias (Cedro, São José do Belmonte, Mirandiba) e testemunhos sedimentares (Tupanací, Afogados da Ingazeira e Betânia).

As sub-bacias de Cedro, São José do Belmonte e Mirandiba que possuem proximidade com a bacia do Araripe e têm uma coluna estratigráfica simples, sendo constituídas no máximo por três formações.

A coluna estratigráfica das sub-bacias de Cedro, São José do Belmonte e Mirandiba, localizadas sul/sudeste da bacia do Araripe revelam a história de uma bacia policíclica, intimamente ligada a bacia do Araripe, mas apresentando hiatos erosionais ou não deposicionais expressivos e pequenas espessuras sedimentares. O pacote sedimentar que preenche estas sub-bacias do Araripe compreende duas tectono-seqüências: a *Tectono-seqüência Beta*, de presumível idade siluriana, assentada sobre discordância pré-fanerozóica; e a *Tectono-seqüência Pós-Rifte*, de idade mesocretácica, apresentando pequenas espessuras, sub-horizontalizadas e discordantemente sobre a *Tectono-seqüência Beta*.

Os remanescentes sedimentares de Afogados da Ingazeira, Tupanací e Betânia, por sua vez, guardam alguma proximidade com a bacia do Jatobá e são encontrados apenas sedimentos da Formação Tacaratu (Figs. 6.2 e 6.3).

A história geológica destas áreas, em termos de sedimentação, inicia-se no Siluriano (?), quando da deposição de sedimentos terrígenos da Formação Tacaratu/Mauriti, atribuídos a *Tectono-seqüência Beta*, em uma extensa sinéclise interior. A formação representa um dos muitos remanescentes, ou destroços, de uma extensa cobertura epicontinental paleozóica, que não tem relação genética com a evolução tectono-sedimentar das bacias mesozóicas.

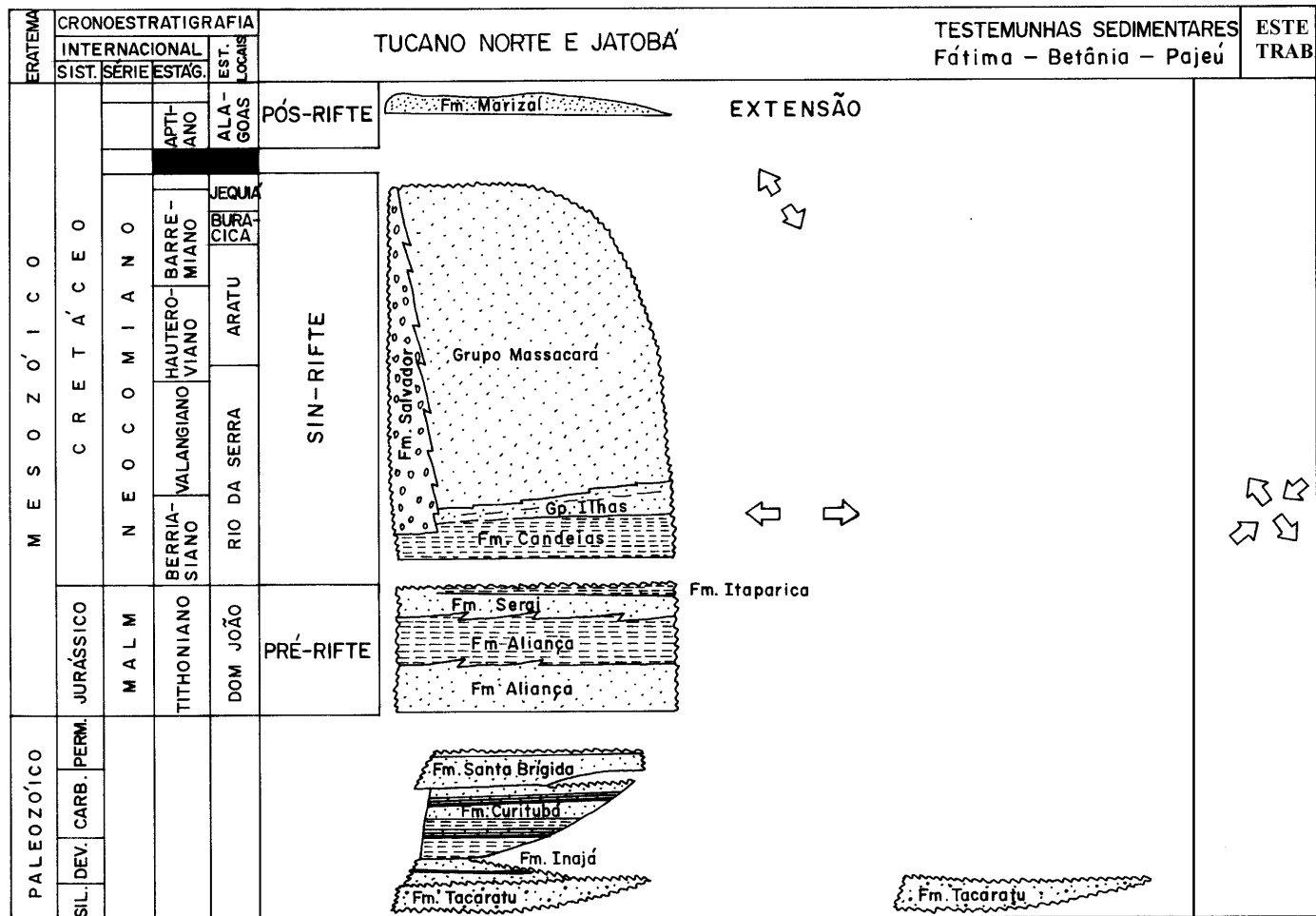


Fig. 6.2- Carta estratigráfica da bacia do Tucano Norte e Jatobá e a correlação com os testemunhos sedimentares de Fátima, Betânia e Pajeú, representou-se também os campos de esforços (dados da Bacia do Tucano Norte e Jatobá e campo de extensão compilado de Magnavita 1992).

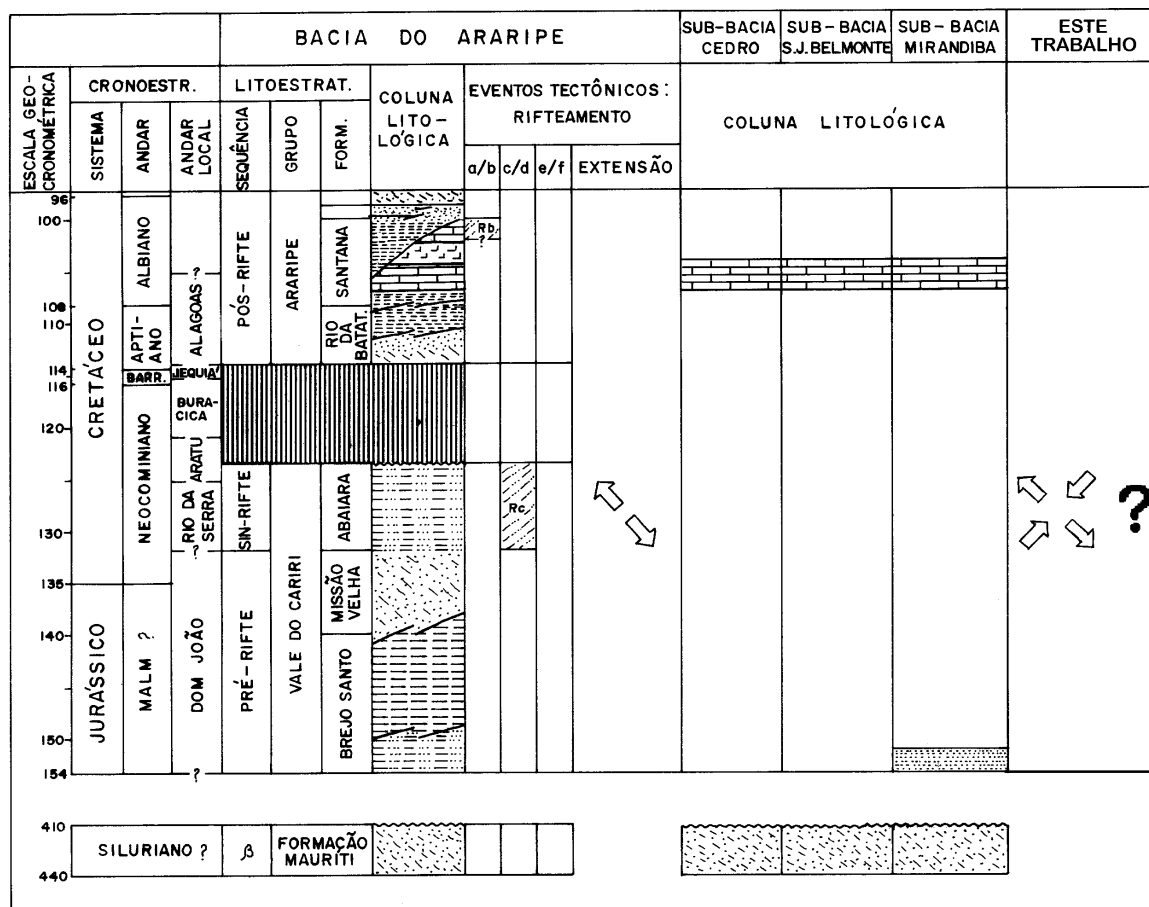


Fig. 6.3- Coluna estratigráfica da bacia do Araripe e correlação com as sub-bacias de Cedro, São José do Belmonte e Mirandiba. Representou-se o campo de esforços para a bacia do Araripe e o encontrado neste trabalho para a sub-bacia de Mirandiba (adaptado de Ponte 1996)

Nestas pequenas bacias interiores do Nordeste, entre o lineamento de Patos e o lineamento de Pernambuco, a sequência Pré -Rifte (ou Sin-Rifte 1) está representada somente na bacia de Mirandiba pela Formação Aliança (Braun 1966). O estágio Pré-Rifte é caracterizado na região nordeste do Brasil pela chamada Depressão Afro-Brasileira (Ponte 1971), uma extensa e rasa bacia interior, que se estendia desde Almada (sul da Bahia) até a região do Cariri (sul do Ceará). O Estágio Rife (ou sin-rifte 2) não foi observado em termos de sedimentação nestes pequenos restos sedimentares (Fig. 6.4).

Com relação às rochas (arenitos da Formação Cariri), onde foram encontradas as pegadas de dinossauros e a sua associação aos andares Rio da Serra/Aratu da fase rifte, Assine (1994) argumenta a contradição que isto geraria, porque ocorrem sotoposta a Formação Brejo Santo, portadora de ostracodes típicos do Andar Dom João e relacionada a fase pré-rifte (Braun 1966, Silva-Telles *et al.* 1991 *apud* Ponte 1992).

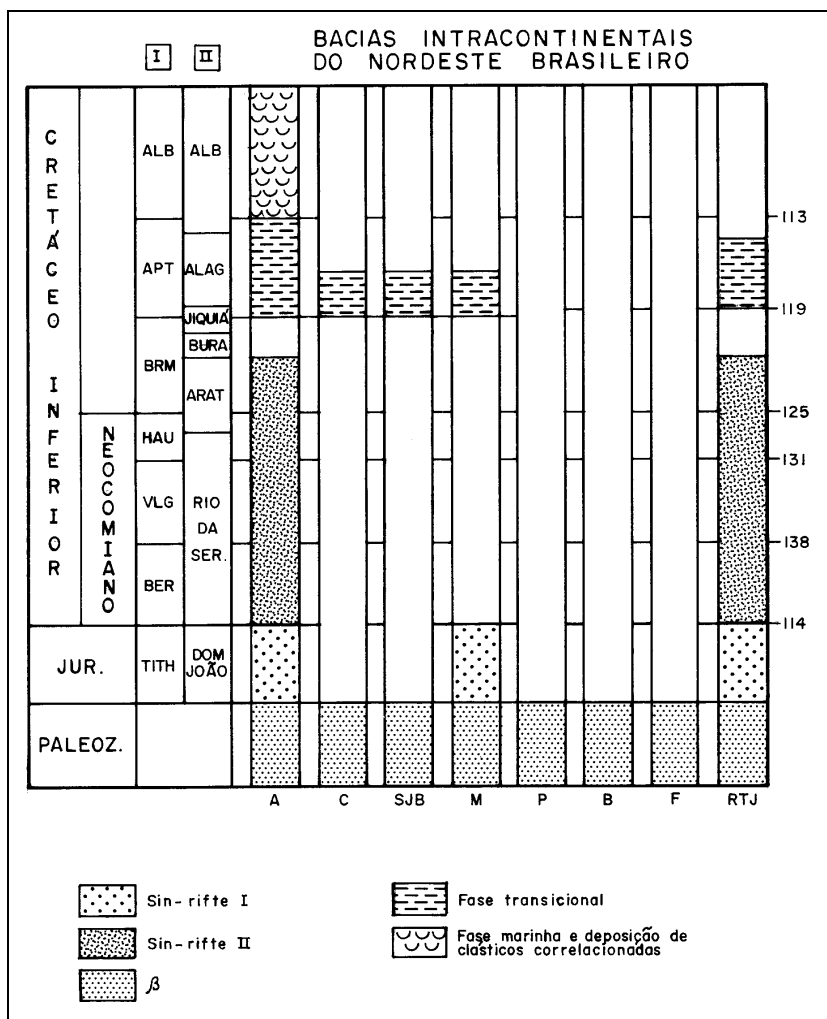


Fig. 6.4- Distribuição cronológica das seqüências estratigráficas no Nordeste do Brasil. Compilação baseada em dados bioestratigráficos (principalmente palinórfos e ostracóides). Esta figura ilustra a diferença temporal e espacial entre a bacia do Araripe e a bacia do Jatobá. Colunas I e II ilustram a correlação entre a escala croestratigráfica internacional (Harland *et al.* 1982 *apud* Matos 1992) e a nomenclatura cronoeestratigráfica brasileira (Regali & Viana 1989 *apud* Matos 1992). (Adaptado de Matos 1992). A-Araripe, C-Cedro, SJB-São José do Belmonte, M-Mirandiba, P-Pajeú, B-Betânia, F-Fátima, RTJ-Recôncavo-Tucano-Jatobá.

Após um período de erosão e não deposição teve início, nestas áreas marginais da bacia do Araripe, o último ciclo sedimentar, transgressivo/regressivo (T/R), que constitui a Tectono-seqüência Pós-Rifte, representada por sedimentos do Membro Crato da Formação Santana, sedimentos de ambiente lacustre de litofácies carbonático-argilosos depositados sobre plataformas rasas mais distais. Portanto, estes restos sedimentares pertenciam aos limites paleogeográficos da bacia do Araripe no Mesocretáceo (Ponte 1994).

Baseado nos trabalhos de Ponte (1992, 1996), Ponte & Ponte-Filho (1996) e no “Sistema Global de Classificação de Bacias” (Kingston *et al.* 1983 *apud* Ponte 1996) propõe-

se as seguintes fórmulas para as sub-bacias de Cedro, São José do Belmonte e Mirandiba. As sub-bacias de Cedro e São José do Belmonte possuiriam a mesma fórmula: sinéclise interior continental (IS), estágio deposicional transgressivo (1), no Siluriano (?); com uma tectônica modificadora devido ao rifteamento da Bacia do Araripe (R), fraca (b), no Cretáceo Inferior (Ki) novamente uma sinéclise interior (IS), estágio deposicional inundação lacustre (2L), no Cretáceo Médio (Km). Resumidamente IS2L(Km)/Rb(Ki)/IS1(S?). A sub-bacia de Mirandiba teria a seguinte fórmula: sinéclise interior, estágio deposicional transgressivo no Siluriano IS1(S?); sinéclise interior, estágio deposicional transgressivo, no Jurássico IS1(Js), tectônica modificadora fraca relacionada a bacia do Araripe no Cretáceo Inferior Rb(Ki); e no Cretáceo Médio sinéclise interior, inundação marinha IS2M(Km) A fórmula completa é IS2M(Km)/Rb(Ki)/IS1(Js)/IS1(S?). Para os Testemunhos Sedimentares de Fátima, a fórmula é mais simples Rb(Ki)/IS1(S?).

Existem dois modelos para explicar a origem e a evolução das bacias interiores do nordeste, em especial as ora estudadas. Para Carvalho (1993) tais bacias seriam um conjunto de meio-grabens assimétricos, separados por altos do embasamento. A segunda hipótese é a de Ponte (1996), que considera estas áreas sedimentares como restos de uma bacia maior. Estes sedimentos seriam testemunhos de épocas de inundação, transgressões marinhas e/ou lacustres. No trabalho aqui apresentado opta-se pela segunda hipótese, pois é a que melhor se adequa às observações de campo.

Com os dados disponíveis, torna-se difícil caracterizar as “bacias” estudadas como do tipo rifte, principalmente devido à sua geometria e ausência de inversão de depocentros. Uma outra característica muito importante de outros riftes descritos no mundo é a ausência de grandes espessuras. De fato, as espessuras encontradas são inferiores a 500 metros. Em bacias adjacentes consideradas riftes são encontradas as seguintes espessuras: bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá 4000 metros; na bacia do Araripe 1800 metros; Iguatu 1790 metros (Bedregal 1991); Rio do Peixe 2100 metros (Françolin 1992). Esta incompatibilidade demonstra que outros mecanismos atuaram na região do Domínio da Zona Transversal diferentes dos atuantes em outros riftes mundiais.

Apesar das falhas mapeadas serem de rejeito direcional, possuem um arranjo paralelo, baixa obliquidade, além da forma rombo-grabens restos sedimentares se assemelharem a, não é possível classificar estas bacias como *pull-apart*. Isto porque, algumas feições características de bacias *pull-apart*, formadas em ambientes de transcorrência estão

ausentes. E o caso, por exemplo de, dobras associadas as falhas principais; assimetria tanto transversal como longitudinal; mudanças laterais abruptas de fácies e discordâncias locais; presença de feições puramente compressivas dentro de um ambiente predominantemente distensional. Outro fato, que também não encontra sustentação com os dados obtidos, é quando se compara a relação comprimento versus profundidade de bacias *pull-apart* antigas e modernas (Hempton & Dunne 1984 *apud* Bedregal 1991)(Fig. 6.5). Aydin & Nur (1982) mostraram que a relação comprimento/largura para rombo-grabens é aproximadamente igual a 3. Nas áreas estudadas esta relação está em torno de 2.

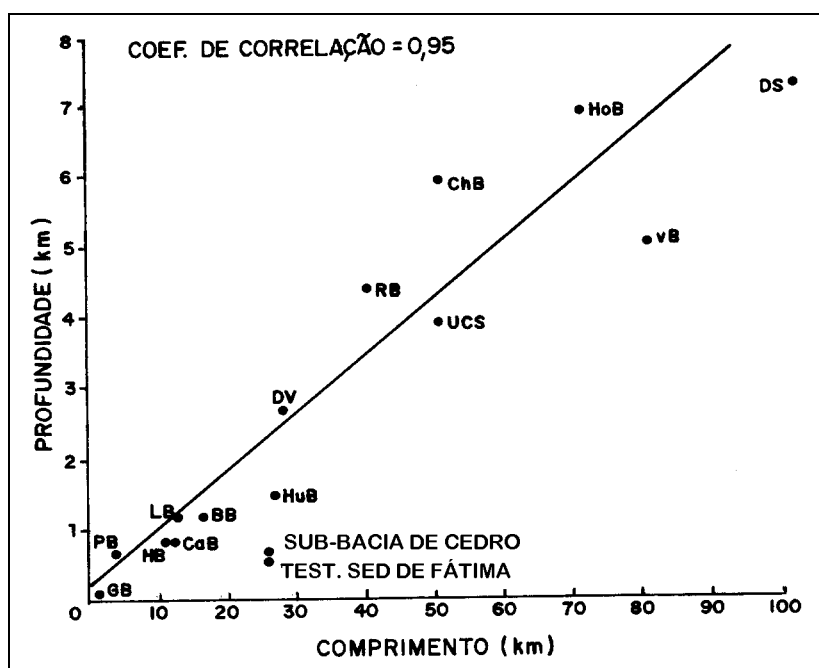


Fig. 6.5- Relação entre a profundidade e o comprimento de algumas bacias *pull-apart* antigas e modernas com relação a sub-bacia de Cedro e o testemunho sedimentar de Fátima. Bacias *pull-apart* antigas: Petrockstow (PB), Lefors (LB), Bovey (BB), Ridge (RB), Bacias do Carbonífero da Espanha (Ucs), Chuckanut (ChB), Hornelen (HoB) e Viena (VB); Bacias modernas: Glynnwye (GB), Hanmer Plains (HB), Carrington (CaB), Hulu (HuB), Vale da Morte (DS) (Adaptado de Bedregal 1991).

6.3 MODELO PARA FORMAÇÃO DAS FALHAS

É consensual entre os pesquisadores que estudaram a região, o controle na implantação da bacia do Araripe e demais bacias interiores do nordeste pelos diversos elementos tectônicos pré-cambrianos. As falhas estudadas não fugiram à regra e guardam na sua orientação a herança do embasamento.

Veiga Jr. (1990), através da fotointerpretação e Oliveira (1994), através de estudos gravimétricos definem, a noroeste do resto sedimentar de Fátima uma falha de borda de caráter normal. Todavia não foi encontrado nenhum indício de campo que comprovasse a existência desta estrutura, pois esta área encontra-se encoberta por sedimentos arenosos recentes. Relacionando a pequena espessura sedimentar à ausência de grandes falhas de rejeito normal (?), pode-se considerar um mecanismo pouco efetivo a atuação da força da gravidade como força motriz, que induziria o esforço principal na vertical e o pequeno abatimento dos blocos. O desenvolvimento de falhas normais não pode ser de todo descartado, haja visto estar de acordo com o campo de tensões encontrado neste trabalho para a região.

Como os eixos principais de esforços σ_1 e σ_3 se encontram na horizontal e σ_2 na vertical é de se esperar que essa deformação foi acomodada pela rotação de blocos rígidos com eixo na vertical e o abatimento dos blocos tenha sido mínimo. Considera-se a rotação horária que os sedimentos tenham sofrido em torno de um eixo vertical também tenha sido de pequena magnitude. Françolin (1992) através de um estudo paleomagnético em sedimentos da bacia do Rio do Peixe encontrou rotações de blocos em torno de 7° e 10° . Uma maneira de testar o modelo estrutural para a região seria o uso de medidas paleomagnéticas ou abrangência de estudos estruturais a outros restos sedimentares (Betânea, Tupanaci) e até mesmo a bacia do Araripe. Assine (1990) observou um número reduzido de estrias oblíquas e horizontais em sedimentos paleozóicos na bacia do Araripe, na cidade de Barro (CE). A origem da estrutura foi associada aos eventos tectônicos do Cretáceo inferior devido a coincidência dos planos de falhas NE e EW que são coincidentes com as estruturas cretáceas da bacia do Araripe (Assine *op.cit.*). O autor ainda considerou as estrias indicativas de movimentos mistos ou laterais.

A geometria das falhas em profundidade deve ser planar, embora não se tenha dados de subsuperfície que comprovem tal argumentação. O método gravimétrico não teve resolução

para identificação destas falhas. Na verdade supõe-se que as falhas são planares pelo nível crustal raso e a reologia do material envolvido na deformação.

O modelo que se propõe para a formação das falhas observadas no interior do Domínio da Zona Transversal é análogo ao de Magnavita (1990) para explicar a ocorrência de zonas de cisalhamento rúpteis no embasamento a leste da sub-bacia do Tucano Norte (Fig. 6.6). Falhas sinistrais/oblíquas formaram-se em resposta a um cisalhamento simples sinistral durante a formação do rifte, preservando nos blocos baixos sedimentos paleozóicos. Estas zonas de cisalhamento rúpteis são evidências da primeira fase de abertura E-W em estruturas do embasamento no rifte do Recôncavo-Tucano -Jatobá (Magnavita *op.cit.*). Magnavita (1992) considera que esta primeira fase de abertura do rifte esteja posicionada no Rio da Serra Médio (Berriasiano).

Durante o Berriasiano ao Barremiano a bacia do Rio do Peixe se formou sobre um regime de esforços compressivos ENE/WSW associados a esforços distensivos NNW /SSE (Françolin 1992). Este estado de esforços está associado a uma grande zona de cisalhamento sinistral onde acidentes de direção E/W e ESE/WNW representam falhas sintéticas sinistrais e aquelas de direção NE/SW representam falhas antitéticas dextrais (Françolin 1992). Estas interpretações foram confirmadas pela análise de rotações de blocos que constituem a bacia.

Tanto Magnavita (1992), estudando a área do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, a sul do lineamento de Pernambuco, como Françolin (1992) estudando a área da bacia do Rio do Peixe a norte do lineamento de Patos, admitem um mecanismo de cisalhamento simples sinistral para as respectivas regiões no tempo Berriasiano. A este quadro soma-se que vários autores consideram uma reativação sinistral para os lineamentos de Patos e Pernambuco, o que observa-se na área estudada é o mesmo tipo de mecanismo de deformação das bacias do Rio do Peixe e do embasamento do Recôncavo-Tucano-Jatobá. Em função do acima exposto sugere-se que no interior do Domínio da Zona Transversal, no Berriasiano, estaria submetido a um mega binário cisalhante sinistral. Estruturas pré-cambrianas foram reaproveitadas como falhas Riedel (sinistrais) ajudando a preservar restos de sedimentos paleozóicos. Este modelo seria uma hipótese de trabalho para tentar explicar a deformação rúptil encontrada nos arenitos siluro-devonianos da Formação Tacaratu na sub-bacia de Cedro e no remanescente sedimentar de Fátima.

O modelo se encaixaria ainda a nível de uma escala de tectônica global no proposto por Rabinowitz & LaBreque (1979) acerca da abertura do Oceano Atlântico Sul, uma rotação horária da América do Sul em relação a África, e na região nordeste os esforços sendo acomodados através de cisalhamentos intraplaca tanto no lado Africano como no brasileiro (Fig. 6.7).

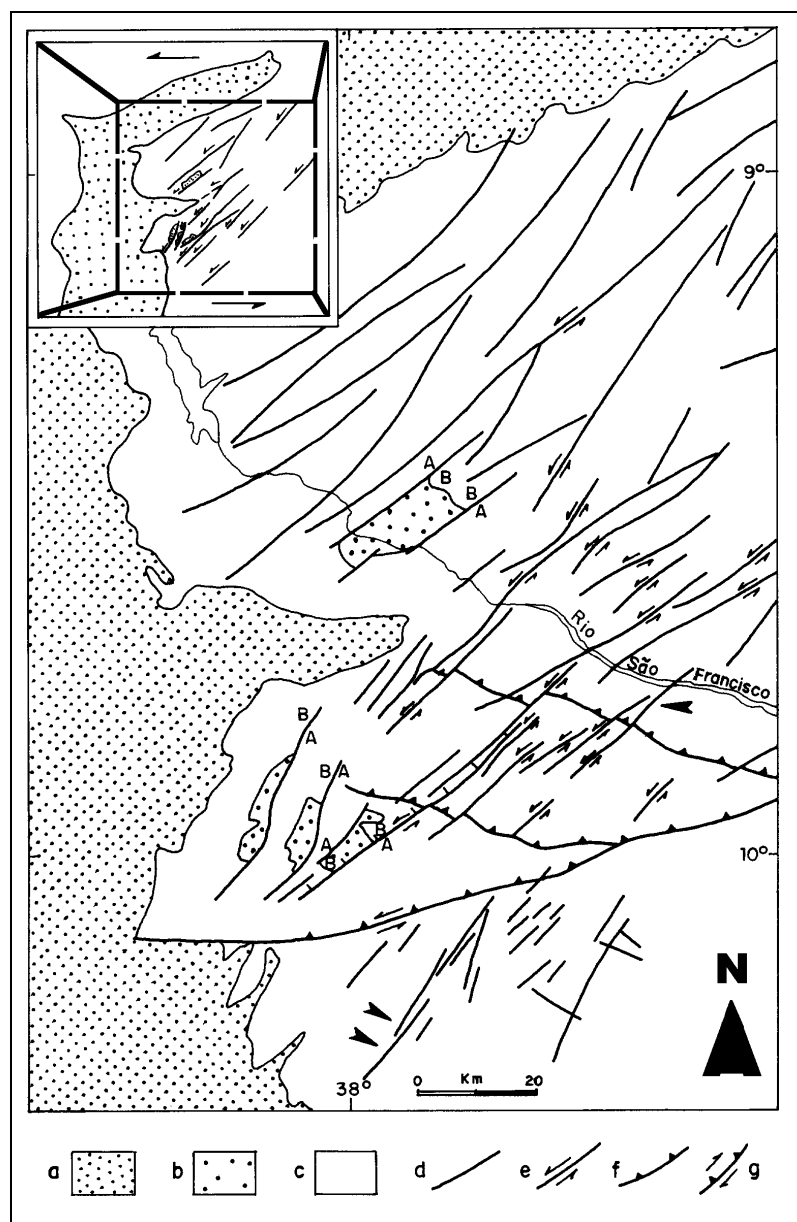


Fig. 6.6- Zonas de cisalhamento rúptil no Maciço Pernambuco-Alagoas e na faixa Sergipana (o contato entre os dois está nas mediações do Rio São Francisco). Legenda (a) rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá; (b) remanentes paleozóicos; (c) pré-cambriano indiferenciado; (d) falhas/fraturas; (e) zonas transtracionais com falhas de componentes de movimento transcorrente e normal; (f) falhas de empurrão; (g) zonas transpressionais com componente de movimentação reverso e transcorrente. (A/B) bloco alto e baixo em falhas normais obliquas. As setas no mapa indicam diques doleríticos (modificado de Magnavita 1992).

A questão da deformação intraplaca é uma questão controversa. Para Castro (1987) a ausência de conexão estrutural entre o rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e a margem continental norte é sugestiva de que a deformação intraplaca foi toda acomodada na placa Africana, durante o Cretáceo. Durante os primeiros estágios da abertura (130-110 Ma) o movimento relativo para leste da África em relação a América do Sul foi acomodado pelo sistema de falhas transcorrentes situado atualmente na Fossa de Benue (Castro *op cit*). O autor ainda cita que a ausência de sedimentação pré-Aptiana é indicativa do pequeno envolvimento ou completa ausência de movimento transtraccional.

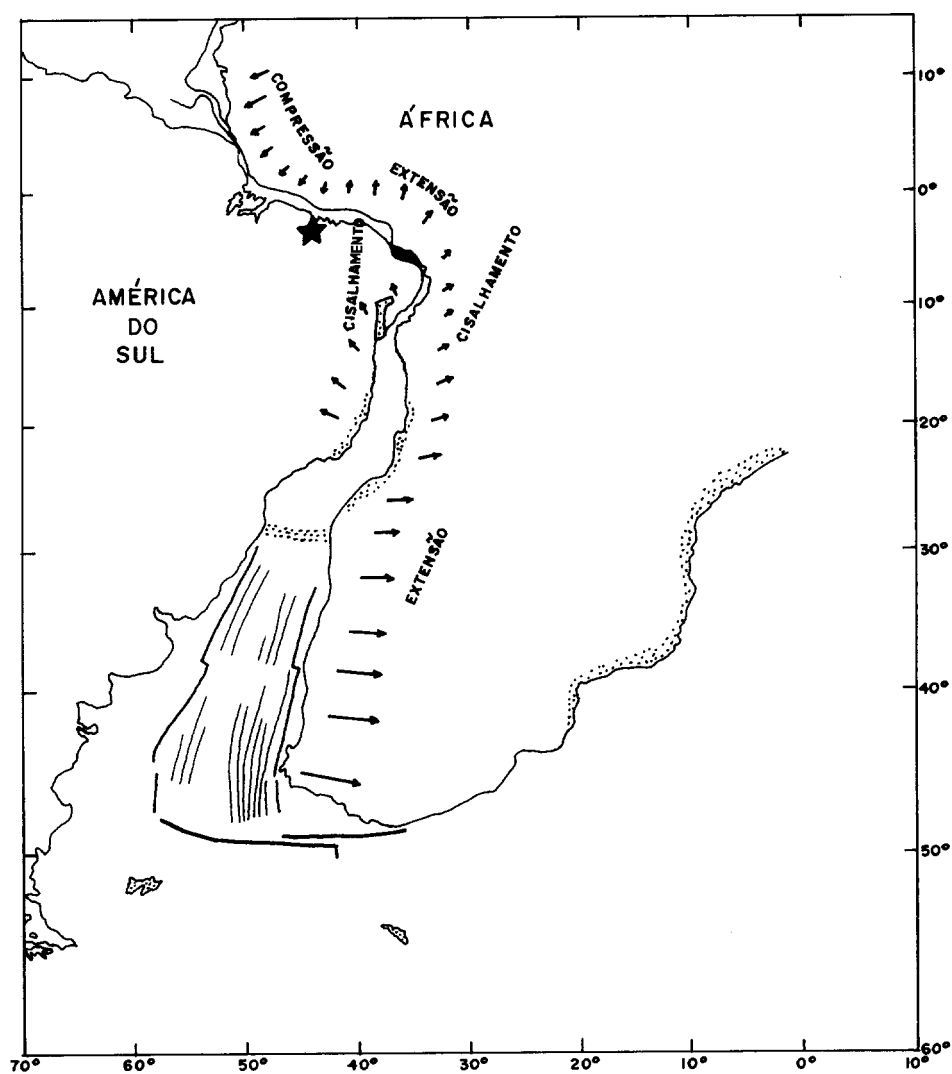


Fig. 6.7- Esquema cinemático adotado na reconstrução da abertura por Rabinowitz & LaBreque (1979).

Assine (1994) julgou, a partir do registro sedimentar preservado na Zona Transversal, que esta permaneceu como bloco mais estável durante o tempo de deposição dos andares Rio da Serra e Aratu, com baixa taxa de subsidência e tectonismo de baixa intensidade. Pelo registro sedimentar das pequenas bacias e restos sedimentares a sul da bacia do Araripe e a norte da bacia do Jatobá, essa região deve ter sofrido pelo menos dois pulsos de subsidência. Ponte Filho (1992) reconstituiu a evolução tectônica da sub-bacia de Feitoria (Bacia do Araripe) a partir da análise geohistórica do poço AP-1-CE definindo movimentos vertical de subsidência e soerguimento para a região.

A Zona Transversal bem como o lineamento de Pernambuco-Ngaundere ofereceram uma forte resistência ao progresso do rifteamento, mas não impediram que os esforços, que atuavam de forma mais intensa nos ramos principais do sistema de riftes, agissem de uma forma mais difusa a norte do lineamento de Pernambuco (Ponte 1996).

Pode-se ainda acrescentar ao panorama da região o fato de serem encontradas várias ocorrências de rochas ígneas cretáceas e cenozóicas na região nordeste do Brasil, principalmente em duas províncias: bacia do Parnaíba e outra na bacia do Potiguar. No rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá as rochas vulcânicas estão ausentes no pacote sedimentar porém, existem ocorrências de diques mesozóicos doleríticos no embasamento em ambos os lados do rifte. Fatores de extensão maiores que 2,0 são necessários para uma considerável fusão e produção de magma (Magnavita 1992), partindo-se dessa assertiva uma das explicações para a ausência de magmatismo no interior do Domínio da Zona Transversal seria a baixa extensão ou a ausência de um mecanismo extensional nesse setor da crosta.

O campo de esforços encontrado, quando os dados da sub-bacia de Cedro e do arenito de Fátima, são tratados em conjunto é compatível com o de uma tectônica transcorrente produto de um arranjo em que os componentes máximo e mínimo do triedro principal estão na horizontal, enquanto que o componente intermediário está contido no plano de falha na vertical. Dentro deste estilo estrutural, dependendo do traço do plano de falha e da movimentação relativa entre os blocos, pode-se ter três situações: movimento paralelo (puramente transcorrente), convergentes (transpressão), e divergente (transtração) (Harland 1971).

A ausência de sedimentação contemporânea ao falhamento pode ser um indicativo de que não houve transtração. A ausência de falhas reversas e dobras pode ser indicativo que não

houve transpressão. Por exclusão um modelo puramente transcorrente com falhas pequenas (<15 km) com traço retflineo poderia explicar este tipo de acomodação na região, diferentemente das bacias do Iguatu, Rio do Peixe, e Araripe que se encontram na curvatura de grandes zonas de cisalhamento.

Os dados da população de falhas das duas sub-regiões estudadas, sub-bacia de Cedro e Testemunho sedimentar de Fátima, foram reunidos e tratados pelo Método de Angelier como um único conjunto. Os resultados apresentam uma boa consistência dos dados e estão ilustrados na figura 6.8.

Dos 116 planos de falhas estriados 105 e 108 são compatíveis respectivamente com os campos de compressão e extensão. Por conseguinte, pode-se concluir que a região ilustrada na figura 6.9 esteve submetida a um campo de esforços com eixo principal de esforço máximo segundo NE-SW e o eixo de esforço principal mínimo segundo NW-SE. Este campo de esforços produziria a formação de falhas Riedel na região.

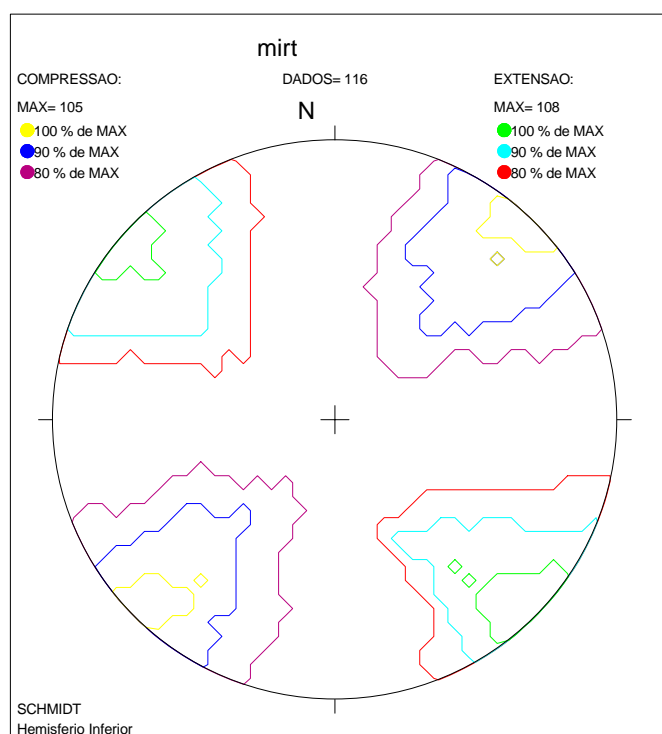


Fig. 6.8- Método de Angelier (Diagrama de Schmidt hemisfério inferior) para os arenitos da Formação Tacaratu da sub-bacia de Mirandiba e Testemunho Sedimentar de Fátima. Em verde esta representado a região de confiança (100%) para o campo de extensão e em amarelo a região de confiança (100%) para a compressão.

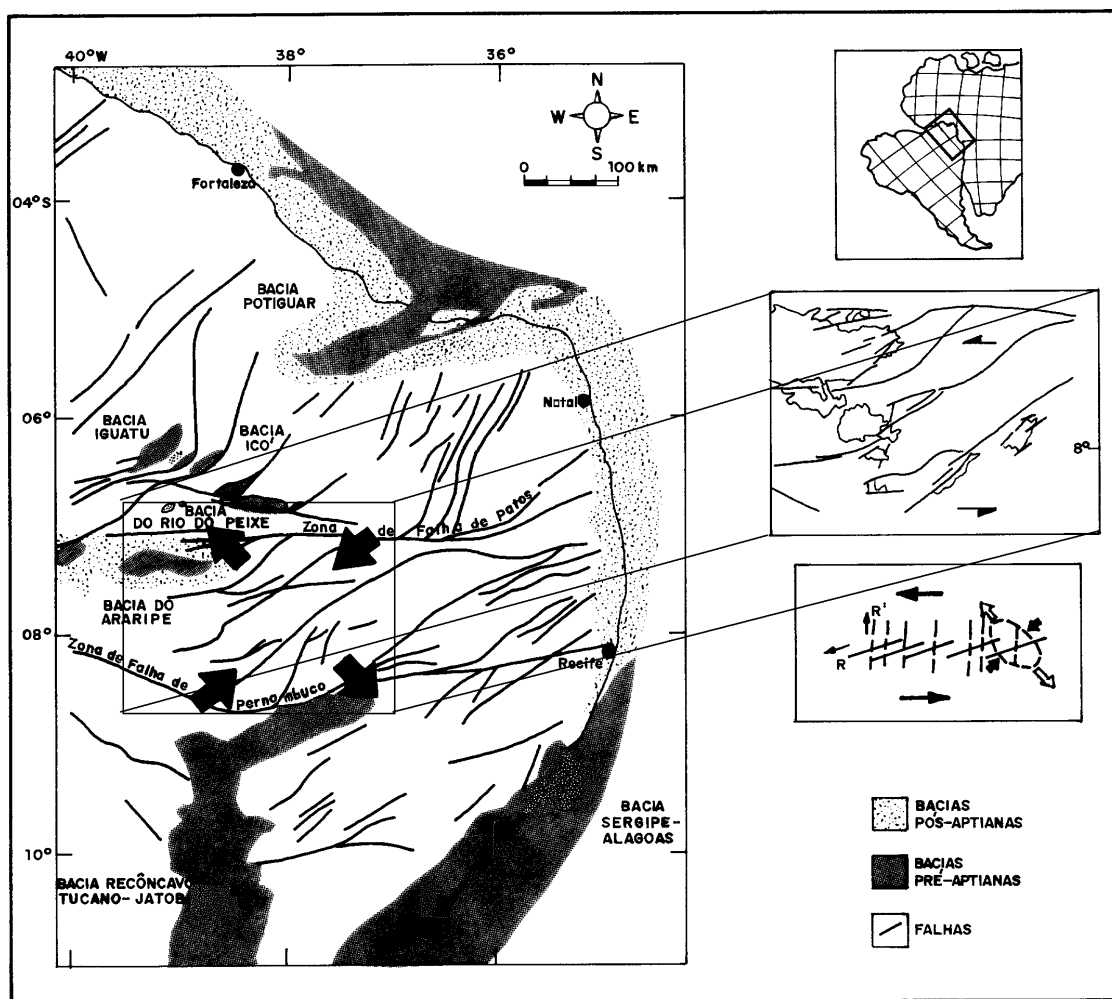


Fig. 6.9- Mapa de localização da área estudada dentro do contexto das bacias pré e pós-aptianas, com o campo de esforços deste trabalho (setas pretas cheias) e o modelo de cisalhamento simples sinistral adotado para a formação das falhas (modificado de Françolin 1994)

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

Os resultados obtidos e a integração dos dados acerca das áreas estudadas permitem as seguintes conclusões:

- Modelamentos gravimétricos definiram uma geometria simétrica para a sub-bacia de Cedro, onde as bordas possuem mergulhos suaves em direção à região de maior profundidade que coincide com a deposição da Formação Santana.
- A estruturação da sub-bacia de Cedro permitiu a formação de um depocentro, alongado segundo o eixo principal da bacia, cuja profundidade máxima, estimada a partir dos modelamentos gravimétricos, é de 580 metros.
- O arenito de Fátima possui uma geometria assimétrica definida a partir de modelagem gravimétrica, onde a borda SE possui mergulho suave e a borda NW é mais íngreme, sugerindo um controle estrutural por falhamento, o que não foi sustentado por observações de campo.
- A estruturação da superfície do topo do embasamento do Testemunho Sedimentar de Fátima possui dois depocentros alongados segundo o eixo principal do resto sedimentar e próximos à borda NW, com profundidades máximas, estimadas a partir de modelagens gravimétricas, de 520 e 570 metros.
- As bacias de Cedro e Mirandiba são sub-bacias da bacia do Araripe, e possuem uma estratigrafia simples composta, no máximo, por três formações e uma história policíclica. Na base depósitos de sedimentos terrígenos correlacionados às Formações Mauriti (bacia do Araripe), Formação Tacaratu (bacia do Jatobá) e a Formação Serra Grande (bacia do Maranhão), atribuídos a tectono-sequência Beta, em uma extensa sinéclise interior (IS) e no topo sedimentos da Formação Santana (Andar Alagoas) da bacia do Araripe.
- A “bacia” de Fátima é na verdade um testemunho sedimentar, onde afloram somente sedimentos da Formação Tacaratu.
- Uma deformação frágil está impressa em arenitos siluro-devonianos da Formação Tacaratu, trata-se de uma deformação pós-deposicional, relacionada a uma tectônica pós siluro-

devoniana. A sedimentação nas regiões estudadas não possui nenhuma relação com o falhamento.

- O falhamento, através de zonas de cisalhamento rúptil, foi o mecanismo de deformação mais comum e tem sua expressão topográfica representada ao longo de cristas de falhas. As falhas são pequenas (<15 km) e estão ordenadas em um padrão paralelo.
- O controle do embasamento através de anisotropias preexistentes, estruturas de uma tectônica dúctil brasileira, controlaram a maioria das falhas encontradas. O *trend* ENE do embasamento foi a orientação favorável para reativação de falhas de alta obliquidade.
- A geometria das falhas é planar de alto ângulo e, cinematicamente, são sinistrais com alta obliquidade, resultando em pequena rotação dos blocos na vertical ou do acamamento. A subsidência destas áreas sedimentares, se houve, foi muito pequena.
- Em escala de afloramento estas falhas são materializadas através de bandas de deformação ou microfalhas, com padrão entrelaçado e pares conjugados. Dos *sets*, um *set* N25E dextral e outro N65E sinistral, formando um ângulo de 50⁰ entre eles.
- A formação desta falhas foi ocasionada por um campo de esforços cuja direção da componente de esforço principal máxima é horizontal e segundo NE-SW e a componente de esforço principal mínima é horizontal e posicionada segundo NW-SE.
- Em vista dos dados coletados nesta dissertação pode-se concluir que o cisalhamento foi o mecanismo predominante para o segmento crustal do Domínio da Zona Transversal, provavelmente durante o Cretáceo Inferior.
- O Domínio da Zona Transversal foi submetido a um cisalhamento simples sinistral, compatível com a reativação rúptil dos Lineamentos de Patos e Pernambuco. Esta deformação intraplaca foi provavelmente um reflexo da fragmentação do Supercontinente Gondwana durante o Cretáceo, quando da rotação horária da América do Sul em relação à África.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGRAWAL, V.N. 1990. Microstructure of granitic mylonites of Pernambuco lineament zone: evidence for deformation at brittle-ductile transition. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...Natal*, SBG v. 5, p. 2185-2188.
- ALEKSANDROWSKI, P. 1985. Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Artaud's method. *J. Struct. Geol.*, 7: 73-82.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. *A origem e evolução da plataforma brasileira*. DNPM, Rio de Janeiro, Bol. 241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1977. O cráton do São Francisco. *Rev. Bras. de Geoc.*, 7: 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. In: Mabesoone, J.M., Neves, B.B. de B. & Sial, A.N., eds., *The Geology of Brazil. Earth-Science Reviews*, v. 17, pp.1-29.
- ALMEIDA, A.C.F.; GHIGNONE, J.L. 1962. *Geologia do Centro-oeste da Bacia do Tucano - área de Euclides da Cunha*. Salvador, PETROBRÁS. 59 p. (Relatório Interno 108-2803).
- ALMEIDA, A.C.F. de 1963. Geologia das bacias de Jatobá e Tucano Norte. In: CONG. BRAS. GEOL., 17, Recife, 1963. *Anais...Recife*, SBG v.1, p. 146-155.
- ANGELIER, J.; MECHELER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et séismologie: la méthode des diedres droits, *Bull. Soc. Geol. de France*, 7, XIX, n° 6, 1309-1318.
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and paleostresses reconstructions. In: *Continental Deformation*, ed. Paul Hancock, Pergamon Press, Oxford, p. 53-100.
- ARAI, M; HASIMOTO, A.T.; UESUGUI, N. 1989. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do cretáceo inferior do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 3(12): 87-103.
- ASSINE, M.H. 1990. *Sedimentação e tectônica da bacia do Araripe* (Nordeste do Brasil). DISSERTAÇÃO DE MESTRADO. UNESP. Instituto de Geociências. Mestrado em Geociências. 124p.

- ASSINE, M.H. 1994. Pleocorrentes e Paleogeografia da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. de Geoc.*, **24** (4): 223-232.
- ASSUNÇÃO, P.R.; MIRANDA, J.L.F. 1983. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*. Folha SB.24-Y-D Juazeiro do Norte. Escala 1:250.000, v.II, Mapas de Serviço. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais-Superintendência Regional de Recife, Ministério das Minas e Energia.
- AYDIN, A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Appl. Geophys.*, **116**: 913-930.
- AYDIN, A.; JOHNSON, A.M. 1978. Development of faults as deformation bands and as slip surfaces in sandstones. *Pure Appl. Geophys.*, **116**: 931-942.
- AYDIN, A.; JOHNSON, A.M. 1983. Analysis of faulting in porous sandstones. *J. Strat. Geol.*, **5**(1): 19-31.
- AYDIN, A.; NUR, A. 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, **1**: 91-105.
- AYDIN, A.; RECHES, Z. 1982. Number and orientation of faults sets in the field and in experiments. *Geology*, **10**: 107-112.
- BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; COELHO, J.A.L.; CARTNERDYER, R.; WINGE, M.; COSTA, M.J.; MACHADO, I.F.; CALHEIROS, J.A.; BRAUN, O.P.G. 1964. *Geologia da econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil*. PROSPEC/SUDENE. Relatório Interno, 71 p.
- BARRETO, P.M.C. 1968. O Paleozóico da Bacia do Jatobá, *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **17**(1): 20-45.
- BEDEGRAL, R.P. 1991. *Estudo gravimétrico e estrutural da Bacia de Iguatu - CE*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. 115p.
- BRAUN, O.P.G. 1966. *Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil (Bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe)*. Divisão de Geologia e Mineralogia/Departamento Nacional de Produção Mineral (Boletim nº 236), 75p.
- BRAUN, O.P. 1970. A respeito do "Paleozóico da Bacia do Jatobá, Pernambuco". *Mineralogia e Metalurgia*, **52**(309): 109-111.
- BRITO NEVES, B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino*. Tese de doutoramento, USP/Inst. de Geoc., 198p. (inédito).

- BRITO NEVES, B.B. 1983. *O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil*. Escala 1/1.000.000. Livre Docência Thesis, Departamento de Geologia Geral, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 177p.
- BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R.; BASEI, M.A.S. 1990. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do sistema de dobramentos Piancó-Alto Brigida. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais... Natal*, SBG v. 6, p. 2697-2710.
- BUCK, R.J. 1987. GRAVSYS. *GRAVitydata and processing SYStem*. Version 2.0. Developed by R. J. Buck - Gravity data Centre. Geological Survey of Canada.
- CAMPOS NETO, M.C.; BITTAR, S.M.B.; BRITO NEVES, B.B. 1994. Domínio tectônico Rio Pajeú- Província Borborema: orogênese superpostas no ciclo Brasileiro/Panafricano. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriú, 1994. *Anais... Camboriú*, SBG v. 1, p. 221-222.
- CASTRO JR., A.C.M. 1987. The northeastern Brazil and Gabon basins: a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces. *Tectonics*, **6**: 727-738.
- CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; DEHIRA, L.K.; MACHADO, D. de L., Jr.; NONMA, R.; FIGUEIRA, R.M. 1988. *A reativação Wealdeniana no Brasil: uma revisão sobre o Nordeste Oriental*. São Paulo, IPT, v.1 (Relatório n.26.566).
- CARVALHO, I.S. 1993. *Os conschostraceos fósseis das bacias interiores do nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado. UFRJ. 2v.
- CARVALHO, I.S.; VIANA, M.S.S.; LIMA FILHO, M.F. 1993. Borborema megatracksite: uma base para correlação dos arenitos inferiores das bacias interiores do Nordeste do Brasil. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 15. *Boletim n 13*. SBG/NE, p.23-25.
- CARVALHO I.S.; VIANA, M.S.S.; LIMA FILHO, M.F. 1993. Bacia de Cedro: a icnofauna cretácica de vertebrados. *Anais da Academia brasileira de Ciências*.
- COBRA, R.Q. 1966. Orientação dos eixos de quartzo do milonito da serra das Russas. *Boletim de Recursos Naturais*, Recife, **4**(1/1): 45-51.
- CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Série Ciência Técnica Petróleo*, Seção Exploração de Petróleo, PETROBRÁS/CENPES, No.15, Rio de Janeiro, 70p.
- CORDELL, L.; HENDERSON, R.G. 1968. Iterative three dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics*, **33**(4): 596-601.

- DANTAS, J.R.A. 1980. *Mapa geológico do estado de Pernambuco- Texto explicativo*. DNPM, Série Mapas e Cartas de Síntese, No. 1, Seção Geologia, No. 1, Recife, 112 p.
- DAVISON, I.; POWELL, D. 1991. Deformation along a mid-crustal continental strike-slip zone: the Pernambuco Lineament, NE Brazil. In: Casey, M. and Dietrich, D., orgs., *The Geometry of Naturally Deformed Rocks Meeting*, Zurich, Tectonic Studies Group of the Geological Society of London, abstract.
- DESTRO, N.; SZATMARI, P.; LADEIRA, E.A. 1994. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *J. Struc. Geol.*, **16**(1): 35-45.
- EBERT, H. 1962. Baustil und regional metamorphose in Prarkambrischen grundgebirge brasiliens. *Tschemarks Min. U. Petr. Mitt.* **8**: 48-81.
- EBERT, H. 1970. The precambrian geology of Borborema Belt (states of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil), and origin of its mineral resources. *Geol. Rundschau*, **59**: 1299-1326.
- ENGELDER, T. 1974. Cataclasis and the generation of fault gouge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**: 1515-1522.
- ENGELDER, T. 1987. Joints and shear fractures in rock. In: Atkinson, B.K., ed., *Fracture Mechanics of Rock*, Academic Press Geology Series, Academic Press Ltd., Reprinted edition with corrections (1989), pp.27-69.
- FERNANDES, F.L. 1993. *Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté- SP*. Dissertação de mestrado apresentada ao Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. 148 p.
- FERREIRA, G. de S. 1990. *Evolução tectônica da zona de Falha de Mata-Catu, Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil*. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. 189p.
- FERREIRA, J.M.; OLIVEIRA, R.T.; TAKEYA, M.K., ASSUNPÇÃO, M. 1995. Superposition of local and regional stress in the NE Brasil. Evidence from mechanisms around the Potiguar Basin. In: CONG. INT. SOC. BRAS. GEOF., 4, Rio de Janeiro, 1995. *Resumos Expandidos...*Rio de Janeiro, SBGf v. 2, p.1025-1028.
- FRANÇOLIN, J.B.L.; SZATMARI, P. 1985. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. In: *Boletim de Resumos IX Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Fortaleza.
- FRANÇOLIN, J.B.L.; SZATMARI, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(2): 196-207.

- FRANÇOLIN, J.B.L. 1992. *Analyse structurale du Bassin du Rio do Peixe (BRÉSIL)*. Thèse de Doctorale de L'Université de Rennes I - France, 240 p.
- FRANÇOLIN, J.B.L. 1993. Análise paleomagnética dos sedimentos cretáceos da Bacia do Rio do Peixe (Parnaíba). In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 15, Natal, 1993, *Atas...*Natal, SBG/NE, 298-301.
- FRANÇOLIN, J.B.; COBBOLD, P.R.; SZATMARI, P. 1994. Faulting in early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the of the Atlantic opening. *J. Struc. Geol.*, **16**(5): 647-661.
- GAVA, A.; LIMA, M.I.C. 1986. Evolução geológica policíclica na região de Floresta-PE. In: CONG. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG v.2, p. 793-809.
- GHIGNONE, J.I., 1972. *Ensaio de paleogeologia do Nordeste e as sequências sedimentares*. Salvador, PETROBRÁS. 18p. (Relatório Interno 108-5312).
- GHIGNONE, J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: Inda, H.A.V., ed., *Geologia dos Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Texto Básicos. SME/CBPM. v.1, Salvador, pp. 23-112.
- GOMES, J.R.C.; GATO, C.M.P.P.; SOUZA, G.M.C.; LUZ, D.S.; PIRES, J.L.; TEXEIRA, W. 1981. *Geologia, mapeamento regional. folhas SB 24/25 Jaguaribe/Natal*. vol.23, Texto e mapa. Projeto RADAMBRASIL, MME: 27-176.
- HARLAND, W.R.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, **1**: 27-42.
- JAMISON, W.R. 1989. Fault-fracture strain in Wingate Sandstone. *J. Struc. Geol.*, **11**(8): 959-974.
- JAMISON, W.R.; STEARNS, D.W. 1982. Tectonic deformation of Wingate Sandstone, Colorado National Monument. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **66**(12): 2584-2608.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; HACKSPACHER, P.C. 1980. Reconhecimento estrutural na borda noroeste do cráton do São Francisco. In: CONG. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG v. 5, p. 2719-2731.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA NORDESTE, 11, Natal, 1984. *Atas...*Natal, SBG/NE, 297-316.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileiro/Pan-Africana*. UNB. Tese de Doutorado. Brasília, 803p.

- LUNDWING, G. 1984. *Notas sobre os depósitos paleozóicos nas bacias de Tucano (Bahia) e Jatobá (Pernambuco)*. Salvador, PETROBRÁS. 8p. (Relatório Interno 130-2131).
- MATOS, R.M.D. 1987. *Sistema de rifts cretáceos do Nordeste Brasileiro*. In: SEMINÁRIO DE TECTÔNICA DA PETROBRÁS, 1, Rio de Janeiro, DEPEX/CENPES/PETROBRÁS, p.126-159.
- MATOS, R.M.D. de. 1992a. The Northeast Brazilian Rift System: *Tectonics*, **11**(4): 766-791.
- MATOS, R.M.D. de. 1992b. *Deep seismic profiling, basin geometry and tectonic evolution of intracontinental rift basins in Brazil*, Tese de Doutorado. Cornell University, Ithaca, NY, 267p.
- MAGNAVITA, L.P.; CUPERTINO, J.A. 1987. Concepção atual sobre as bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 1(2): 119-134.
- MAGNAVITA, L.P. 1990. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift. In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1, Crato, 1990. *Atas...Crato*, SBG/NE, p. 67-81.
- MAGNAVITA, L.P. 1992. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift. NE Brazil*. Ph. D. Thesis, University of Oxford.
- MAGNAVITA, L.P. 1993. Reativação do embasamento pré-cambriano durante a abertura cretácea do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE do Brasil. *Anais do II Simpósio do CSF*. Salvador, 1993. *Anais...Salvador*, p.227-229.
- MARSHAK, M.; MITRA, G. 1988. *Basic Methods of Structural Geology* (London), 446p.
- MELLO, A.A. de 1984. O padrão de falhamentos do Nordeste e algumas tentativas de interpretação. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais... Rio de Janeiro*, SBG v. 7, p. 1743-1751.
- MELLO, A.A.; ASSUNÇÃO, P.A. 1984. O cinturão Móvel Transversal: especulação sobre uma possível evolução à luz da tectônica global. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais... Rio de Janeiro*, SBG v. 7, p. 3348-3361.
- MILANI, E.J. 1985. *Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil*. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. 131 p.
- MILANI, E.J.; DAVISON, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, **154**: 41-70.
- OLIVEIRA, R.G. 1994. *Levantamento Gravimétrico da bacia de Fátima - Sertão do Pajeú - Estado de Pernambuco*. Recife, CPRM. Relatório Interno.

- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL G.; PONCANO, W.L. 1986a. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. In: Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica. SBG, Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica SBG. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(4): 372-376.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL G.; PONCANO, W.L. 1986b. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. In: Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica. SBG, Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica SBG. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(4): 376-415.
- PITTMAN, E.D. 1981. Effect of fault-related granulation on porosity and permeability of quartz sandstones, Simpson Group (Ordovician), Oklahoma. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **65**(11): 2381-2387.
- POPOFF, M. 1988. Du Gonwana à l'Atlantique Sud: les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du Golfe de Guinée au Crétacé inférieur. In: J.Sougy and J. Rougers (Editors), *The West African Connection*. J. Afr. Earth Sci., Spec. Publ., 7,2: 409-431.
- POPOFF, M.; SÉNANT, J.; OJOH, K.A. 1988a. Gondwanaland and the opening of the South Atlantic in the light of the northeast Brazilian and the Benue Trough geodynamics. 7th Gondwana Symp., São Paulo, July 1988, *Abstr.*: 104.
- PONTE, F.C.(coord.) 1971. *Evolução paleogeológica do Brasil Oriental e da África Ocidental*. Salvador, PETROBRAS. (inédito).
- PONTE, F.C.; NORTHFLEET, A.A.; GONÇALVES, A.; NETTO, A.S.T.; FRANÇA A.M.C.; PENA, C.A.T.; SILVA, C.A.M.; RIBEIRO, E.M.; ROSA, G.A.V.; LOPES, J.A.; RIBEIRO, J.C.; NEVES, L.E.; SILVA, O.B.; ARARIPE, P.T.; CESERO, P. & SOUZA, U.P. 1972. *Evolução paleogeográfica do Brasil oriental e África ocidental*. Salvador, PETROBRÁS. 71p. (Relatório Interno 601-4089).
- PONTE, F.C. 1992. Sistemas deposicionais na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. In: SIMP. BACIAS CRETÁCEAS BRASILEIRAS, 2, Rio Claro, 1992. *Resumos Expandidos...*Rio, UNESP, p81-84.
- PONTE, F.C.; HASIMOTO, A.T. & DINO, R. (coords.) 1991. *Geologia das bacias sedimentares mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil*. Rio de Janeiro. Petrobrás/CENPES/SUPEP/DIVEX/SEBIPE. (inédito).

- PONTE, F.C. 1994. Extensão paleogeográfica da Bacia do Araripe no Mesocretáceo. *In: SIMP. SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL*, 3. Rio Claro. *Boletim...UNESP/IGCE*. P. 131-135.
- PONTE, F.C. 1996. Arcabouço estrutural da bacia do Araripe. *In: SIMP. SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL*, 4. Águas de São Pedro (SP). *Boletim...UNESP/IGCE*. P.169-177.
- PONTE, F.C.; PONTE FILHO, F.C. 1996. Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL*, 4. Águas de São Pedro (SP). *Boletim...UNESP/IGCE*. P.123-133.
- PONTE FILHO, F.C. 1992. Análise de geohistória do poço 2-AP-1-CE, Bacia do Araripe. *In: SIMP. SOBRE BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS*, 2. Rio Claro, 1992. *Resumos Expandidos...Rio Claro, UNESP/IGCE*. p.85-89.
- QUADROS, L.P. de; REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N. 1971. *Palinologia do Paleozóico de Ibimirim (Bacia do Jatobá)*. Salvador, PETROBRÁS. 11p. (Relatório Interno 108-4042).
- RABINOWITZ, P.D., LaBREQUE, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Jour. Geoph. Res.*, **84**(B11): 5973-6002.
- RAO, D. B.; BABO, N.R. 1991. A FORTRAN-77 computer program for three dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast. *Computers & Geosciences*, **17**(5): 655-667.
- REGALI, M.S.P. 1964. *Resultados palinológicos de amostras paleozóicas da Bacia do Jatobá*. Salvador, PETROBRÁS. 6p. (Relatório Interno 108-1988).
- ROQUE, N.C. 1990. *Análise estrutural das falhas ocorrentes nas sub-bacias do Tucano Sul e Central - Bahia*. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. p121.
- SAMPAIO, A.V.; NORTHFLEET, A. 1973. Estratigrafia e correlação das bacias sedimentares brasileiras. *In: CONG.BRAS.GEOL.*, 27, Aracaju, 1973. *Anais... Aracaju, SBG* v. 3, p. 189-206.
- SANTOS, E.J. dos 1971a. *Síntese da geologia do Pré-cambriano da folha Arcoverde-Nordeste do Brasil*. SUDENE, Recife, 33 p.
- SANTOS, E.J. dos 1971b. As feições estruturais da folha Arcoverde, Pernambuco e o mecanismo de falhamentos da “zona transversal”. *Mineralogia e Metalurgia*, v. 53, No. 313, pp. 235-240.

- SANTOS, E.J. dos; NEVES, B.B. de B. 1984. Província Borborema. In: Almeida, F.F.M. de and Hasui, Y., eds., *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Edgard Blücher Ltda., São Paulo, pp. 123-186.
- SANTOS, E.J. 1995. *O complexo granítico Lagoas das Pedras: Acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. USP/IG. Tese de Doutorado. 219p.
- SANTOS, E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Salvador, 1996. *Anais...* Salvador, SBG v. 6, p. 47-50.
- SATO, E.Y. 1983. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*. Folha SB.24-Z-C Serra Talhada. Escala 1:250.000, v.II, Mapas de Serviço. Companhia de Pesquisas de Recursos Mineirais-Superintendência Regional de Recife, Ministério das Minas e Energia.
- SENANT, J.; POPOFF, M. 1989. Les bassins du Rio do Peixe (NE Brésil): Extension intracontinentale crétacée et réactivation des grands cisaillements ductiles pan-africains. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Série II, p. 1613-1619.
- SÉNANT, J. & POPOFF, M. 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics* **198**, 35-46.
- SIAL, A.N. 1986. Granite types in Northeast Brazil: current knowledge. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 54-72.
- SIAL, A.N.; FERREIRA, V.P. 1990. Granitoids in northeastern Brazil: oxygen and sulphur isotope compositions and depth of emplacement. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **3**(2): 103-112.
- SILVA FILHO, M.A. 1984. A faixa de dobramentos Piancó: uma síntese do conhecimento e novas considerações. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG v. 7, p. 323-324.
- SMITH, D.; WALL, W.; CHEN, Z.; BARNES, R.; SIMONS, B. 1995. *SURFER. Surface Mapping System*. Version 6.01. Golden Software Inc.
- SOUZA, O.R.; CENACHI, N.C. 1964. *Semidetalhe geológico da bacia do Jatobá*. Salvador, PETROBRÁS. 117p. (Relatório Interno 108-2017).
- SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; LANA, M. da C.; MILANI, E.J.; LOBO, A.P. 1984. Mecanismo tectônico do riftamento sul-atlântico. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG v. 4, p. 1589-1601.

- TALWANI, M.; WORZEL, J. L.; LANDISMAN, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Jour. Geoph. Res.* **64**(1):49-59.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. S. 1976. *Applied Geophysics*. New York, Cambridge University. 860 p.
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M. 1992. *Structural Geology*. W.H.Freeman, New York, 532p.
- UNDERHILL, J.R.; WOODCOCK, N.H. 1987. Faulting mechanisms in high-porosity sandstones; New Red Sandstone, Arran , Scotland. In: Jones, M.E. and Preston, R.M., eds., *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society of London Special Publication No. 29, pp. 91-105.
- WANDERLEY, A.A., 1990. Programa de Levantamentos Geologicos Basicos, **Monteiro**, Folha SB-Z-D-IV, texto e mapas. DNPM/CPRM: 100p.
- VEIGA JR., J.P.; FERREIRA, C.A. 1990. Programa de Levantamentos Geologicos Basicos, **Afogados da Ingazeira**, Folha SC.24-Z-C-VI, Texto e Mapas. DNPM./CPRM: 121p.

ANEXO 1

LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO DA REGIÃO DA SUB- BACIA DE CEDRO - PE

LEGENDA

ALT.ALITUDE
LAT.LATITUDE
LON.LONGITUDE
G. OBS.VALOR DA GRAVIDADE OBSERVADO
A-LANOMALIA AR-LIVRE
BOUGUERANOMALIA BOUGUER

ESTAÇÃO	ALT	LAT	LONG	G.OBS.	A.L.	BOUGUER
CED001	458.00	07 39.44	039 1.12 SW	977976.125	-6.06	-57.33
CED002	438.00	07 41.49	039 .85 SW	977984.412	-4.76	-53.79
CED003	516.00	07 42.89	039 2.22 SW	977972.147	6.49	-51.27
CED004	519.00	07 43.77	039 2.74 SW	977972.371	7.28	-50.81
CED005	504.00	07 44.31	039 3.01 SW	977975.969	6.04	-50.38
CED006	490.00	07 44.77	039 3.46 SW	977976.557	2.12	-52.73
CED007	477.00	07 45.36	039 3.72 SW	977980.457	1.77	-51.62
CED008	478.00	07 45.99	039 4.03 SW	977980.294	1.66	-51.84
CED009	483.00	07 46.84	039 4.25 SW	977980.842	3.41	-50.65
CED010	489.00	07 47.40	039 4.54 SW	977980.708	4.90	-49.83
CED011	502.00	07 48.01	039 4.80 SW	977980.897	8.86	-47.33
CED012	500.00	07 48.30	039 4.94 SW	977980.559	7.79	-48.18
CED013	491.00	07 48.44	039 5.04 SW	977983.525	7.92	-47.04
CED014	512.00	07 49.58	039 5.24 SW	977981.146	11.56	-45.75
CED015	543.00	07 51.63	039 5.28 SW	977975.635	14.78	-46.00
CED016	479.00	07 44.03	039 2.06 SW	977978.652	1.12	-52.50
CED017	466.00	07 44.06	039 1.51 SW	977981.176	-.38	-52.54
CED018	457.00	07 44.25	039 .96 SW	977983.348	-1.06	-52.22
CED019	473.00	07 44.57	039 .40 SW	977981.556	1.95	-50.99
CED020	472.00	07 45.13	039 .03 SW	977982.518	2.38	-50.45
CED021	476.00	07 45.58	039 .26 SW	977982.481	3.40	-49.88
CED022	493.00	07 46.21	039 .24 SW	977981.423	7.33	-47.85
CED023	492.00	07 46.64	039 .53 SW	977980.383	5.81	-49.26
CED024	503.00	07 46.80	039 .85 SW	977979.425	8.18	-48.12
CED025	493.00	07 47.03	039 1.44 SW	977979.005	4.58	-50.60
CED026	497.00	07 47.14	039 1.95 SW	977979.021	5.79	-49.84
CED027	489.00	07 47.38	039 2.39 SW	977981.934	6.14	-48.60
CED028	491.00	07 47.33	039 2.68 SW	977981.833	6.67	-48.28
CED029	502.00	07 47.92	039 3.13 SW	977980.826	8.82	-47.37
CED030	496.00	07 48.64	039 4.27 SW	977983.254	9.11	-46.41
CED031	492.00	07 48.97	039 8.40 SW	977984.915	9.40	-45.67
CED032	481.00	07 48.61	039 8.84 SW	977986.250	7.49	-46.35
CED033	533.00	07 43.36	039 13.57 SW	977973.727	13.12	-46.54
CED034	528.00	07 43.55	039 13.02 SW	977973.876	11.65	-47.45
CED035	528.00	07 43.95	039 12.53 SW	977975.557	13.17	-45.92
CED036	536.00	07 44.27	039 12.13 SW	977976.671	16.63	-43.36
CED037	536.00	07 44.78	039 11.69 SW	977976.709	16.46	-43.53
CED038	503.00	07 45.20	039 11.22 SW	977983.429	12.83	-43.47
CED039	505.00	07 45.95	039 10.54 SW	977979.650	9.37	-47.16
CED042	490.00	07 46.92	039 9.73 SW	977984.121	8.82	-46.03
CED041	501.00	07 47.64	039 9.17 SW	977981.927	9.73	-46.35
CED042	528.00	07 43.31	039 12.84 SW	977971.817	9.69	-49.41
CED043	510.00	07 43.21	039 12.40 SW	977974.496	6.85	-50.23
CED044	514.00	07 43.05	039 11.84 SW	977974.464	8.12	-49.41
CED045	512.00	07 42.92	039 11.29 SW	977973.692	6.78	-50.52
CED046	525.00	07 42.84	039 10.76 SW	977969.527	6.66	-52.10
CED047	520.00	07 42.79	039 10.25 SW	977969.805	5.42	-52.79

CED048	518.00	07 42.29	039 10.35 SW	977969.467	4.66	-53.32
CED049	515.00	07 42.00	039 10.06 SW	977970.602	4.99	-52.66
CED050	504.00	07 41.70	039 9.82 SW	977971.107	2.22	-54.20
CED051	498.00	07 41.52	039 9.43 SW	977972.705	2.04	-53.71
CED052	500.00	07 40.93	039 9.51 SW	977973.791	3.97	-51.99
CED053	501.00	07 40.99	039 9.11 SW	977974.541	5.01	-51.07
CED054	492.00	07 40.78	039 8.70 SW	977973.871	1.64	-53.42
CED055	492.00	07 40.17	039 9.20 SW	977977.214	5.23	-49.84
CED056	512.00	07 39.54	039 10.65 SW	977973.786	8.22	-49.08
CED057	579.00	07 41.06	039 14.47 SW	977962.760	17.27	-47.54
CED058	630.00	07 40.43	039 15.59 SW	977949.020	19.52	-51.00
CED059	581.00	07 43.51	039 14.39 SW	977972.320	26.47	-38.56
CED060	505.00	07 44.74	039 13.09 SW	977980.296	10.50	-46.03
CED061	557.00	07 45.94	039 13.16 SW	977972.198	17.97	-44.38
CED062	559.00	07 44.87	039 15.24 SW	977972.844	19.66	-42.91
CED063	509.00	07 45.58	039 16.61 SW	977983.742	14.84	-42.13
CED064	516.00	07 46.90	039 17.82 SW	977983.208	15.94	-41.82
CED065	568.00	07 48.41	039 18.51 SW	977972.030	20.20	-43.38
CED066	506.00	07 49.45	039 7.37 SW	977983.639	12.25	-44.38
CED067	436.00	07 42.53	038 59.36 SW	977986.054	-4.15	-52.95
CED068	501.00	07 43.24	038 58.65 SW	977972.593	2.16	-53.91
CED069	490.00	07 44.48	038 57.63 SW	977975.092	.77	-54.08
CED070	588.00	07 45.72	038 56.48 SW	977956.377	11.80	-54.01
CED071	545.00	07 46.94	038 55.47 SW	977972.496	14.16	-46.84
CED072	543.00	07 48.11	038 54.41 SW	977963.146	3.72	-57.06
CED073	577.00	07 49.33	038 53.08 SW	977959.458	10.03	-54.55
CED074	558.00	07 49.33	038 53.08 SW	977962.384	7.09	-55.36
CED075	539.00	07 50.53	038 54.12 SW	977967.845	6.20	-54.13
CED076	540.00	07 51.88	038 55.22 SW	977968.671	6.79	-53.65
CED077	513.00	07 57.28	038 56.25 SW	977968.971	-3.45	-60.87
CED078	523.00	07 53.77	038 57.38 SW	977975.333	7.43	-51.11
CED079	489.00	07 55.56	038 58.28 SW	977983.847	4.72	-50.01
CED080	488.00	07 54.43	038 59.41 SW	977985.724	6.75	-47.87
CED081	514.00	07 53.79	039 .16 SW	977979.333	8.65	-48.88
CED082	530.00	07 52.69	039 1.00 SW	977977.565	12.27	-47.06
CED083	522.00	07 50.33	039 1.53 SW	977979.198	12.39	-46.04
CED084	505.00	07 50.33	039 2.72 SW	977981.087	9.03	-47.49
CED085	509.00	07 49.72	039 4.51 SW	977981.831	11.26	-45.71
CED086	556.00	07 46.10	038 56.83 SW	977962.021	7.42	-54.82
CED087	517.00	07 46.24	038 57.43 SW	977967.522	.83	-57.04
CED088	494.00	07 46.37	038 57.93 SW	977975.222	1.38	-53.92
CED089	490.00	07 46.53	038 58.43 SW	977977.968	2.82	-52.02
CED090	482.00	07 46.25	038 58.85 SW	977980.493	2.99	-50.96
CED091	486.00	07 45.92	038 59.19 SW	977980.127	3.99	-50.41
CED092	472.00	07 45.60	038 59.47 SW	977981.345	1.02	-51.81
CED093	476.00	07 45.22	038 59.54 SW	977981.009	2.07	-51.21
CED094	479.00	07 45.23	039 .06 SW	977981.138	3.12	-50.49
CED095	486.00	07 45.28	038 59.40 SW	977981.174	5.30	-49.10
CED096	476.00	07 45.75	038 59.23 SW	977980.047	.90	-52.38

CED097	477.00	07 46.16	038 58.95 SW	977980.788	1.78	-51.61
CED098	489.00	07 46.60	038 58.71 SW	977978.605	3.12	-51.61
CED099	499.00	07 47.47	038 59.02 SW	977976.214	3.47	-52.39
CED100	501.00	07 48.57	038 59.13 SW	977976.468	3.89	-52.18
CED101	511.00	07 49.59	038 59.48 SW	977976.171	6.27	-50.93
CED102	529.00	07 50.77	039 .31 SW	977976.028	11.20	-48.01
CED103	469.00	07 45.84	039 3.20 SW	977982.087	.74	-51.76
CED104	464.00	07 46.00	039 2.80 SW	977983.251	.30	-51.64
CED105	478.00	07 46.96	039 2.83 SW	977981.971	2.95	-50.55
CED106	461.00	07 45.54	039 2.71 SW	977981.620	-2.08	-53.68
CED107	461.00	07 45.07	039 2.28 SW	977982.177	-1.33	-52.93
CED108	493.00	07 48.28	039 2.39 SW	977980.729	5.80	-49.38
CED109	499.00	07 49.04	039 2.11 SW	977979.039	5.66	-50.20
CED110	502.00	07 49.43	039 2.45 SW	977979.275	6.66	-49.53
CED111	523.00	07 48.77	039 1.62 SW	977974.218	8.35	-50.19
CED112	560.00	07 48.76	039 1.11 SW	977968.490	14.05	-48.63
CED113	536.00	07 48.56	039 .26 SW	977971.134	9.37	-50.63
CED114	513.00	07 47.82	039 59.62 SW	977975.260	6.69	-50.73
CED115	502.00	07 47.84	039 .12 SW	977977.371	5.40	-50.79
CED116	577.00	07 45.20	038 56.38 SW	977957.583	9.82	-54.76
CED117	568.00	07 44.92	038 56.08 SW	977959.248	8.82	-54.76
CED118	581.00	07 44.78	038 55.15 SW	977956.007	9.65	-55.38
CED119	591.00	07 44.63	038 54.68 SW	977954.493	11.28	-54.87
CED120	585.00	07 44.10	038 55.02 SW	977952.846	7.99	-57.49
CED121	569.00	07 43.83	038 54.59 SW	977956.638	6.96	-56.73
CED122	506.00	07 43.52	038 53.72 SW	977969.803	.80	-55.83
CED123	537.00	07 43.52	038 55.06 SW	977963.722	4.29	-55.82
CED124	544.00	07 43.74	038 55.82 SW	977961.876	4.52	-56.37
CED125	486.00	07 45.73	039 4.42 SW	977981.062	5.00	-49.39
CED126	478.00	07 45.40	039 4.65 SW	977982.426	4.03	-49.47
CED127	496.00	07 45.22	039 5.00 SW	977978.133	5.37	-50.15
CED128	495.00	07 44.70	039 5.35 SW	977977.047	4.18	-51.22
CED129	487.00	07 44.22	039 5.48 SW	977977.629	2.49	-52.02
CED130	483.00	07 43.65	039 5.52 SW	977977.826	1.68	-52.39
CED131	485.00	07 43.04	039 5.82 SW	977976.710	1.42	-52.86
CED132	479.00	07 43.19	039 6.46 SW	977976.199	-1.00	-54.62
CED133	492.00	07 42.78	039 7.12 SW	977976.180	3.16	-51.91
CED134	493.00	07 42.15	039 7.39 SW	977975.446	2.98	-52.20
CED135	492.00	07 41.88	039 8.02 SW	977975.083	2.42	-52.65
CED136	490.00	07 40.81	039 8.24 SW	977977.638	4.78	-50.06
CED137	502.00	07 43.22	039 7.59 SW	977971.414	1.30	-54.89
CED138	517.00	07 43.77	039 43.77 SW	977969.883	4.18	-53.69
CED139	504.00	07 44.38	039 7.67 SW	977973.170	3.21	-53.20
CED140	500.00	07 44.66	039 8.04 SW	977974.590	3.28	-52.68
CED141	496.00	07 44.78	039 8.38 SW	977976.074	3.48	-52.03
CED142	495.00	07 44.78	039 8.73 SW	977975.725	2.83	-52.58
CED143	494.00	07 44.25	039 9.36 SW	977977.030	4.03	-51.26
CED144	496.00	07 44.35	039 9.84 SW	977978.230	5.81	-49.71
CED145	502.00	07 44.35	039 10.28 SW	977978.501	7.94	-48.25

CED146	508.00	07 43.98	039 10.51 SW	977977.397	8.83	-48.03
CED147	506.00	07 44.02	039 11.09 SW	977979.009	9.81	-46.83
CED148	510.00	07 43.79	039 11.68 SW	977977.381	9.51	-47.58
CED149	523.00	07 43.62	039 12.48 SW	977975.625	11.83	-46.71
CED150	449.00	07 41.91	039 1.95 SW	977983.048	-2.90	-53.16
CED151	455.00	07 41.87	039 2.46 SW	977982.593	-1.49	-52.41
CED152	484.00	07 42.07	039 3.03 SW	977978.328	3.12	-51.06
CED153	516.00	07 41.81	039 3.41 SW	977972.982	7.75	-50.00
CED154	476.00	07 41.64	039 4.36 SW	977979.482	1.98	-51.30
CED155	476.00	07 41.42	039 4.97 SW	977981.035	3.62	-49.66
CED156	486.00	07 41.39	039 5.66 SW	977978.311	3.99	-50.41
CED157	479.00	07 41.21	039 6.43 SW	977979.206	2.80	-50.82
CED158	485.00	07 41.02	039 7.24 SW	977979.290	4.81	-49.48
CED159	585.00	07 40.91	039 7.59 SW	977979.712	36.13	-29.35
CED160	510.00	07 39.48	039 7.99 SW	977972.821	6.67	-50.42
CED161	592.00	07 38.06	039 8.04 SW	977957.907	17.62	-48.64
CED162	509.00	07 43.92	039 7.28 SW	977973.791	5.56	-51.42
CED163	515.00	07 44.65	039 7.19 SW	977973.435	6.76	-50.88
CED164	508.00	07 44.58	039 6.65 SW	977975.284	6.48	-50.38
CED165	507.00	07 45.01	039 6.48 SW	977975.651	6.36	-50.39
CED166	506.00	07 45.64	039 6.29 SW	977977.070	7.22	-49.42
CED167	508.00	07 46.06	039 6.18 SW	977978.464	9.06	-47.80
CED168	507.00	07 46.57	039 5.82 SW	977979.624	9.71	-47.04
CED169	500.00	07 47.39	039 5.80 SW	977980.631	8.22	-47.74
CED170	502.00	07 47.90	039 5.35 SW	977982.662	10.67	-45.52
CED171	507.00	07 49.42	039 5.95 SW	977982.801	11.73	-45.01
CED172	514.00	07 49.70	039 6.42 SW	977980.194	11.17	-46.36
CED173	476.00	07 49.23	039 8.90 SW	977988.034	7.48	-45.80
CED174	483.00	07 49.28	039 9.47 SW	977986.559	8.14	-45.92
CED175	490.00	07 49.44	039 10.11 SW	977985.660	9.34	-45.51
CED176	519.00	07 49.52	039 11.30 SW	977980.755	13.35	-44.74
CED177	505.00	07 50.08	039 12.18 SW	977985.978	14.03	-42.50
CED178	519.00	07 50.91	039 12.49 SW	977981.449	13.48	-44.61
CED179	477.00	07 47.68	039 8.45 SW	977986.163	6.54	-46.85
CED180	490.00	07 47.66	039 8.00 SW	977984.356	8.76	-46.09
CED181	525.00	07 47.40	039 7.02 SW	977976.453	11.76	-47.01
CED182	489.00	07 48.29	039 6.34 SW	977983.499	7.33	-47.40
CED183	523.00	07 47.72	038 55.42 SW	977968.484	3.04	-55.50
CED184	523.00	07 48.05	038 56.05 SW	977968.294	2.72	-55.82
CED185	537.00	07 48.44	038 56.75 SW	977969.384	7.97	-52.13
CED186	505.00	07 48.21	038 57.53 SW	977974.966	3.77	-52.75
CED187	522.00	07 48.60	038 58.63 SW	977973.338	7.23	-51.20
CED188	521.00	07 42.25	039 11.39 SW	977968.893	5.03	-53.29
CED189	517.00	07 42.07	039 12.13 SW	977969.945	4.92	-52.95
CED190	529.00	07 13.05	039 42.15 SW	977969.030	18.93	-40.28
CED191	551.00	07 41.26	039 12.99 SW	977967.612	13.40	-48.27
CED192	531.00	07 41.49	039 12.39 SW	977967.175	6.70	-52.73
CED193	546.00	07 41.29	039 12.22 SW	977968.518	12.75	-48.36
CED194	527.00	07 40.74	039 11.71 SW	977971.429	10.02	-48.97

CED195	510.00	07 40.37	039 11.13 SW	977973.153	6.64	-50.44
CED196	491.00	07 39.64	039 10.57 SW	977976.292	4.21	-50.75
CED197	581.00	07 38.88	039 12.03 SW	977958.313	14.31	-50.72
CED198	504.00	07 40.79	039 10.62 SW	977972.142	3.61	-52.80
CED199	539.00	07 42.02	039 13.58 SW	977969.736	11.52	-48.81
CED200	536.00	07 43.22	039 15.02 SW	977972.198	12.58	-47.42
CED201	513.00	07 43.44	039 16.04 SW	977977.737	10.93	-46.49
CED202	506.00	07 43.95	039 16.60 SW	977979.124	9.95	-46.68
CED203	514.00	07 44.17	039 17.08 SW	977978.722	11.93	-45.60
CED204	498.00	07 44.46	039 16.69 SW	977981.682	9.84	-45.90
CED205	523.00	07 44.75	039 17.06 SW	977976.289	12.04	-46.50
CED206	537.00	07 44.75	039 17.60 SW	977973.964	14.04	-46.07
CED207	508.00	07 44.96	039 16.71 SW	977980.662	11.70	-45.16
CED208	494.00	07 45.43	039 17.00 SW	977973.994	0.53	-54.77
CED209	517.00	07 44.53	039 14.53 SW	977978.441	12.43	-45.44
CED210	499.00	07 45.05	039 14.58 SW	977983.255	11.48	-44.37
CED211	505.00	07 45.37	039 14.97 SW	977982.533	12.48	-44.04
CED212	499.00	07 45.69	039 15.14 SW	977984.481	12.45	-43.40
CED213	512.00	07 46.12	039 15.28 SW	977981.981	13.79	-43.52
CED214	494.00	07 45.62	039 15.80 SW	977984.175	10.63	-44.66
CED215	488.00	07 45.97	039 16.28 SW	977985.709	10.17	-44.45
CED216	540.00	07 43.94	039 14.30 SW	977971.912	13.24	-47.21
CED217	544.00	07 44.98	039 14.24 SW	977973.976	16.12	-44.77
CED218	515.00	07 44.98	039 14.32 SW	977981.899	15.09	-42.55
CED219	534.00	07 44.50	039 12.46 SW	977975.445	14.69	-45.08
CED220	539.00	07 45.37	039 11.87 SW	977976.423	16.87	-43.46
CED221	559.00	07 45.57	039 12.40 SW	977972.283	18.82	-43.75
CED222	500.00	07 46.71	039 10.60 SW	977981.585	9.45	-46.51

ANEXO 2

Tabela com os dados de campo do arenito da Formação Tacaratu na Sub-Bacia de Mirandiba. Cada conjunto de dados é composto de uma medida do plano de falha (mergulho, azimute) e medida da estria (plunge, bearing, sentido de movimento, *rake*).

	MERGULHO	AZIMUTE	PLUNGE	BEARING	SENT.MOV.	RAKE
1	65	295	21	013	D	25
2	68	296	28	013	D	30
3	69	134	43	072	D	50
4	88	294	10	023	D	10
5	69	066	51	005	D	57
6	69	061	56	007	D	64
7	74	086	51	026		56
8	69	064	56	012	D	65
9	86	126	12	039	D	10
10	78	310	12	030	D	14
11	73	126	38	200	D	40
12	78	112	24	020	D	22
13	35	222	11	161	S	25
14	81	266	27	183	D	26
15	66	110	30	191	D	20
16	88	274	42	190	D	41
17	75	111	29	181	D	33
18	41	346	34	320	N	68
19	75	276	11	195	D	13
20	84	088	25	172	D	24
21	68	075	21	350	D	21
22	56	343	55	350	N	98
23	23	004	19	340	N	67
24	79	297	11	025	D	10
25	48	333	7	058	S	10
26	56	325	20	040	S	25
27	46	006	19	064	S	26
28	17	304	13	023	N	60
29	66	320	36	021	S	45
30	70	286	28	005	D	30
31	84	308	13	041	D	12
32	64	294	20	007	D	25
33	84	351	13	076	S	12
34	80	299	26	020	D	26
35	59	039	33	345	S	47
36	89	069	10	333	D	24
37	77	065	7	335	D	6
38	81	335	71	056	S	71
39	84	294	7	024	D	3
40	73	110	13	193	D	13
41	87	345	11	072	S	10
42	86	345	13	070	S	12
43	71	345	22	064	S	23
44	66	319	24	035	D	24
45	49	312	36	005	D	50
46	65	306	20	033	D	20
47	34	309	21	347	N	54
48	80	280	13	196	D	13
49	51	146	4	064	S	9
50	81	121	21	025	D	21
51	72	108	18	191	D	17
52	75	097	24	188	D	23
53	85	076	14	170	D	12
54	84	094	15	007	D	
55	79	344	4	072	S	2
56	88	341	4	070	S	2
57	82	333	25	243	S	24
58	82	339	1	252	S	2
59	84	153	17	074	S	18
60	86	142	7	059	S	8

ANEXO 3

Tabela com dados de campo do arenito da Formação Tacaratu nas proximidades da cidade de Fátima. Cada conjunto de dados é composto de uma medida do plano de falha (mergulho, azimute) e medida da estria (plunge, bearing, sentido de movimento, *rake*).

	MERGULHO	AZIMUTE	PLUNGE	BEARING	SENT MOV.	RAKE
1	32	115	10	41	D	19
2	54	116	38	60	D	50
3	61	83	59	62	N	80
4	42	121	28	66	D	43
5	62	180	61	170	N	85
6	44	354	40	21	N	70
7	58	148	47	102	S	60
8	86	141	18	51	S	16
9	58	178	22	254	S	25
10	66	311	11	36	D	12
11	83	135	13	45	S	2
12	72	315	3	220	S	2
13	73	072	12	340	D	10
14	87	345	13	74	S	11
15	73	305	74	290	N	86
16	88	110	18	191	D	18
17	84	108	10	21	D	8
18	84	283	11	10	D	10
19	87	287	12	15	D	8
20	86	278	12	7	D	10
21	67	099	17	9	D	15
22	89	097	14	4	D	12
23	76	331	6	59	S	6
24	68	320	13	50	S	11
25	78	130	10	43	D	10
26	81	139	15	52	S	15
27	86	306	14	35	D	12
28	73	144	8	58	S	10
29	82	141	14	46	S	14
30	78	314	7	46	D	6
31	84	62	4	3	D	5
32	83	147	4	55	S	3
33	80	165	14	248	S	14
34	75	167	19	252	S	19
35	77	251	6	166	D	6
36	89	280	13	010	D	11
37	61	265	5	350	D	7
38	76	090	49	020	D	51
39	80	277	11	006	D	11
40	80	256	12	339	D	12
41	79	262	12	346	D	11
42	88	264	21	350	D	20
43	84	181	10	090	S	10
44	57	165	3	078	S	4
45	67	316	5	045	S	5
46	76	325	3	060	S	4
47	86	326	5	060	S	6
48	81	330	8	057	S	7
49	69	327	8	054	S	7
50	85	105	6	194	D	4
51	84	145	10	239	S	9
52	76	177	6	266	S	4
53	52	105	11	024	D	14
54	70	170	13	084	S	11
55	85	203	6	115	S	5
56	72	177	2	270	S	2