

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOQUÍMICA, GEOFÍSICA E  
EVOLUÇÃO CRUSTAL.**



**ANÁLISE INTEGRADA DE DADOS GEOFÍSICOS DA  
TRANSIÇÃO CRUSTAL (CONTINENTE – OCEANO) DA BACIA  
DE PERNAMBUCO, NE DO BRASIL**

Dissertação de Mestrado

Jefferson Tavares Cruz Oliveira

Orientador: Prof. Paulo de Barros Correia DGEO/UFPE  
Co-Orientador: Prof. Joaquim Alves da Mota DGEO/UFPE

RECIFE-PE  
Outubro - 2013

**JEFFERSON TAVARES CRUZ OLIVEIRA**

FÍSICO, Universidade Católica de Pernambuco, 2009.

**ANÁLISE GEOFÍSICA INTEGRADA DA TRANSIÇÃO CRUSTAL  
(CONTINENTE – OCEANO) DA BACIA DE PERNAMBUCO, NE  
DO BRASIL.**

Dissertação que apresentada à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Paulo de Barros Correia e co-orientada pelo Prof. Dr. Joaquim Mota como preenchimento parcial dos requisitos para a obtenção do grau de Mestre em Geociências, área de concentração de Geoquímica, Geofísica e evolução crustal.

RECIFE-PE

Outubro - 2013.

Catálogo na fonte  
Bibliotecária: Rosineide Mesquita Gonçalves Luz / CRB4-1361 (BCTG)

O48a Oliveira, Jefferson Tavares Cruz Oliveira.  
Avaliação integrada de dados geofísicos da transição Crustal (continente- oceano) da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil / Jefferson Tavares Cruz de Oliveira. – Recife: O Autor, 2013.  
62f., il., figs., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Paulo de Barros Correia.  
Coorientador: Prof. Dr. Joaquim Alves da Mota.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.  
Programa de Pós-Graduação em Ciências em Geociências, 2013.  
Inclui Referências.

1. Geociências. 2. Magnetometria. 3. Gravimetria. 4. Sísmica. 5. Bacia de Pernambuco. 6. Bacia do Platô. I. Correia, Paulo de Barros (Orientador). II. Mota, Joaquim Alves da (Coorientador). III. Título.

551 CDD (22.ed) UFPE/BCTG-2014/003

**ANÁLISE INTEGRADA DE DADOS GEOFÍSICOS DA TRANSIÇÃO  
CRUSTAL (CONTINENTE-OCEANO) DA BACIA DE PERNAMBUCO, NE DO  
BRASIL.**

**Jefferson Tavares Cruz Oliveira**

**APROVADO**



**Paulo de Barros Correia**

09 de Outubro de 2013



**Joaquim Alves de Motta**

09 de Outubro de 2013



**José Mauricio Rangel**

09 de Outubro de 2013



**Ellen de Nazaré Souza Gomes**

09 de Outubro de 2013

*A tragédia não é quando um homem morre. A tragédia é o que morre dentro de um homem quando ele está vivo.*

Mario Sérgio Cortella

*Dedico essa dissertação a todos os amantes,  
da ciência e tecnologia.*

## Agradecimentos

A Sheila, minha grande amiga, pela motivação que me deu em relação aos estudos. A meus pais Gilvan e Sandra bem como a minha irmã, Patrícia, por estar sempre presente e por ser uma grande amiga. Aos meus segundos pais, Edvaldo e Rosineide bem como a David, seu filho, que se tornou um grande irmão.

Agradeço também a todos os professores que contribuíram para minha formação, desde o ensino infantil até a pós-graduação. Aos professores do Departamento de Geologia, em especial os meus orientadores Paulo de Barros Correia e Joaquin Mota, pela dedicação e paciência em me guiar pelo estudo geológico. Aos professores Mario Ferreira de Lima Filho, João Aduino de Souza Neto e Antonio Barbosa pela disponibilidade em me ajudar.

Agradeço em especial ao professor Antonio Barbosa, por inicialmente acreditar em meu trabalho e no meu potencial acadêmico e por ter sido um grande colaborador deste trabalho, estando sempre disposto a esclarecer eventuais dúvidas. Por fim, por toda sua ajuda antes e durante a elaboração deste trabalho.

Aos amigos do Laboratório de Sismoestratigrafia (SISMOS-UFPE), pelo apoio e convívio ao longo desses dois anos, em especial a Artur (Baboo), Tiago Miranda, Carlos Eduardo (Duty), Felipe Ribeiro (Pinguim), Osvaldo (Osv), em especial ao José Ricardo (Zé) por sua amizade, paciência e dedicação em me ensinar a tratar os dados apresentados neste trabalho. Sem sua ajuda este trabalho não estaria concluído no tempo estabelecido. Aos amigos Artur Castiel, João Borba e Josias.

A todos os meus alunos, em especial a Marina Cavalcante, Mariana Cavalcante, Luiz Sampaio, Marcela Sampaio, Maria Eduarda Barbosa, Camila Carlstrom, Ana Betriz de Lima Japiassú, André Guerra de Andrade Lima, Juliana Machado, Sabrina Monteiro, Mayara Cavalcante, Mateus Gitirana e Vitor Gabriel.

Ao programa de pós-graduação, ao Igor Bandim funcionário do administrativo, por sua paciência e colaboração. A capes pelo apoio financeiro concedido através da bolsa de estudos, que tornou possível a realização deste trabalho.

Também é importante agradecer a IHS Kingdom, que forneceu ao Laboratório de Sismoestratigrafia da UFPE as licenças acadêmicas do Kingdom Software, no qual

foram elaboradas as interpretações de dados sísmicos e mapas que fazem parte desta pesquisa.

A Agência Nacional do Petróleo Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), que forneceu ao Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESE-UFPE), através do BDEP-ANP, os dados sísmicos que foram utilizados nesta pesquisa.

## APRESENTAÇÃO

Esta dissertação foi desenvolvida em cumprimento às normas estabelecidas pelo Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, na área de concentração Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal, visando obtenção do grau de Mestre em Geociências na especialidade Geofísica.

O presente trabalho está dividido em duas partes onde a primeira delas trata da investigação geológica/geofísica que compreende uma contribuição à evolução tectônica da Bacia de Pernambuco. A segunda é uma tentativa de contribuição ao entendimento do processo exploratório da bacia, tomando como foco o fato de ser esta bacia uma área de fronteiras exploratória. Em ambos os casos foram utilizados os recursos dos Métodos Geofísicos da Sísmica de Reflexão e Métodos Potenciais, Magnético e Gravimétrico.

A pesquisa realizada sobre “Interpretação Sísmica e potencial de Corpos Vulcânicos localizados na Bacia de Pernambuco foi realizada de forma conjunta em parceria com o Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA), Laboratório de Geofísica Professor Helmo Rand (LABORAND) e o laboratório de Sismoestratigrafia (SISMO-UFPE).

A obtenção dos resultados foi realizada mesmo com a escassez de dados geológicos e geofísicos que ainda caracteriza essa região. Espera-se que estes resultados venham a contribuir no processo de atração do interesse acadêmico na área, de forma que nas próximas décadas a compreensão sobre esta região da margem Atlântica Brasileira venha a atingir o mesmo patamar já alcançado pelas áreas adjacentes.

## RESUMO

Este trabalho apresenta uma investigação geofísica integrada (dados sísmicos de reflexão 2D e dados potenciais gravimétricos e magnetométricos), que teve como objetivo prover uma análise sobre o contexto regional da Bacia de Pernambuco, incluindo as regiões onshore e offshore, em especial, sobre as características da transição crustal, continente oceano, nos limites do Platô de Pernambuco. Foi desenvolvido a partir de dados gravimétricos e magnetométricos de satélite, bem com quatro seções sísmicas integradas a esses dados potenciais. Este banco de dados inclui dados disponíveis no Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP - ANP), dados levantados por instituições de pesquisa na região onshore da bacia e dados de levantamentos de satélite (GRACE e TOPEX). Os mesmos foram processados em programas específicos, utilizando-se filtros de frequência para destaque das anomalias observadas. Neste sentido foram observados na Bacia de Pernambuco três grandes domínios tectônicos: a Bacia Interna estreita e paralela ao eixo do rifte; um alto estrutural externo que separa a Bacia Interna da Bacia do Platô; e a Bacia do Platô de Pernambuco, que se estende até o limite com a bacia oceânica a leste. A Bacia Interna que ocupa parte da faixa costeira pode ser ainda dividida em duas sub-bacias, a de Piedade a norte, e do Cupe, a sul. Os resultados também possibilitaram além da realização da estimativa dos limites da Bacia do Platô, prover informações acerca de sua geologia. Foi possível a identificação de grandes estruturas na porção onshore e offshore como o Baixo de Itapuama, Baixo Externo do Platô, Baixo de Tamandaré, Alto Maracatu, Graben de Piedade, Alto do Cabo de Santo Agostinho, Graben do Cupe, Alto de Maragogi, Zona de Cisalhamento de Pernambuco, Alto de Itamaracá, Alto Gaibu, Graben de Sirinhaém(?), Graben de Maragogi(?). Foi realizada uma análise com base no modelo cinemático de Ridel o qual se mostrou convergente com as estruturas vista nos mapas potenciais. Por fim foi possível concluir que a extensão da Bacia do Platô a qual foi estimada no limite L1 do mapa de Anomalia Gravimétrica residual, se estende até cerca de 130 a 150 Km da costa. Além disso, a espessura da cobertura sedimentar foi estimada em aproximadamente 9000 m situada no Baixo de Tamandaré a SW do platô.

**PALAVRAS-CHAVE:** MAGNETOMETRIA, GRAVIMETRIA, SÍSMICA, BACIA DE PERNAMBUCO, BACIA DO PLATÔ.

## ABSTRACT

We present an integrated geophysics investigation (2D seismic reflection and gravimetric and magnetometric potential data). The objective of the study is to assess Pernambuco Basin's onshore and offshore regional context, in particular the crustal continent-ocean transition at the limits of the Pernambuco Plateau. Potential data was generated through satellite gravimetric and magnetometric data as well as four integrated seismic sections. This data bank included data available from the Brazilian Exploration and Production Data Bank (BDEP – ANP) studied by research institutions in onshore region of the basin and satellite data studies (GRACE e TOPEX). Data processing was made using programs using frequency filters to highlight observed anomalies. Three large tectonic domains were observed. The Internal Basin, being straight and parallel to the rift axis; an external structural high which separates the Internal Basin of the Pernambuco Plateau Basin; and the Pernambuco Plateau Basin which extends until the limit with the oceanic basin to the East. The Internal Basin, which occupies part of the coastal zone, can be further divided into two sub-basins, the Piedade to the North, and the Cupe, to the South. The results also allow for an estimation to be made regarding the limits of the Plateau Basin, providing information regarding its geology. It was possible to identify large structures in the onshore and offshore portion, such as the Itapuama Low, the External Plateau Low, the Tamandaré Low, Maracatu High, Piedade Graben, Cabo de Santo Agostinho High, Cupe Graben, Maragogi High, the Pernambuco Shear Zone, the Itamaracá High, Gaibu High and the Sirinhaém and Maragogi Grabens(?). Analyses based on the Ridel kinematic model was undertaken, which showed the convergence of structures seen on the potential maps. It was possible to conclude that the extension of the Plateau Basin, estimated at the L1 limit of the residual gravimetric anomaly map, extends until circa 130-150 km from the coast. Furthermore, the sedimentary cover thickness was estimated at approximately 9000 m in the Tamandaré Low, Southwest of the plateau.

**KEYWORDS:** Magnetometry, Gravimetry, Seismics, Pernambuco Basin, Plateau Basin

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	VI
APRESENTAÇÃO.....	VIII
RESUMO.....	X
ABSTRACT.....	X
SUMARIO.....	1
LISTA DE FIGURAS.....	2
1. INTRODUÇÃO.....	4
2. JUSTIFICATIVA.....	7
2.1 OBJETIVOS GERAIS.....	8
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	8
3. CONTEXTO GEOLOGICO DA BACIA DE PERNAMBUCO.....	9
3.1 EVOLUÇÃO TECTONICA DA BACIA DE PERNAMBULCO.....	10
3.2 ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PERNAMBULCO.....	13
3.3 GEOLOGIA DO PLATÔ DE PERNAMBUCO.....	16
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	18
4.1 MÉTODO MAGNÉTICO.....	20
4.2 MÉTODO GRAVIMETRICO.....	25
4.3 MÉTODO SÍSMICO.....	28
5. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS.....	29
5.1 FILTRAGEM DOS DADOS PONTECIAIS E GERAÇÃO DOS MAPAS GEOFÍSICOS.....	32
6. RESULTADOS .....	34
7. DISCURSSÕES.....	37
8 CONCLUSÕES.....	56
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	58

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da Bacia de Pernambuco e demais bacias adjacentes, Bacia da Paraíba e plataforma de Natal, ambas a norte e Bacia de Alagoas a sul ( Barbosa e Lima Filho, 2006). No retângulo vermelho esta contida a área de estudo. (Modificado de Barbosa *et al*, 2008).....6

Figura 2 - Mapa esquemático da Bacia de Pernambuco mostrando os seus domínios estruturais, bacia interna, Alto do Maracatu e Bacia do Platô (Maia et al., 2012).....7

Figura 3 – Distribuição esquemática dos principais domínios estruturais que formam a Província Borborema (Modificado de Van Schmus et al., 2003). O retângulo vermelho delimita os domínios da Bacia de Pernambuco, incluindo a região plataforma e seu platô. A presente dissertação pretende estimar os limites de transição entre as crostas continental e oceânica, bem como as principais feições regionais que formam a extensão da bacia marginal e seu platô.....10

Figura 4 – Modelo esquemático da evolução da Bacia de Pernambuco, ao sul da ZCPE, e da Bacia da Paraíba ao norte. 1-Rifte do Cupê, 2-Zona de Cisalhamento Patos, 3-Zona de Cisalhamento Pernambuco, 4-Alto de Tamandaré, 5-Gráben de Olinda, 6- Gráben de Piedade, 7-Granito do Cabo de Santo Agostinho, 8-Gráben do Cupê, 9-Subbacia de Canguaretama, 10-Sub-bacias Alhandra/Miriri, 11-Sub-bacia Olinda, 12- Talude da Bacia da Paraíba, 13-Alto de Mamanguape, 14-Alto de Goiana. (A partir de Barbosa & Lima Filho, 2005 e Lima Filho *et al.*, 2005).....12

Figura 5 – Nova Carta Estratigráfica da Bacia de Pernambuco. O posicionamento das rochas evaporíticas na bacia do platô tem como base o trabalho de Barbosa *et al.*, (2008). O posicionamento de eventos de vulcanismo mais antigo do que a SMI, e de deposição evaporítica na bacia interna, é apenas uma tentativa feita por este trabalho. Obtido de Maia (2012).....14

Figura 6 - Coluna Estratigráfica proposta para a região do Platô de Pernambuco. (Modificado de Alves & Costa, 1986).....17

Figura 7 - Figura 7 - Bacia de Pernambuco, com a posição das 4 linhas sísmicas utilizadas neste estudo e em laranja a posição dos blocos exploratórios atualmente sob controle de empresas petrolíferas na região do Platô de Pernambuco.....20

Figura 8 - Representação esquemática do dipolo cujo campo é aproximação do campo magnético terrestre. Fonte: Luiz & Silva, 1995.....21

Figura 9 - Representação geométrica do campo magnético terrestre e seus elementos. Fonte: Silva, 2006.....21

Figura 10 – Extraída de Roy (2007). Dipolos magnéticos nos (a) ferromagnéticos, (b) antiferromagnéticos e (c) ferrimagnéticos.....24

Figura 11 - Geóide de referencia. Onde A é o achatamento e a é o semi - eixo maior da elipse e b o semi – eixo menor. (Extraído de Rosa. Roberto, 2004).....26

Figura 12 - O fluxograma seguinte nos mostra as principais etapas do pré-processamento e processamento dos dados sísmicos.....30

Figura 13 – Mapas Gravimétricos e magnéticos usados neste trabalho: Mapa de Anomalia magnética Regional, Mapa de Anomalia gravimétrica Regional, Mapa de Anomalia gravimétrica Residual e Mapa de Anomalia magnética Residual.....	36
Figura 14 - Mapas Gravimétricos e magnéticos usados neste trabalho: Mapa de Amplitude do Sinal Analítico, Mapa de Redução ao Polo, Mapa de Inversão gravimétrica Residual e Mapa de Inversão gravimétrica Residual. ....	37
Figura 15 - Modelo cinemático de Ridel.....	40
Figura 16 - Mapa gravimétrico regional.....	42
Figura 17 - Interpretação do mapa gravimétrico regional.....	42
Figura 18 - Mapa De Anomalia Gravimétrica Residual.....	43
Figura 19 - Interpretação do mapa de Anomalia Gravimétrica Residual.....	43
Figura 20 - Mapa de Amplitude do sinal Analítico gerado com o auxílio do filtro de continuação para cima.....	44
Figura 21 - Interpretação do mapa de Amplitude do sinal analítico gerado com o auxílio do filtro de continuação para cima.....	44
Figura 22 - Mapa de Anomalia Magnética Residual.....	45
Figura 23 - Mapa de Anomalia Magnética Residual Interpretado.....	45
Figura 24 - Mapa de Inversão Gravimétrica Regional.....	46
Figura 25 - Mapa de Inversão Gravimétrica Residual.....	47
Figura 26 - Posicionamento das quatro linhas sísmicas usadas na interpretação sísmica.....	47
Figura 27 - Perfis magnético, gravimétrico e sísmico com a estimativa da profundidade do embasamento e da espessura sedimentar. Linha 0250-0374.....	50
Figura 28 - Perfis magnético, gravimétrico e sísmico com as estimativa da profundidade do embasamento e da espessura sedimentar. Linha 0250-0378.....	52
Figura 29 - Perfis magnético, gravimétrico e sísmico com as estimativa da profundidade do embasamento e da espessura sedimentar. Linha 0232-0406.....	54
Figura 30 - Perfis magnético, gravimétrico e sísmico com a estimativa da profundidade do embasamento e da espessura sedimentar. Linha 0250-0363.....	55

## 1 – INTRODUÇÃO

A Bacia de Pernambuco está situada na porção leste da plataforma marginal brasileira (Fig. 1), inserida na Província do Borborema (Almeida *et al.*, 1977) sendo limitada a sul pelo Alto de Maragogi e a norte pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE) (Lima Filho, 1998; Barbosa e Lima Filho, 2006). Esta bacia marginal apresenta uma estreita faixa costeira e um platô desenvolvido em águas profundas sobre um trecho de margem continental estirada (Alves & Costa, 1986; Lima Filho, 1998; Barbosa & Lima Filho, 2006). A bacia apresenta uma área de aproximadamente 900 Km<sup>2</sup> na sua porção *onshore*, que está localizada na faixa costeira do estado de Pernambuco (Maia, 2012).

A região da plataforma entre Recife e João Pessoa foi formada a partir da separação entre os continentes africano e sul americano, e este possivelmente representou o último trecho do rifte a se separar (Rand, 1982). Este trecho da margem brasileira foi considerado como pertencente, a uma única bacia marginal, denominada Bacia Pernambuco-Paraíba. No entanto, Rand (1976, 1978) a partir de estudos geofísicos considerou que a área denominada Sub – bacia Cabo, que corresponde a atual Bacia de Pernambuco, representaria uma região independente da então Bacia Pernambuco – Paraíba.

Estudos posteriores passaram a tratar a região entre a Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE) e o Alto de Maragogi, como uma bacia separada da faixa a norte da ZCPE (Lima filho, 1998; Barbosa, 2004, 2007; Barbosa & Lima Filho, 2006; Lima Filho & Barbosa, 2010).

O presente trabalho tomará como base os estudos recentes que sugerem que a Bacia de Pernambuco, e seu platô, representam uma bacia marginal separada das bacias vizinhas por zonas de cisalhamento e altos estruturais, as bacias de Alagoas a sul, e da Paraíba, a norte (Fig. 1).

A faixa costeira da Bacia de Pernambuco foi ainda dividida em dois domínios principais, devido à ocorrência de dois depocentros, que foram separados pelo Alto do Cabo de Santo Agostinho (Lima Filho, 1998). A sub-bacia norte ou Piedade, inserida entre a Zona de cisalhamento de Pernambuco (ZCPE) e o alto estrutural do Cabo de Santo Agostinho e a Sub-Bacia Sul, ou Cupe, localizada desde o Alto do Cabo Santo de Agostinho até o Alto de Barreiros em Maragogi (Lima Filho, 1998; Maia, 2012), (Fig. 2).

Estudos exploratórios conduzidos na faixa costeira das bacias de Pernambuco e da Paraíba mostram que a porção terminal da ZCPE Leste, atua como um divisor entre as duas bacias, que apresentam estilos tectônicos bem distintos (Barbosa *et al.*, 2005; 2008). A análise de linhas sísmicas *strike*, que cruzam a região plataformal paralelamente a linha de costa, desde a Bacia de Pernambuco até a Bacia da Paraíba mostram que a ZCPE representa uma feição importante em

termos tectônicos, inclusive limitando o pacote sedimentar que preencheu a Bacia de Pernambuco em seu extremo norte (Barbosa *et al.*, 2008).

Durante o final do processo de separação continental, a região entre as cidades de Recife e João Pessoa, apresentou trechos com características diferentes que resultaram na evolução tectono-sedimentar diferenciada. A Bacia da Paraíba sofreu menos estiramento e afinamento litosférico, evoluindo para uma plataforma estreita, com quebra abrupta e com uma cobertura sedimentar pouco evoluída (Barbosa, 2007). A Bacia de Pernambuco aparentemente guarda de um início mais precoce do processo de rifteamento do que a Bacia da Paraíba, e a ação de fenômenos de magmatismo possivelmente foram responsáveis pelo estiramento da crosta continental e a formação do Platô de Pernambuco (Lima Filho, 1998). Esta bacia guarda depósitos continentais de idade Aptiana, documentados através de testemunho do poço 2 CP-01-PE, perfurado na região costeira da bacia (Lima Filho, 1998).

Estudos recentes mostraram que a região plataformal que comporta a Bacia de Pernambuco apresenta três grandes compartimentos: Um rifte estreito posicionado paralelamente a linha de costa, e que se formou durante a abertura da bacia. Este rifte interno é separado da região da bacia do platô por um alto estrutural externo denominado de Alto do Maracatu. Este alto funcionou como uma charneira desde a abertura da bacia, e sobre ele a cobertura sedimentar se torna menos expressiva; a partir do alto externo desenvolveu-se o platô de Pernambuco, uma região de crosta continental estirada (Fig.1) e profunda, sobre a qual se formou uma cobertura sedimentar importante (Lima Filho, 1998; Barbosa e Lima Filho, 2006; Lima Filho & Barbosa, 2010; Maia, 2012). Devido a sua geologia peculiar dentre as bacias marginais da região seu conhecimento ainda apresenta inúmeras lacunas, em especial de sua região offshore.

O presente trabalho objetivou oferecer uma contribuição ao conhecimento da bacia, em especial sobre as características de sua região distal, sobre o Platô de Pernambuco, a partir de dados geofísicos disponíveis, incluindo dados sísmicos que recobrem a região do platô. De forma especial o trabalho objetivou modelar a espessura crustal ao longo do perfil da bacia, comparando os perfis potenciais com a interpretação de linhas sísmicas, o que permitiu delinear a existência de depocentros e o limite de costa continental estirada, sobre o qual o potencial econômico é mais importante.

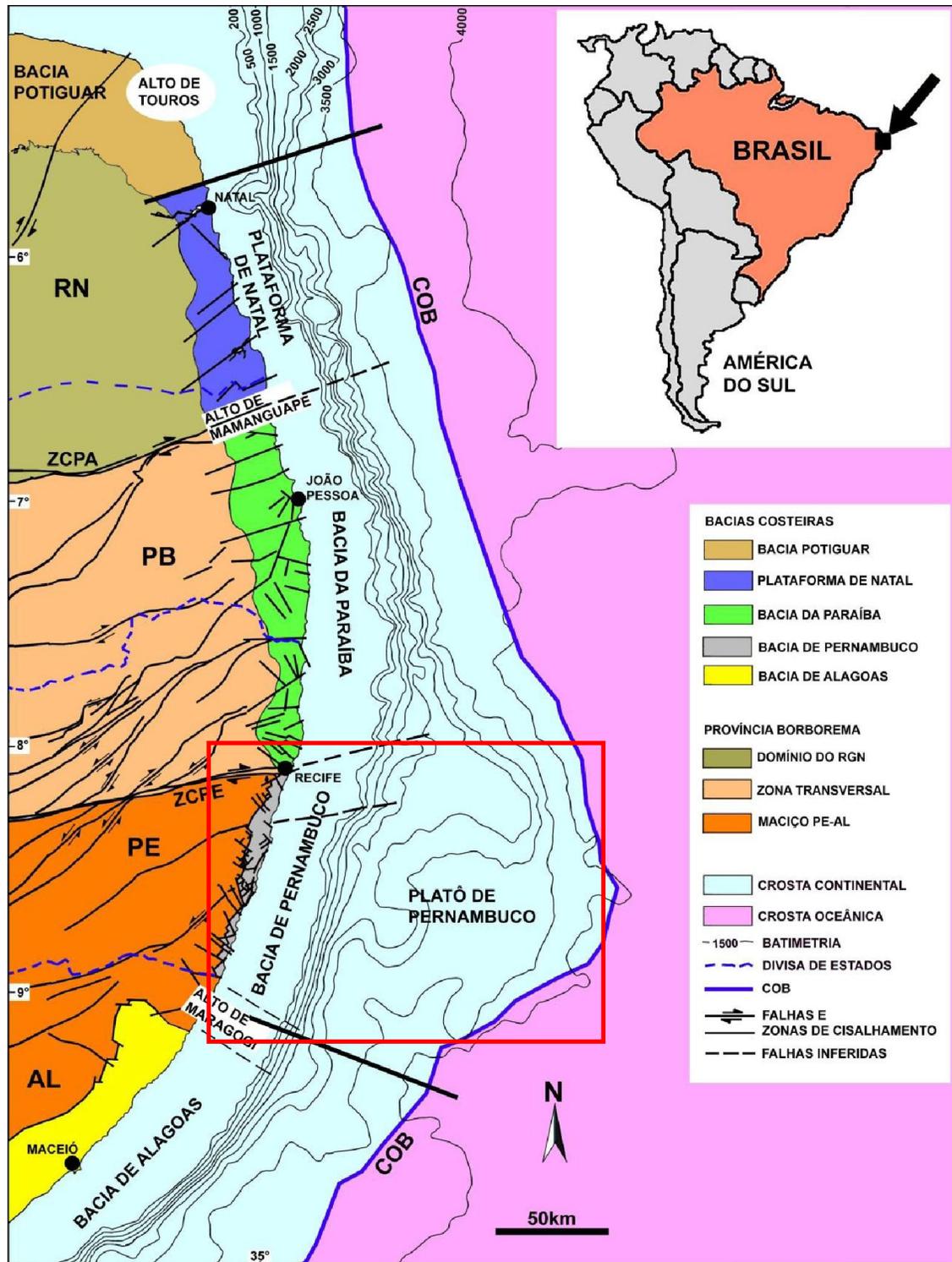


Figura 1 - Localização da Bacia de Pernambuco e demais bacias adjacentes, Bacia da Paraíba e plataforma de Natal, ambas a norte e Bacia de Alagoas, a sul ( Barbosa e Lima Filho, 2006). No retângulo vermelho esta contida a área de estudo. (Modificado de Barbosa *et al*, 2008).

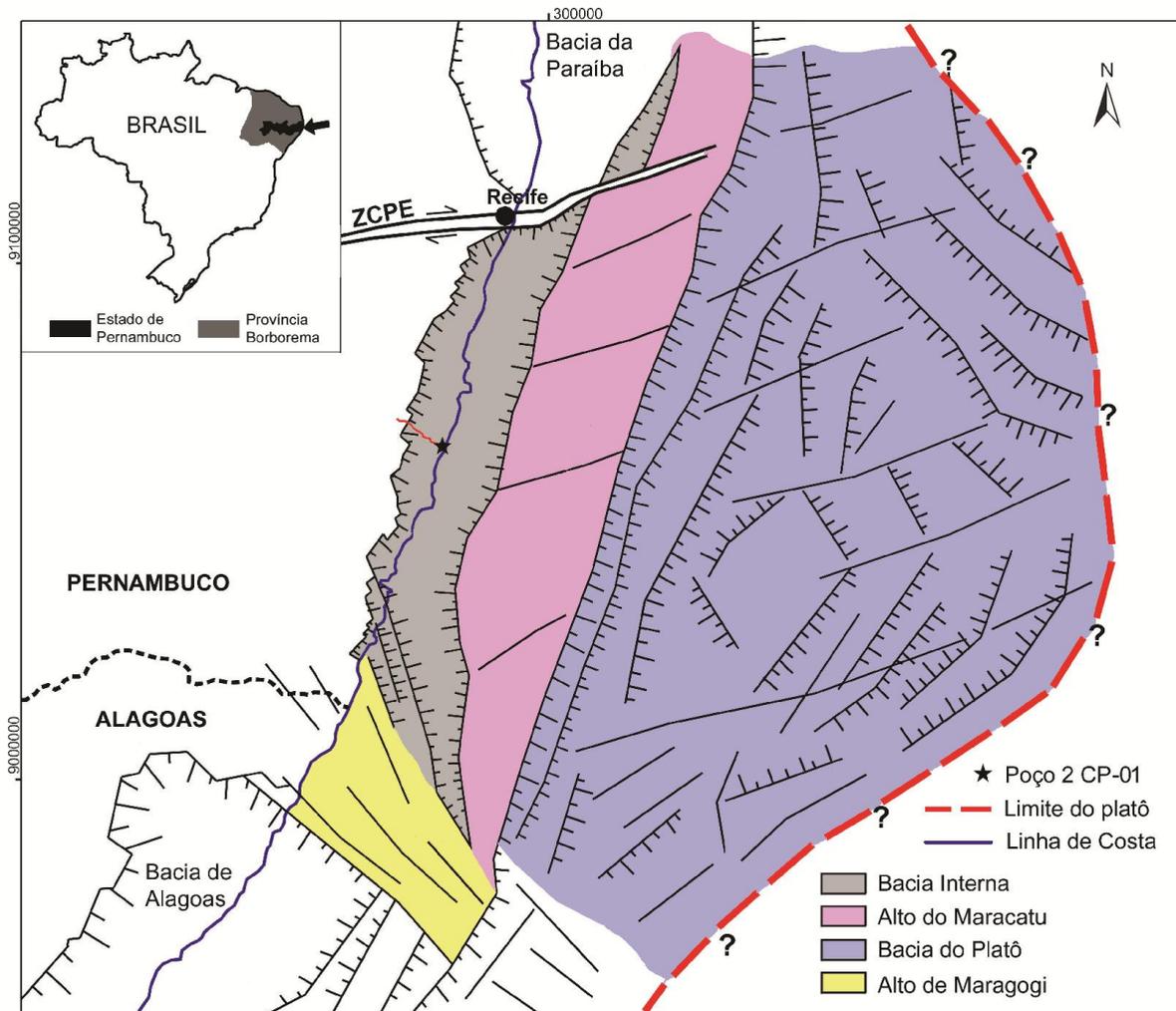


Figura 2 - Mapa esquemático da Bacia de Pernambuco mostrando os seus domínios estruturais: A Bacia Interna; O Alto do Maracatu, que forma uma charneira entre a ZCPE e o Alto de Maragogi; e a região profunda formada pela Bacia do Platô (Modificado de Maia et al., 2012).

## 2 – JUSTIFICATIVA

É importante salientar que mesmo apresentando um importante potencial petrolífero (Gomes, 2005; Barbosa & Lima Filho, 2006) a Bacia de Pernambuco não apresenta o mesmo grau de conhecimento verificado para as bacias vizinhas, como a Bacia de Alagoas ou a Bacia Potiguar. Exemplo desse processo é a completa ausência de poços estratigráficos na região offshore da bacia. Um dos aspectos importantes e ainda carente de investigações é a caracterização das sequencias sedimentares que preenchem a Bacia do Platô, além da determinação de sua extensão (Barbosa & Lima Filho, 2005; Lima Filho et al., 2005; Barbosa & Lima Filho, 2006). Apesar da carência de conhecimento geológico, e de haver ainda poucos estudos neste sentido, importantes pesquisas

geológicas e geofísicas foram desenvolvidas para verificar o potencial petrolífero da bacia, estes foram financiados pela ANP (2002-2003) e pela PETROBRAS (UFPE 2006-2007).

Os estudos pioneiros que levantaram dados importantes sobre essa região, e apontaram as informações mais gerais que tem sido utilizadas como referência até os dias atuais (Rand, 1976; Rand, 1977, Rand, 1985; Fainstein & Milliman, 1979; Alves & Costa, 1986; Mello et al., 1988; Gomes, 2005, Almeida et al., 2005; Barbosa et al., 2008). Estes trabalhos provaram que a natureza do Platô de Pernambuco é uma região de bacia formada sobre crosta continental estirada e com importante potencial petrolífero.

Seguindo a demanda por informações que possam auxiliar o desenvolvimento econômico da região, este estudo pretende fornecer mais subsídios a compreensão regional da bacia, identificando possíveis áreas de interesse e a relação dessas áreas com a gênese da bacia.

A partir dos anos 2000 a Bacia de Pernambuco tem atraído interesse exploratório, com a compra de três blocos exploratórios em 1996, e mais recentemente a aquisição de mais quatro blocos em 2013. Estes investimentos só se tornaram realidade a partir do fomento realizado pela ANP com o desenvolvimento de pesquisas que revelaram o potencial da região.

## **2.1 - OBEJTIVOS GERAIS**

Realizar uma investigação geofísica integrada (dados sísmicos de reflexão 2D e dados potenciais) com o intuito de prover uma atualização dos conhecimentos sobre o contexto regional da Bacia de Pernambuco, incluindo as regiões onshore e offshore com ênfase na transição crustal, continente oceano, que delimita o platô.

O presente trabalho também pretende avaliar informações fornecidas por estudos recentes que tem apontado revisões na interpretação evolutiva da bacia (Maia, 2012), com repercussões no contexto tectônico, estratigráfico e petrolífero.

## **2.2 – OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- 1 - Realizar interpretações regionais de dados sísmicos disponíveis sobre a região do platô (linhas sísmicas 2D regionais);
- 2 - Obtenção de mapas do contorno do embasamento, a partir de dados geofísicos potenciais (Gravimetria e Magnetometria), e dos dados sísmicos disponíveis;
- 3 – Realizar estimativa da espessura da cobertura sedimentar sobre os vários domínios da bacia;

- 4 – Realizar a modelagem de quatro perfis 2D regional (com base na interpretação sísmica e na modelagem de dados potenciais) com o objetivo de determinar o comportamento crustal regional ao longo do perfil da bacia;
- 5 - Determinar os limites Platô de Pernambuco com base na interpretação do limite de crosta continental estirada.

### **3 – CONTEXTO GEOLOGICO DA BACIA DE PERNAMBULCO**

A Bacia de Pernambuco está implantada sobre o Maciço ou Terreno Pernambuco-Alagoas, onde o mesmo é composto por complexos Granítico-Migmatíticos de idade Paleoproterozóica com retrabalhamento no Meso e Neoproterozóico, e por intrusões de corpos ígneos graníticos Neoproterozóicos (Van schmus, 2003) (Fig. 3).

A Bacia de Pernambuco apresenta em sua faixa costeira uma sucessão sedimentar principalmente composta por depósitos do Aptiano e do Albiano. Os depósitos destas idades foram inicialmente descritos como pertencentes a uma única formação geológica denominada de Formação Cabo (Lima Filho, 1998). A bacia também apresenta rochas vulcânicas (intrusões, derrames e fluxos de detritos), relacionadas a um evento magmático datado em torno de 102 M.A, que compõem a Suite Mágmatice Ipojuca (Sial et al., 1988; Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003).

Em termos exploratórios na Bacia de Pernambuco podemos destacar a perfuração do poço 2 CP-01-PE, em 1980, realizado pela PETROBRAS. Esta sondagem localizada na Praia do Cupe, atravessou 2.980 m de rochas sedimentares e não atingindo o embasamento neste ponto da faixa costeira (Lima Filho et al, 2006).

A Bacia de Pernambuco apresenta na faixa costeira, uma coluna sedimentar composta por rochas que vão desde o Aptiano até o Santoniano? (Maia, 2012) além de coberturas paleógenas e neógenas (Lima Filho, 1998). Há também a ocorrências de rochas vulcânicas e plutônicas (Granito do Cabo), relacionadas ao evento magmático citado anteriormente datado em 102 M.A, que compõem a Suite Mágmatice Ipojuca (Sial et al., 1988; Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003).

Estudos recentes comprovaram que a bacia apresenta um rift estreito, paralelo ao eixo de abertura da mesma, que formou uma bacia interna (Lima Filho, 1998; Barbosa et al., 2008; Barbosa et al., 2009), separada da bacia do platô por um alto estrutural externo denominado Alto do Maracatu (Lima Filho et al., 2005; Almeida, 2005; Barbosa & lima Filho, 2006; Barbosa et al., 2008; Maia et al., 2011; Maia, 2012) (Fig. 2).

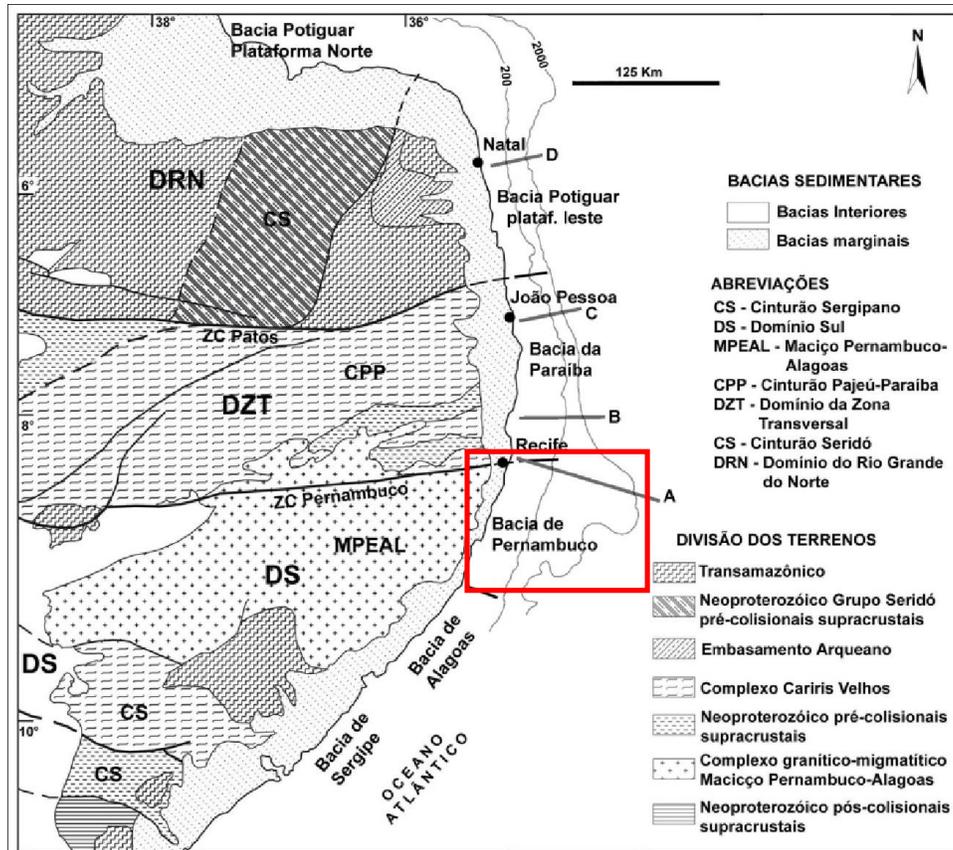


Figura 3 – Distribuição esquemática dos principais domínios estruturais que formam a Província Borborema (Modificado de Van Schmus et al., 2003). O retângulo vermelho delimita os domínios da Bacia de Pernambuco, incluindo a região plataforma e seu platô.

### 3.1 – EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DE PERNAMBUCO

Assim como as demais bacias da margem continental Brasileira a Bacia de Pernambuco se originou a partir da abertura do Oceano Atlântico durante o processo de quebra do super continente formado pela união da América do Sul com a África. Foi a região entre a Bacia de Pernambuco e a Paraíba a ser última região afetada pela reativação da plataforma da Sulamericana (Rand & Mabesoone, 1982).

A região do Platô apresenta em sua parte central elevações de um embasamento que foi produzido a partir de um evento magmático o qual deu origem ao soergimento deste embasamento. Além disso, há também uma estrutura alongada de direção N-S (Figura 2), situada a leste do Alto Maracatu que recebeu o nome de Alto Gaibu (Lima Filho, 1998). As falhas existentes na Bacia de Pernambuco serviram também em alguns casos como fatores limitantes da bacia, por exemplo, a ZCPE limita a norte da bacia sendo isso comprovado pelas diferenças tectônicas

existentes entre as Bacias de Pernambuco e Paraíba, pois, a partir da ZCPE, para norte, a margem continental assume um comportamento bem diferente, caracterizado por uma plataforma elevada e estreita com uma quebra abrupta e um talude íngreme (Barbosa & Lima Filho, 2005; Lima Filho et al., 2005; Barbosa & Lima Filho, 2006).

É importante mencionar também que na sua porção Sul a bacia é limitada pelo Alto de Maragogi (Lima Filho, 1998). O Alto de Maragogi aflora na região onshore na divisa de Pernambuco e Alagoas sendo representados pelos afloramentos de granitos. Na borda norte do Alto Maragogi foi observado sucessão sedimentar da Bacia de Pernambuco, além de falhas normais na direção NW-SE e NE-SO alinhadas com a direção geral do Alto (Lima Filho, 1998). Barbosa & Lima Filho (2005) propuseram um modelo da evolução estrutural para Bacia de Pernambuco (Fig. 4) que segue a seguinte ordem cronológica:

- I. Ocorrência de movimentos dextrais gerando um rifte com extensões até a ZCPE, que teria ocorrido no Barremiano.
- II. No Aptiano esforços de mesma direção porém de sentidos contrários, fizeram com que o rifte gerado anteriormente se estendesse além dos limites da ZCPE, tendo sido interrompido pela sub bacia Olinda.
- III. No Albiano os esforços extensionais continuaram e além deles ocorreu também um evento magmático datado em 102 Ma Ipojuca (Sial et al., 1988; Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003) o qual foi limitado pela ZCPE
- IV. Entre o Turoniano e o Santoniano ocorreu o estiramento da Bacia do Platô, além disso, é possível destacar depressões provocadas pela subsidência de blocos que foram preenchidos por sedimentos cretácicos que alcançaram até a região a norte da ZCPE, na sub-bacia Olinda da Bacia da Paraíba (Lima Filho, 1998; Tavares Junior, 2008).
- V. No Turoniano houve eventos epirogenéticos os quais foram responsáveis por erosão que atingiu sedimentos provenientes da fase rifte, bem como rochas magmáticas de Ipojuca.

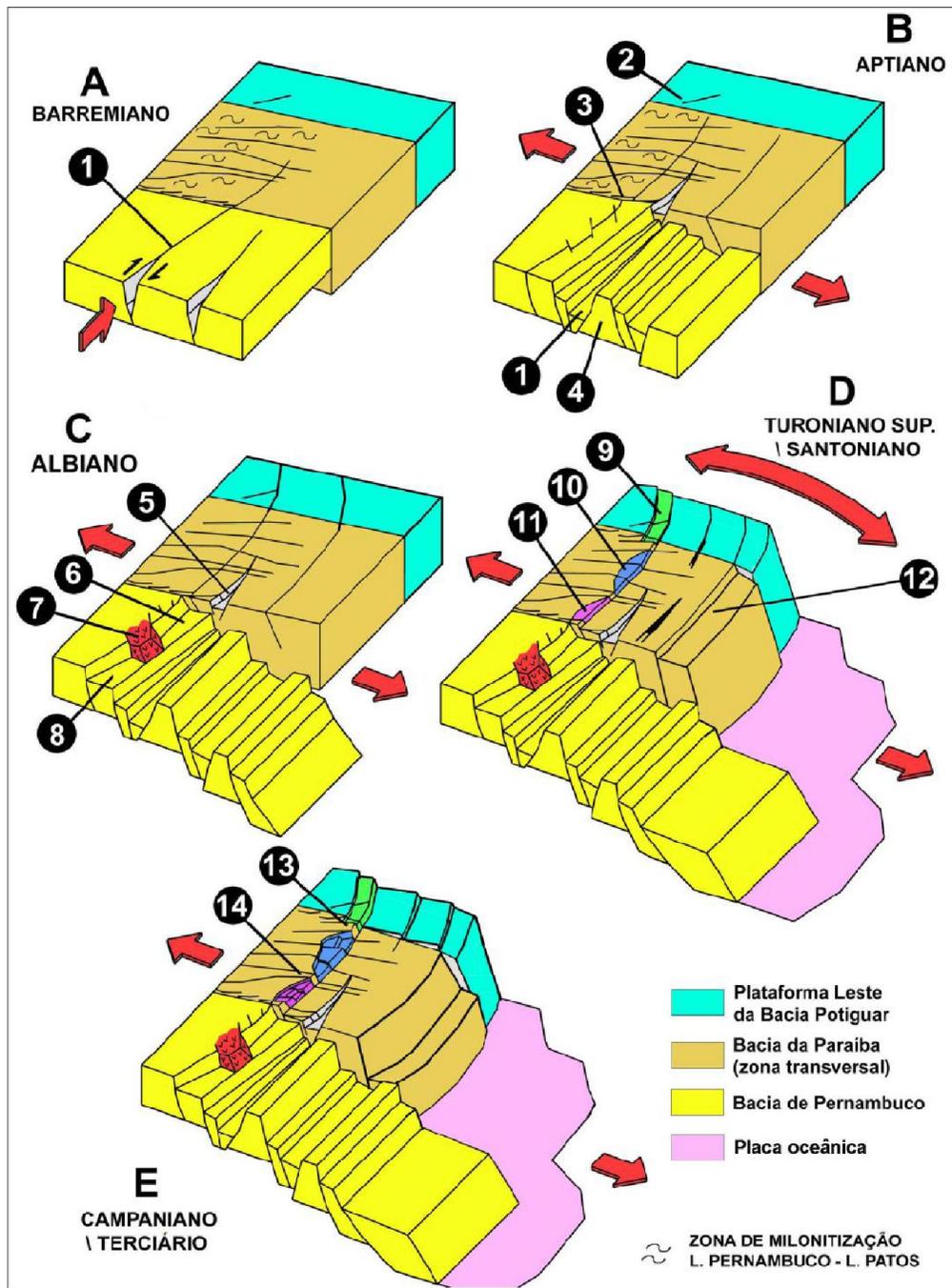


Figura 4 – Modelo esquemático da evolução da Bacia de Pernambuco, ao sul da ZCPE, e da Bacia da Paraíba ao norte. 1-Rifte do Cupê, 2-Zona de Cisalhamento Patos, 3-Zona de Cisalhamento Pernambuco, 4-Alto de Maracatú, 5-Gráben de Olinda, 6- Gráben de Piedade, 7-Granito do Cabo de Santo Agostinho, 8-Gráben do Cupê, 9-Subbacia de Canguaretama, 10-Subbacias Alhandra/Miriri, 11-Sub-bacia Olinda, 12- Talude da Bacia da Paraíba, 13-Alto de Mamanguape, 14-Alto de Goiana. (A partir de Barbosa & Lima Filho, 2005 e Lima Filho *et al.*, 2005).

### 3.2 – ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PERNAMBULCO

As informações acerca da estratigrafia da Bacia de Pernambuco são limitadas na região *offshore*, devido a completa ausência de poços nesta região, o conhecimento desta porção é oriundo de dados geofísicos, métodos potenciais e de linhas sísmicas 2D (Maia, 2012). Alguns trabalhos pioneiros propuseram cartas estratigráficas para a região em estudo, destacadamente Feijó (1994), e posteriormente Córdoba *et al* (2007). No entanto, apesar das evidências, estes trabalhos reúnem em uma única carta estratigráfica as bacias marginais de Pernambuco, da Paraíba e a plataforma de Natal, que representam áreas marcadamente diferentes em termos de evolução tectônica e preenchimento sedimentar (Barbosa, 2007; Barbosa & Lima Filho, 2006). Porém com o avanço do conhecimento sobre a geologia da região, Maia (2012) apresentou importante trabalho de revisão da estratigrafia da Bacia de Pernambuco, e apresentou uma nova carta estratigráfica, considerando apenas a Bacia de Pernambuco e suas evolução geológica (Fig. 5).

A cerca de 102 Ma houve um evento magmático que foi responsável pela formação de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas (riolitos, basaltos, traquitos, traquiandesitos, ignimbritos) e por uma ocorrência conhecida de rocha plutônica, o Granito do Cabo (Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003). Mais recentemente Maia (2012) descreveu a ocorrência de rochas piroclásticas e vulcanoclásticas na região costeira da bacia. Estas rochas, apesar de abundantes na bacia ainda não haviam sido alvo de estudo específico.

Os trabalhos anteriores procuraram enquadrar as rochas de idade aptiano-albiano em uma única formação, denominada Formação Cabo (Alheiros, 1991 Lima Filho, 1998). Conforme a interpretação antiga, a Formação Cabo seria composta por sistemas de leques aluviais, e as diferentes variações de rochas siliciclásticas observadas na bacia estariam relacionadas às fácies proximal, mediana e distal deste sistema.

No entanto trabalhos recentes encontraram indícios que as fácies sedimentares observadas em afloramentos e através da perfuração do poço 2 CP permitem caracterizar a ocorrência de mais de uma formação geológica (Barbosa et al., 2009). Inicialmente, Barbosa et al. (2009) dividiu a antiga Formação Cabo, deixando o termo apenas para os depósitos associados aos sistemas aluviais caracterizados por conglomerados e arenitos grossos, de idade aptiana. Para os depósitos de planície de inundação e depósitos piroclásticos sindeposicionais de idade albiana estes autores propuseram uma nova formação denominada de Formação Suape (Fig. 5). Posteriormente Maia (2012), e Maia et al., (2012), verificaram a ocorrência de uma outra unidade estratigráfica, de idade neo-albiano, que conteria indícios de influência marinha, apesar da dominância siliciclástica, e que representaria

a primeira unidade transicional da sequencia contida na faixa costeira. Esta nova unidade recebeu o nome de Formação Paraíso.

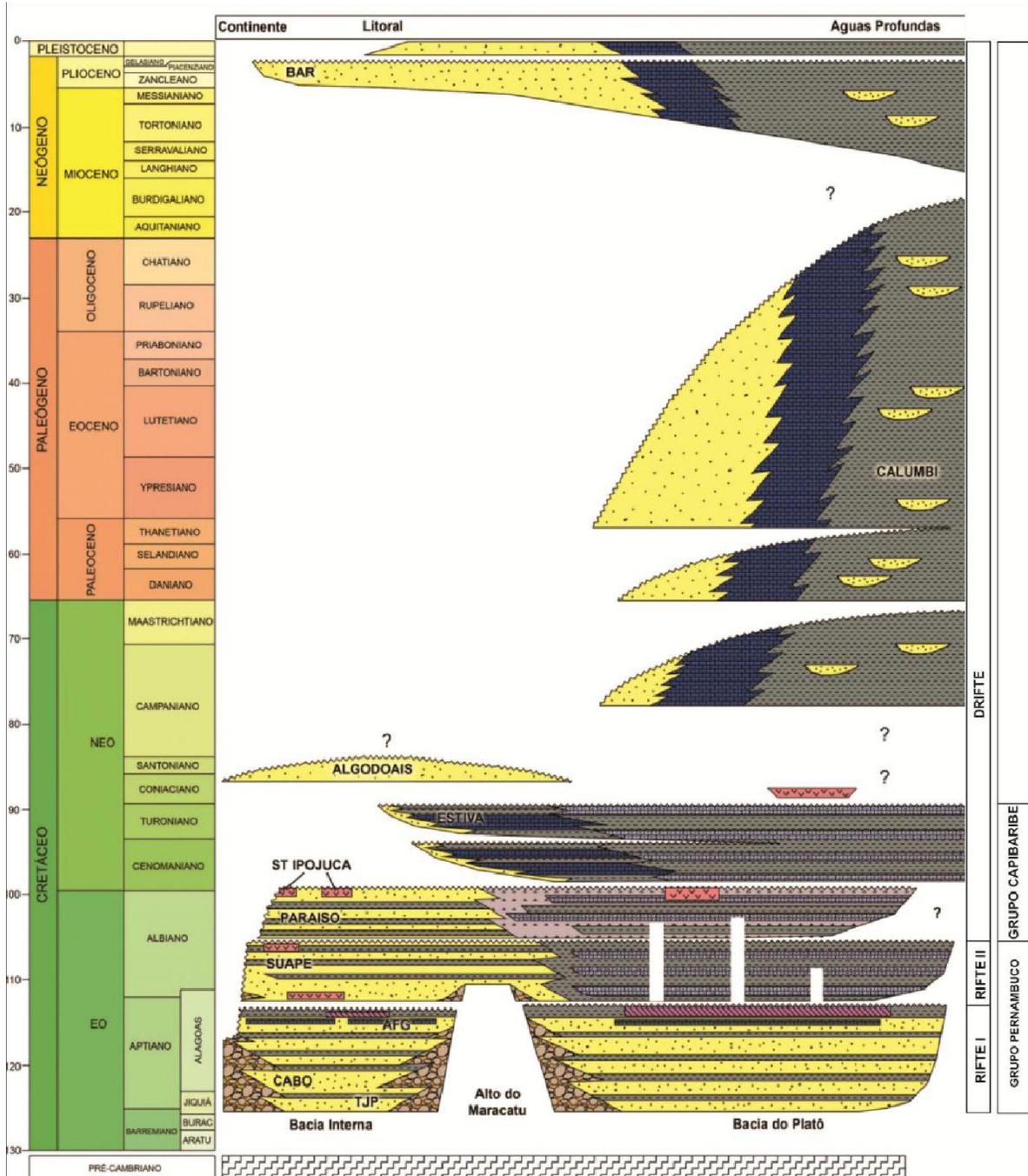


Figura 5 – Carta Estratigráfica da Bacia de Pernambuco. O posicionamento das rochas evaporíticas na bacia do platô tem como base o trabalho de Barbosa *et al.*, (2008). O posicionamento de eventos de vulcanismo mais antigo do que a SMI, e de deposição evaporítica na bacia interna se baseiam na interpretação de feições vulcânicas na região do platô. (Maia, 2012).

Desta forma, a sucessão sedimentar siliciclástica da bacia foi dividida em três formações, cada uma associada a uma das etapas de desenvolvimento tectono-sedimentar da bacia. As formações Cabo (Aptiano) e Suape (Albiano Inferior) estão associadas a uma primeira fase ríftica da bacia, enquanto que a Formação Paraíso (Albiano Superior) representa a primeira sequência da fase pós ríftica (Maia, 2012). Esta autora sugeriu que o ríftico na região da Bacia de Pernambuco teria se prolongado até o Albiano.

A partir de Maia (2012), temos a seguinte proposição para a coluna estratigráfica da Bacia de Pernambuco, a partir das informações acessadas principalmente para a região da Bacia interna, região da faixa costeira da bacia:

A Formação Cabo apresenta um domínio de sistemas de leques aluviais, tendo sido estes provavelmente formados por um sistema de drenagem radial associado a rápida abertura de grabens durante a fase ríftica de idade aptiana. Maia (2012) e Maia et al. (2012) identificaram indícios de sedimentação evaporítica no topo desta sucessão. Estas informações sugerem que na região da bacia interna pode ter ocorrido sedimentação evaporítica de idade neo-Alagoas, que seria correlata a formação de evaporitos em outras bacias marginais brasileiras. Devido a clara ausência de influência marinha na bacia interna nesse período, presume-se que estes evaporitos tenham origem lacustre.

A Formação Suape apresenta idade Eo a meso-Albiana e guarda evidências de pulsos tectônicos, que estariam associados a uma segunda fase de rifteamento da bacia. A formação apresenta uma tendência de granodecrescência ascendente com a deposição de arenitos finos e folhelhos formados através de um sistema fluviu-lacustre (Maia, 2012). A formação Suape foi depositada ao mesmo tempo em que a bacia foi afetada por um evento magmático de grande porte, que ficou registrado em toda a região da faixa costeira. Ocorrem derrames, diques e soleiras de rochas vulcânicas. Com o intenso vulcanismo a Formação Suape é caracterizada pela intercalação de rochas sedimentares com rochas piroclásticas e vulcanoclásticas.

A Suíte Magma Ipojuca, inclui o granito do Cabo assim como uma série de rochas vulcânicas (traquitos, riolitos, basaltos, traquiandesitos).

A Formação Paraíso de idade Neo-Albiana contém depósitos continentais terrígenos. Contudo, a observação de linhas sísmicas na região da faixa costeira mostra que esta unidade está separada da Formação Suape por discordância e esta apresenta influência marinha, como a presença de palinoforaminíferos (Maia, 2012).

Acima da formação Suape, e separada desta por discordância ocorre a Formação Estiva, composta por calcários bioclásticos, dolomitos arenitos calcíferos e margas. Esta formação tem

idade cenomaniana-turoniana, e representa o primeiro registro francamente marinho na região da atual bacia costeira (Lima Filho, 1998).

Capendo as Formações cretácicas ocorrem depósitos fluviais ainda sem idade definida, os quais receberam a denominação de Formação Algodois (Lima Filho, 1998). Estes depósitos são caracterizados por sedimentos aereo-argilosos, contendo níveis de caulim. Além dos depósitos da Formação Algodois ocorrem também depósitos da Formação Barreiras, de idade plio-Pleistocênica (Alheiros & Lima Filho, 1991). A ocorrência da Formação Barreiras na bacia de Pernambuco é bastante reduzida, evidenciando talvez a ação de eventos de soerguimento e denudação tardios responsáveis pela não deposição, ou pela remoção desses depósitos da bacia.

### 3.3 - GEOLOGIA DO PLATÔ DE PERNAMBUCO

O Platô de Pernambuco está completamente inserido na porção *off-shore* da Bacia de Pernambuco tendo sido o mesmo descrito pela primeira vez por Liandrat *et al* (1989). Neste estudo através de aeromagnetometria o autor apontou para a existência de uma sub-bacia, denominada de Platô de Pernambuco, pelo fato de haver um baixo magnético o qual tem um formato quase triangular. Este autor também sugeriu a possibilidade de que esta área poderia abrigar hidrocarbonetos.

Os estudos na região *offshore* da bacia têm se concentrado na região central e distal dessa feição devido ao fato de haver sobre esta maior numero de levantamentos geofísicos. Até algumas décadas atrás, essa região apresentava-se como desinteressante do ponto de vista exploratório, tendo esse *status* sido modificado a partir da realização de vários estudos: Rand (1967, 1977, 1985), Rand *et al* (1982 e 1990), Brito Neves (1982), Liandrat *et al* (1989), (Fainstein & Milliman 1977; Matos, 1999), Alheiros (1987), Alheiros *et al* (1989), Lima Filho *et al.* (1998 e 2005) dentre outros.

Segundo (Fainstein & Milliman 1977) através de dados de sísmica, concluíram que a Bacia do platô foi muito influenciada por vulcanismo que contribuíram para o estiramento da crosta continental na região. A bacia é dominada por zonas de cisalhamento continentais as quais são consequência de orogenias na região, além disso, as idades de rochas oriundas do platô indicam que o mesmo se encontra sobre o pré-cambriano (Fainstein & Milliman 1977; Matos, 1999). Foi sugerido também a existência de corpos vulcânicos com um alto valor de assinatura magnética bem como regiões com baixos valores magnéticos, nestas regiões de baixos valores foi sugerida como sendo locais com acumulação de sedimentos (Fainstein & Milliman 1977).

Baseados em estudos sismo-estratigráficos Alves e Costa (1986) mostraram uma sequência sedimentar composta por quatro unidades deposicionais os quais foram separados por eventos erosivos (Fig.6). Segundo esses autores, a sequência sedimentar seria composta por quatro unidades deposicionais (I, II, III e IV), separadas por eventos erosivos representados na (Fig.6) pelas discordâncias regionais D0, D1, D2, D3. A descrição dessas etapas estão sumarizadas abaixo.

Na fase de rifteamento do continente (Unidade I), grabens teriam sido preenchidos por arenitos terrígenos intercalados com folhelhos, siltitos e ocasionalmente conglomerados aparentemente erodidos no final do ciclo sedimentar. A deposição teria ocorrido entre o Neocomiano e o Aptiano.

A segunda sequência (Unidade II) transgressiva possivelmente de calcarenitos e calcilutitos de idade Albiana-Paleocênica, correspondente à fase carbonática das bacias marginais brasileiras. Acredita-se que a unidade dois tenha sofrido duas fases de preenchimento sedimentar os quais foram: Uma fase erosiva é vista através um profundo canal preenchido por sedimentos regressivos de características turbidíticas (Unidade III). A segunda (Unidade IV) parece ter erodido e nivelado toda a superfície do Platô, servindo de substrato para a sequência IV.



Figura 6 - Coluna Estratigráfica proposta para a região do Platô de Pernambuco. (Modificado de Alves & Costa, 1986).

Mabesoone & Alheiros (1988) consideraram a região do Platô de Pernambuco como uma província tectônica da Bacia de Pernambuco, composto essencialmente por crosta continental, conforme proposto por Alves & Costa (1986), entretanto estudos recentes mostram que a mesma se comportou de forma plástica tendo como consequência uma crosta continental estirada Silva (2008) não se conhecendo atualmente a extensão dessa crosta continental estirada.

Interpretações Sísmicas feitas por Gomes (2005), mostram que a porção *off-shore* da Bacia de Pernambuco tem uma crosta continental distendida, dando origem a uma geometria que pode ser consequência de zonas de cisalhamento sub-horizontais ao longo da bacia. A integração de métodos Magnetométrico, Gravimétrico e Sísmico permitiu uma avaliação mais detalhada no que se relaciona aos corpos vulcânicos existentes no Platô de Pernambuco Silva (2008). Alguns padrões estruturais observados por meio da sísmica apontam o Platô de Pernambuco como uma área promissora para exploração de hidrocarbonetos, devido os corpos vulcânicos estudados serem potencialmente promotores de formas de trapeamento, devido às deformações causadas nas rochas sedimentares circundantes Silva (2008).

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho foi desenvolvido a partir das etapas descritas abaixo:

- 1 – Levantamento de toda a informação e literatura pertinente a evolução da Platô de Pernambuco;
- 2 – Formação de um banco de dados de sísmica de reflexão (linhas 2D regionais) e de levantamentos potenciais (Gravimetria e Magnetometria), da região onshore, offshore . Este banco de dados inclui dados disponíveis no Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP - ANP), dados levantados por instituições de pesquisa na região onshore da bacia e dados de levantamentos de satélite (GRACE e TOPEX);
- 3 – Processamento e modelagem dos dados os quais foram feitos usando o Oasis Montaj 7.0.0
- 4 – Interpretação dos dados sísmicos utilizando o Kingdom software, criação de mapas de contorno regional do embasamento, e mapas de isopacas da cobertura sedimentar;
- 5 – Modelagem dos dados a partir de perfis 2D, ajustando as curvas gravimétrica e magnetométricas integradas com a interpretação das seções sísmicas;
- 6 – Elaboração do modelo isostático com base na integração dos dados, e elaboração do modelo de domínios e de transição crustal.

A prospecção geofísica tem como base a investigação, por meios indiretos, de feições da subsuperfície através de campos Magnéticos e Gravimétrico no caso dos métodos potenciais e na propagação de ondas mecânicas para o caso do método sísmico (Kearey et al,2009; Luiz & Silva, 1995; Parasnis, 1979). Na prospecção de petróleo e gás é importante determinar o contorno estrutural do embasamento das bacias sedimentares, pois o mesmo pode influenciar a existência de baixos e depocentros que representam aspectos importantes do ponto de vista do sistema petrolífero e que podem ser detectados por meio de métodos geofísicos.

Um dos fatores que determinou a escolha dos métodos Gravimétrico e Magnetométrico foi o fato de que estes se constituírem em boas ferramentas para a determinar alterações ocorridas no topo do embasamento relacionadas a estruturas (dobras e falhas) que deslocam os sedimentos depositados, podendo ocasionar a presença de armadilhas favoráveis à acumulação de petróleo e gás (Fossen, 2012). Como a cobertura sísmica disponível ainda é pobre, o uso dos dados potenciais é crucial para a calibração dos dados e a complementação das interpretações.

Isto se torna possível devido às rochas sedimentares apresentarem, em geral, densidade e susceptibilidade diferentes que as rochas do embasamento cristalino. Na identificação de camadas arqueadas por presença de domos de sal (trapas), esses métodos também se mostram bastante eficientes. Na Gravimetria verifica-se um contraste de densidade devido à baixa densidade dessas litologias e na magnetometria esses corpos apresentam, em geral, susceptibilidade menor que a da rocha encaixante.

Os dados potenciais obtidos por meio de levantamentos feitos por missões espaciais, através de satélite (GRACE e TOPEX), totalizaram 8632 estações gravimétricas e 952 estações magnetométricas. Ao todo foram estudadas 4 linhas sísmicas 2D, de caráter regional (Fig. 7). Nestas linhas foram interpretadas a posição do embasamento, a separação entre a sequência cretácica e a sequência cenozóica, bem como estruturas importantes como falhas e dobras. Quatro linhas de maior extensão foram escolhidas para a realização dos perfis geofísicos, isto permitiu confrontar a interpretação do contorno do embasamento com o comportamento dos sinais magnéticos e gravimétricos. A Figura 7 mostra a área de estudo com o posicionamento das linhas sísmicas utilizadas. As linhas sísmicas 1, 2, 3 e 4 (Fig.7), representam as linhas sobre as quais foram criados os perfis geofísicos.

Atualmente há na região em estudo blocos exploratórios que foram adquiridos nas rodadas 9 e 11 de leilões da ANP, e que estão sob concessão para empresas petrolíferas o que indica que a bacia tem um potencial exploratório.

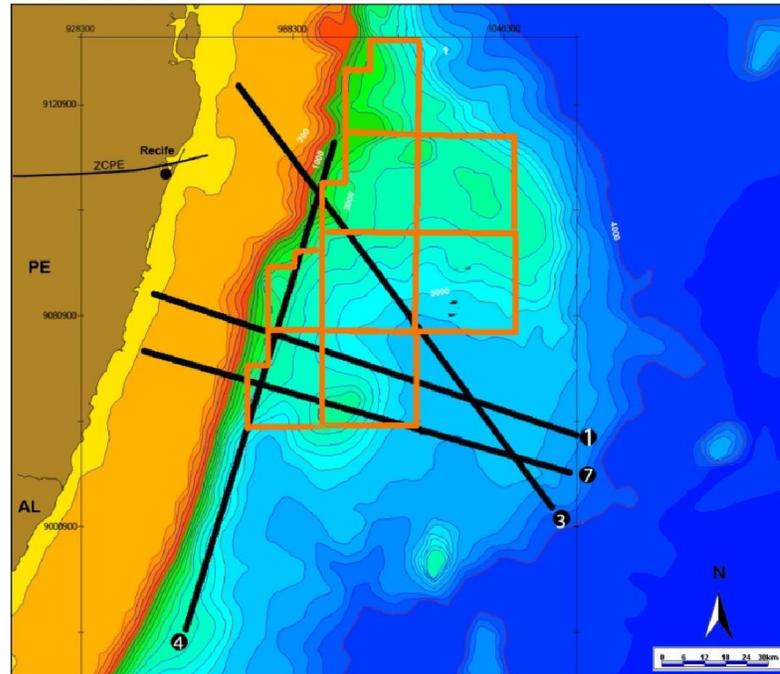


Figura 7 - Bacia de Pernambuco, com a posição das 4 linhas sísmicas utilizadas neste estudo e em laranja a posição dos blocos exploratórios atualmente sob controle de empresas petrolíferas na região do Platô de Pernambuco.

#### 4.1 MÉTODO MAGNÉTICO

Os métodos potenciais são métodos que podem ser estudados a partir da obtenção dos campos magnético e de gravidade de uma determinada região de interesse. Em geral esses métodos são utilizados para prospecção de recursos naturais sendo usados em conjunto, pois se complementam. A magnetometria tem como objetivo investigar a geologia com base nas anomalias do campo magnético da terra resultantes das propriedades magnéticas das rochas em subsuperfície (Kearey et al,2009), com fins científicos e econômicos. O comportamento magnético dos materiais foi primeiro observado pelos Chineses e Gregos, séculos a.C ( Halliday *et al*, 2007). A ideia de que o interior da terra funciona como ímã foi apresentado por William Gilbert em seu livro De Magnete por volta do ano 1600 (Luiz & Silva, 1995; Parasnis, 1979).

Atualmente a teoria que melhor explica a origem do campo magnético da terra é a teoria do dínamo proposta por Walter Maurice Elasser e Sir Edward Bullard em 1940. Segundo esta teoria o campo magnético terrestre é gerado por conta da movimentação dos fluidos composto por ferro (Fe) e níquel (Ni) e outros elementos no núcleo externo da terra (Luiz & Silva, 1995), além disso, as variações do campo são explicadas através desta teoria. O campo magnético terrestre que é um campo de dipolo magnético (Figura 9) faz um ângulo de aproximadamente  $11,5^\circ$  em relação ao eixo

de rotação da terra. Existe um momento dipolar magnético  $\mathcal{M}$  associado ao campo, onde  $\mathcal{M} = 8,0 \times 10^{22} \text{ J/T}$  ( Halliday *et al*, 2007).

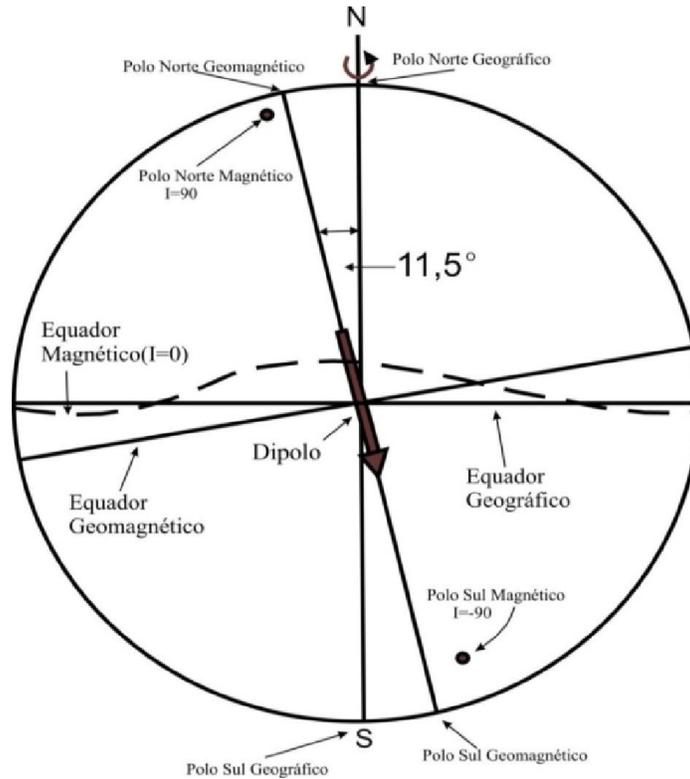
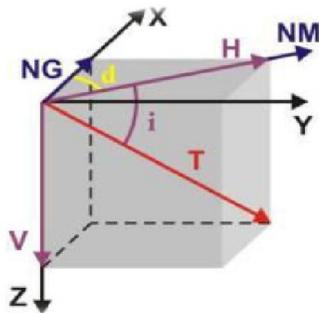


Figura 8 - Representação esquemática do dipolo cujo campo é aproximação do campo magnético terrestre (Luiz & Silva, 1995).

O campo geomagnético é mais complexo quando comparado com o campo gravitacional, pois há variações de magnitude em diferentes latitudes, longitudes e tempo. Para descrever o campo geomagnético iremos recorrer a uma representação geométrica na qual o vetor campo total é representado por  $\vec{T}$ , a componente vertical é representado por  $\vec{V}$  e a componente horizontal é dada por  $\vec{H}$  conforme mostra a Figura 9.



NG	Norte geográfico
NM	Norte magnético
T	Vetor campo total
H	Componente Horizontal do Campo magnético
V	Componente Vertical do Campo magnético
D	Declinação magnética
I	Inclinação magnética

Tabela 1 - Representação geométrica do campo magnético terrestre e seus elementos.

Figura 9 - Representação geométrica do campo magnético terrestre e seus elementos. Fonte: Silva, 2006.

Partindo da representação geométrica do campo geomagnético podemos obter as seguintes relações demonstradas nas equações abaixo:

$$T^2 = H^2 + Z^2 \text{ (eq. 1)}$$

$$H^2 = X^2 + Y^2 \text{ (eq. 2)}$$

$$T^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \text{ (eq. 3)}$$

$$H = T \cos I \text{ (eq. 4)}$$

$$X = H \cos D \text{ (eq. 5)}$$

$$Y = H \sin D \text{ (eq. 6)}$$

$$Z = T \sin I \text{ (eq. 7)}$$

$$I = \arctg \frac{Z}{H} \text{ (eq. 8)}$$

$$D = \arctg \frac{Y}{X} \text{ (eq. 9)}$$

O campo magnético terrestre varia com o tempo, existem, portanto as variações lentas ou seculares, também as variações rápidas ou diurnas e variações ocorridas por conta de tempestade magnéticas. As variações seculares são atribuídas a movimentos internos da Terra e supostamente estariam associadas à distribuição interna de tensões mecânicas, às correntes de convecção e à distribuição interna do gradiente térmico (Dobrin, 1976).

As variações diurnas é a principal mudança de pequeno intervalo de tempo do campo da terra, com um período de vinte quatro horas (Fowler, 1990). Elas ocorrem também em função da latitude do local e do tempo, com um dia magneticamente calmo apresentando variações de intensidade média na ordem de 30nT, e um dia conturbado, acima de 100nT (Dobrin, 1976; Luiz & Silva).

As tempestades magnéticas também contribuem para variações do campo magnético terrestre. Este fenômeno se da por conta de um distúrbio que ocorre quando há erupções solares com ejeções maciças de massa da coroa solar e um grande fluxo de radiação emitida pelo Sol atinge a terra. São perturbações bruscas e de grandes proporções no campo magnético, as quais durante as tormentas podem produzir variações superiores a 1000 nT, com duração aleatória, variando de segundos a dias.

As propriedades magnéticas dos materiais podem ser entendidas como uma consequência do movimento dos elétrons ou movimento de spin destes elétrons que compõem a matéria

(Mendiratta,1984, White, 1999). Toda matéria é constituída por átomos e cada átomo é constituído por um núcleo e eletrosfera na qual há elétrons em movimento. Como consequência do movimento dos elétrons surge às chamadas correntes atômicas. Existem pelo menos dois tipos de correntes elétricas, as correntes convencionais que consistem no movimento de elétrons livres ou íons carregados e as correntes atômicas que iremos considerar como sendo “circulatória”.

Como se sabe em ambos os casos o movimento da carga gera um campo magnético ( Reitz *et al*, 1982,White, 1999).

Os materiais magnéticos são caracterizados por um momento de dipolo magnético por unidade de volume (magnetização ou campo induzido), sendo dado pela equação 10, onde  $M$  é magnetização,  $m$  é a massa do dipolo e  $\Delta V$  é o volume.

$$M = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta V} \sum_i m_i \quad (\text{eq. 10})$$

Existe uma grande classe de matérias onde há uma relação aproximadamente linear entre a imantação ou magnetização  $M$  e o campo magnético  $H$ , quando o material é considerado isotrópico e, além disso, dispomos de uma constante de magnetização conhecida como suscetibilidade magnética ( $\chi_m$ ) que representa a capacidade de um material em se magnetizar estando o mesmo na presença de um campo magnético, Isto é dado por:

$$M = \chi_m H \quad (\text{eq. 11})$$

Se o material não for isotrópico a magnetização  $M$  será regida pela equação 12, este é o caso mais real pelo fato. Além disso, a relação linear entre a magnetização  $M$  e o campo  $H$  está ligada a outra relação linear entre o campo indução magnética  $B$  e o campo magnético indutor  $H$  acompanhados de outra constante chamada de permeabilidade magnética do meio ( $\mu$ ) mostrada na equação 13 e 14 ( Reitz *et al*, 1982, Tipler *et al*, 2006, Luiz & Silva, 1995).

$$M = \chi_m H_x + \chi_m H_y + \chi_m H_z \quad (\text{eq. 12})$$

$$B = \mu H \quad (\text{eq. 13})$$

$$\mu = \mu_0 (1 + \chi_m) \quad (\text{eq. 14})$$

A magnetização tem origem em uma escala atômica, por isso os elétrons consistem em dois tipos de movimentos, os de spin bem como o movimento na orbita do núcleo atômico. O resultado é

a produção de campo magnético. Todas as substâncias são verdadeiramente magnéticas no nível atômico e podem ser dois tipos: Diamagnéticas e paramagnéticas. Materiais diamagnéticos ( $\chi_m < 0$ ) os elétrons estão completos na orbita do átomo, esses elétrons precessão quando submetidos a um campo externo tendo como resultado a criação de um campo opostos ao campo aplicado. No caso dos materiais paramagnéticos os orbitais atômicos estão incompletos, então cada átomo tem um momento magnético devido a devido ao spin dos elétrons desemparelhados, logo o material terá uma suscetibilidade magnética positiva ( $\chi_m > 0$ ) e consequentemente um campo Indução magnética B no mesmo sentido do campo externo.

Em alguns matérias paramagnéticos a interação entre os átomos é muito forte que mesmo na ausência de um campo externo, podemos ver a manifestação do magnetismo destes materiais (Fig.10). Neste grupo temos os ferromagnéticos, ferrimagnéticos e antiferromagnéticos. Os ferromagnéticos são aqueles que têm momentos magnéticos alinhados na ausência de campo externo, ou seja, os spins daquele átomo estão todos alinhados. Os ferrimagnéticos são aqueles onde não há uma total orientação, mas existe um campo resultante em alguma direção. E finalmente os antiferromagnéticos a resultante do campo é nula, pois os spins estão todos anteparalelos (Luiz & Silva, 1995). Todos esses processos ocorrem em uma rede ordenada de átomos chamada de rede cristalina dando origem a as paredes de domínios as quais são responsáveis pela manifestação externa do fenômeno magnético (Tarling 1983).

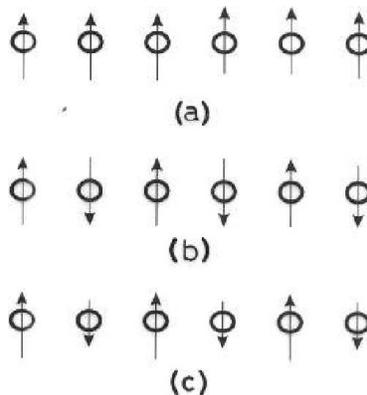


Figura 10 – Extraída de Roy (2007). Dipolos magnéticos nos (a) ferromagnéticos, (b) antiferromagnéticos e (c) ferrimagnéticos.

A consequência dos fenômenos citados anteriormente é o surgimento do campo magnético, o qual pode ser demonstrado ou medido através de um modelo matemático conhecido como potencial magnético que é regido pela equação 15. Suponha que  $M_x, M_y, M_z$  são componentes de M em algum ponto P(x,y,z), logo o potencial  $\phi$  em um ponto Q( $\xi, \eta, \zeta$ ) pode ser calculado conforme a equação:

$$\phi = \frac{1}{4\pi} \iiint [ M_x \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{r} \right) + M_y \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{1}{r} \right) + M_z \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{r} \right) ] dv \text{ (eq. 15)}$$

Onde  $dv$  é o elemento de volume do ponto (p) e

$$r^2 = (x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - \zeta)^2$$

Como o potencial magnético satisfaz a equação de Laplace e Poisson respectivamente nas regiões externas e internas de um volume que inclui material magnético nós podemos ter as seguintes relações:

$$\nabla B = 0 \text{ (eq. 16)}$$

$$\nabla^2 B = \nabla M \text{ (eq. 17)}$$

#### 4.2 MÉTODO GRAVIMETRICO

A método Gravimétrico está baseado na lei de Newton da gravitação universal, que teve sua teoria desenvolvida por Galileu Galilei (1590) e teve seu desenvolvimento matemático realizado por Isaac Newton (1687) (Luiz & Silva, 1995, Tsuboi, 1981, Parasnis, 1979). As primeiras medidas da aceleração da gravidade datam de 1673, quando Huygens verificou que as mesmas poderiam ser calculadas através da oscilação de um pêndulo, contudo foi apenas em 1902 que a aceleração da gravidade passou a ser usada para a prospecção de recursos naturais (Luiz & Silva, 1995). Por volta de 1924 Eötvös usando um gravímetro de mola pôde fazer a descoberta do Domo de Naohs, no Texas, sendo essa possivelmente a primeira estrutura descoberta através de um método Geofísico (Lafehr, 1980).

A gravimetria procura identificar as contrastes de densidade dos materiais, no caso geológico, diferentes densidades das rochas. Para isto é importante recordar que a lei de Newton, lei da Gravitação Universal que é proporcional a massa dos corpos e inversamente proporcional ao quadrado das distâncias, conforme a equação 18. Neste caso se tivermos dois pontos  $M(x, y, z)$  e  $m(\xi, \eta, \zeta)$  que são os centros de massa entre os dois corpos haverá uma força  $F$  entre eles é:

$$F = \frac{G M m}{r^2} \text{ (eq. 18),}$$

Onde  $r^2 = (x - \xi^2) + (y - \eta^2) + (z - \zeta)^2$  e  $G = 6,664 \times 10^{-8}$  dina cm/ g s<sup>2</sup> para o sistema cgs ou  $G = 6,664 \times 10^{-11}$  cm/ kg s<sup>2</sup> para o sistema mks. Se igualarmos as equações 18 e 19 e fizermos infinitesimais pedaços  $\partial m$  (eq20) chegaremos a equação 21:

$$F = m g \text{ (eq. 19),}$$

$$\partial m = \rho \partial v \text{ (eq. 20),}$$

$$g = G \int_0^v \frac{\partial M}{r^2} \text{ (eq. 21).}$$

A equação 21 satisfaz a condição da terra não ser perfeitamente esférica, pois seu raio polar é menor que o raio equatorial, de sorte que aceleração da gravidade varia ao longo da superfície. Esta variação é da ordem de 1,6 cm/s<sup>2</sup> (Luiz & Silva, 1995).

É importante resaltar que por causa do movimento de rotação da terra, há uma força centrífuga que esta associada a uma aceleração centrífuga sendo esta aceleração regida pela equação 22 e dando origem a equação 23 a qual mensura a aceleração da gravidade de forma mais realística.

$$a_c = \omega^2 L \text{ (eq. 22)}$$

$$g = G \int_0^v \frac{\partial M}{r^2} - \omega^2 L \cos \theta \text{ (eq. 23)}$$

Sendo L o raio da rotação,  $\omega$  a velocidade angular da rotação e  $\theta$  a latitude que se encontra o corpo.

A terra é um corpo deformável por este motivo o movimento de rotação gera um encurtamento ou achatamento nos polos bem como uma expansão no equador. Desta maneira a forma real do nosso planeta não pode ser descrita por uma superfície esférica, logo para uma boa aproximação para a forma da terra é descrever a mesma como uma superfície equipotencial associada ao nível médio dos mares levando em conta sua rotação. Esta superfície equipotencial é chamada de geóide. Entretanto mesmo geóide pode ser considerado uma geometria complexa então para minimizar este fato se faz uma correspondência do geóide com um elipsoide de revolução o qual é chamado em Geofísica de geóide de referencia figura 11. Seu achatamento pode ser dado pela seguinte relação:

$$A = \frac{a-b}{a} \quad (\text{eq. 24})$$

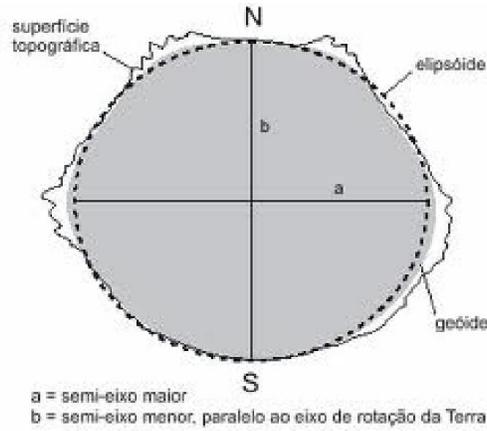


Figura 11 Geóide de referencia. (Rosa. Roberto, 2004).

O campo gravitacional nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$  devido a um corpo de densidade  $\rho$  em que tomamos de forma arbitraria os pontos  $P(x, y, z)$  e um elemento de massa situado em  $Q(\xi, \eta, \zeta)$  onde o volume é  $dv = d\xi d\eta d\zeta$ , pode ser dado por:

$$g_x = \iiint \frac{\rho (x-\xi) d\xi d\eta d\zeta}{[(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2]^{3/2}} \quad (\text{eq. 25})$$

$$g_y = \iiint \frac{\rho (y-\eta) d\xi d\eta d\zeta}{[(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2]^{3/2}} \quad (\text{eq. 26})$$

$$g_z = \iiint \frac{\rho (z-\zeta) d\xi d\eta d\zeta}{[(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2]^{3/2}} \quad (\text{eq. 27})$$

É importante lembrar que este é o caso geral, para geometria mais específicas usa – se basicamente o mesmo método, contudo com aproximações matemáticas resultantes da forma do corpo.

O campo gravitacional é um campo conservativo, ou seja, apenas importam os pontos inicial e final, pois o trabalho realizado para se mover uma massa dentro do campo independe do caminho percorrido (Luiz & Silva, 1995). Um campo desse tipo pode ser representado pelo gradiente de um potencial escalar:

$$g(\mathbf{r}) = \nabla U(\mathbf{r}) \quad (\text{eq. 28})$$

Onde  $U$  é a função potencial ou potencial gravitacional. As equações de Laplace e Poisson são respectivamente:

$$\nabla^2 U = 0 \text{ (eq. 29)}$$

$$\nabla^2 U = 4\pi G\rho \text{ (eq. 30)}$$

Estas equações indicam que o potencial deve satisfazer a equação de Laplace em uma região onde não há massa (fora do corpo) e a equação de Poisson em uma região onde tem alguma massa (Luiz & Silva, 1995, Tsuboi, 1981, Parasnis, 1979). Estas equações são usadas para modelar a subsuperfície e obter uma resposta aproximada ou teórica que será comparada com valores efetivamente medidos no campo.

### 4.3 MÉTODO SÍSMICO

Atualmente o método sísmico é a técnica mais empregada na Geofísica para fins de exploração de hidrocarbonetos. Este método consiste na propagação de ondas mecânicas as quais se propagam em meios materiais transferindo energia. As etapas do método são divididas em três partes, aquisição, processamento e interpretação, sendo a aquisição feita em terra ou mar. Em um levantamento sísmico, as ondas sísmicas são geradas por uma fonte controlada e devido as diferenças físicas nas interfaces geológicas as ondas sofrem refração e reflexão de tal maneira que os tempos de chegada das mesmas são de muita importância para o mapeamento de certa região de interesse geológico ou econômico. O sinal sísmico é registrado na superfície através de instrumentos chamados de geofones no caso de levantamento terrestres e hidrofone se o levantamento for em mar.

O sinal sísmico pode ser transmitido considerando um meio puramente acústico onde não há propagação de ondas transversais (ondas S), neste caso a equação da onda prevê apenas a propagação de ondas longitudinais (ondas P), (Veeken, 2007; Rosa, 2010). A equação da onda relaciona a dependência espaço temporal da perturbação causada pela passagem da onda em coordenadas cartesianas  $x, y, z$  dado por:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \text{ (31)}$$

Reescrevendo a equação (31) temos:

$$\nabla^2 \psi = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad (32)$$

Onde  $\psi = \psi(x,y,z,t)$  é o campo de pressão e  $v = v(x,y,z)$  é velocidade.

As ondas sísmicas podem ser de quatro tipos: Ondas primarias (p), ondas secundárias (s), Love e Rayleigh. Na sismica usa-se basicamente ondas P. As ondas P são mais rápidas que as ondas S, sendo conhecidas também como ondas de compressão e dilatação (ondas Logitudinais). As ondas S são também chamadas de ondas de cisalhamento, pois vibram perpendicularmente a direção de propagação provocando assim deformações tangenciais. Pelas razões citadas anteriormente as ondas S não se propagam em fluidos já visto não ser possível cisalhar os mesmos. As ondas Love são ondas de superfície que se propagam como as ondas na superfície da água. Rayleigh são ondas de superfície que produzem cisalhamento horizontal.

A velocidade da onda P esta diretamente relacionada com densidade  $\rho$ , constante de do material K e  $\mu$  que é a razão de Poisson (rigidez), ao observarmos velocidade de uma onda P estamos na realidade visualizando a resposta do material pelo qual a onda passou sendo desta maneira possível prever que tipo de litologia que há em determinada profundidade.

Mudanças nas características físicas como densidade, pressão, compactação dos grãos ou mesmo quando existem fluidos nos poros da rocha causam alteração na dispersão do pulso sísmico. Uma consequência direta destas mudanças físicas é a ocorrência de intervalos que apresentam forte contraste de velocidade o qual pode causar uma forte atenuação do sinal sísmico, e consequente uma maior visualização das estruturas na subsuperfície. Este processo é comum em relação a corpos de rochas ígneas e evaporíticas, que apresentam alta velocidade, e em rochas saturadas por gás, que apresentam anomalias de baixa velocidade (Helbig & Treitel, 2007; Li et al 2011). Por exemplo, uma imagem sísmica de uma anomalia de gás pode causar uma deterioração severa da amplitude, ou seja, uma perda de energia de alta frequência (Suh et al, 2012).

Diferentes fenômenos afetam a transmissão da energia através do meio geológico, como por exemplo: difração radial da energia provocada por eventos abaixo do limite de resolução do método, atenuação do sinal devido ao efeito de impedância acústica, múltiplas causadas por camadas geológicas delgadas (Verschuur,2006), redução das altas frequências (atenuação), dispersão, interferência de sinais causadas pela combinação de difrações adjacentes e influencia de fluidos diversos os quais criam um efeito de meio heterogêneo (Helbig & Treitel, 2007; Rosa, 2010; Mavko et al, 2009). O processamento do sinal sísmico tem a função de minimizar os ruídos oriundos da aquisição. O fluxograma seguinte nos mostra as principais etapas do pré-processamento e processamento dos dados sísmicos.

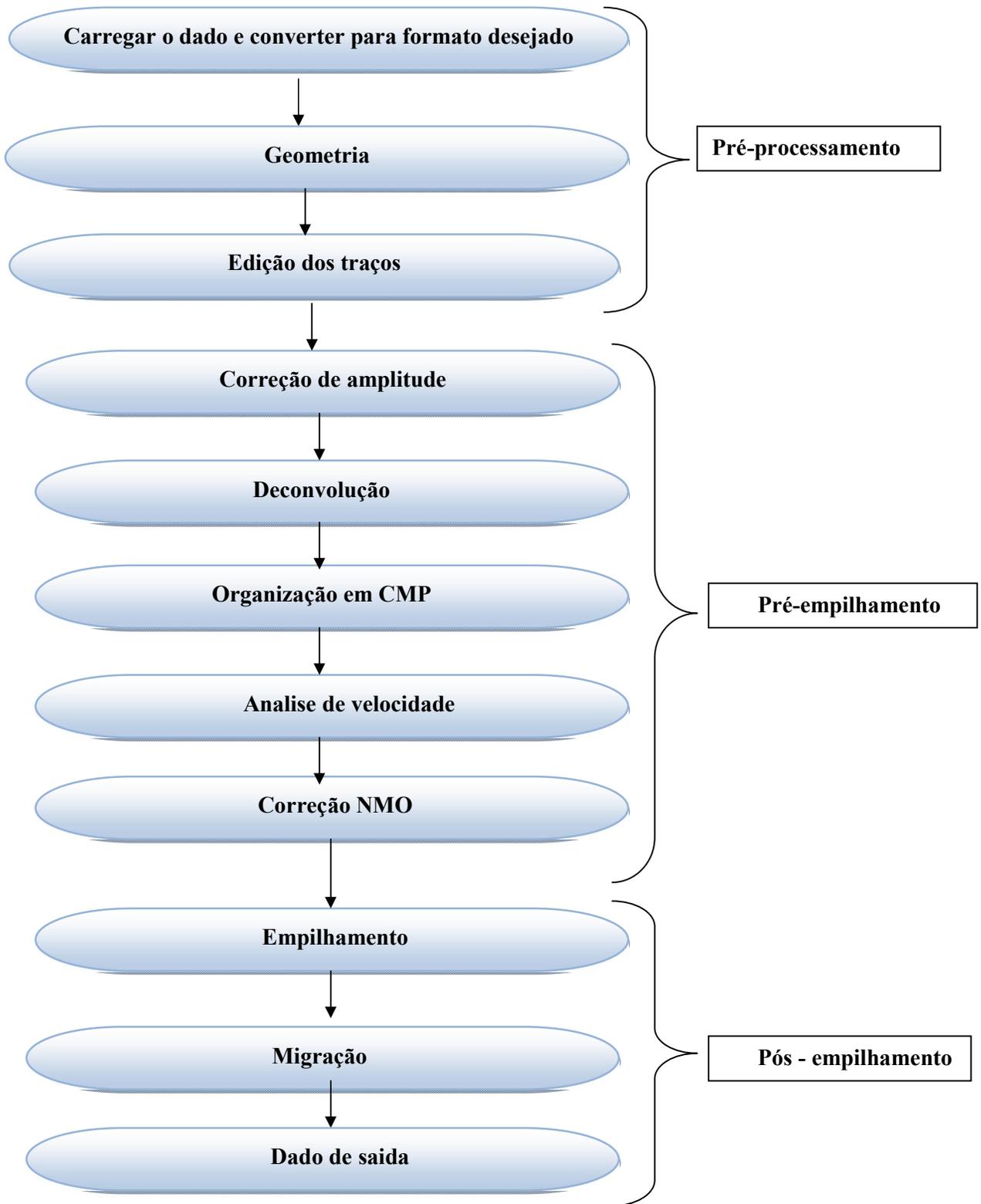


Figura 12 O fluxograma seguinte nos mostra as principais etapas do pré-processamento e processamento dos dados sísmicos.

As principais etapas do processamento contidas no fluxograma serão sumarizadas abaixo:

No pré-processamento tem como primeira etapa passar do formato SEG Y para o formato desejado em seguida carregar a geometria do levantamento através do relatórios de campo e anexar aos dados por fim retirar os traços ruidosos (Remoção do ruído gerado pela coluna de água, inspeção direta dos traços, aplicação de filtros) através de inspeção e estatística de traços.

O processamento pode ser dividido em duas partes, pré-empilhamento e pós-empilhamento. No pré-empilhamento se faz necessário realizar a correção de amplitude do sinal sísmico, pois o mesmo decai com o tempo de trânsito e fatores como divergência esférica ou espalhamento geométrico, absorção da energia pelo meio e perda por transmissão podem gerar problemas com a correção de amplitude do sinal é possível corrigir o efeito do espalhamento geométrico.

A deconvolução é um processo analítico de remoção de efeitos indesejados oriundos de operações prévias de filtragem (convolução) tendo como consequência o aumento da resolução temporal do traço sísmico. Nesse processo filtros inversos são projetados para deconvolver traços sísmicos através da remoção dos efeitos indesejados associados a propagação da onda sísmica. É importante lembrar que para a aplicação desta etapa pode ser usado vários filtros a depender dos dados e do objetivo do trabalho.

Para aumentar a cobertura dos sinais é usada a Técnica de Registro CDP (Common Depth Point), também conhecida como técnica de múltipla cobertura. É um tipo de registro de dados em que se obtêm várias amostras de um mesmo ponto em sub-superfície, a partir da progressividade das posições dos pontos de tiro. Os pontos de reflexão que situam-se na vertical correspondente ao ponto médio da distância entre a fonte e o receptor são deslocados lateralmente.

A análise de velocidade serve para marcação da velocidade nas famílias de ponto comum médio (CMPs) dos eventos primária sendo a velocidade quadrática média do intervalo da  $n$ ésima interface ( $V_{rms}$ ) uma aproximação da velocidade NMO. A partir de um range de velocidade ( $v_1, v_2, \dots, v_j$ ) todos os CDPs são corrigidos do efeito NMO e empilhados.

Por fim a migração que remove das seções sísmicas os efeitos de distorção causados pelo refletores inclinados e de suas superfícies de registro associada, além disso desloca os refletores para a sua posição correta.

Na etapa de interpretação, os dados sísmicos são analisados e como consequência é criado um modelo que represente a geologia da região. Um horizonte sísmico pode ser definido como uma série de reflexões contínuas encontradas através de vizinhanças laterais ao longo do dado sísmico. Sendo essa uma das etapas mais dispendiosas e cuidadosas em termos de tempo de trabalho do intérprete.

## AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS POTENCIAIS

Os dados de métodos potenciais foram obtidos por meio de levantamento de satélite, sendo no caso da gravimetria, um conjunto de dados de topografia/batimetria e anomalia gravimétrica ar livre foram compilados através do Instituto de Oceanografia da Universidade da Califórnia, San Diego ([http://topex.ucsd.edu/marine\\_topo/](http://topex.ucsd.edu/marine_topo/)). A massa de dados é composta por estações de medição dispostas em uma malha, ou grid, de 1' x 1' de arco com um total de 8632 estações gravimétricas.

Os dados magnéticos foram obtidos através do banco de dados disponível pelo projeto WDMAN, onde o produto final é um campo magnético anômalo mostrado a uma altitude de 5 km acima do elipsóide WGS84 e com resolução de aproximadamente 27 km (0.24°) na América do Sul. Foram utilizadas e 952 estações magnetométricas.

A interpolação dos dados potenciais foi realizada pelo processo de mínima curvatura. Após o procedimento de interpolação, o mapa de anomalia gravimétrica ar livre foi filtrado através do método Gaussiano para separação das componentes regional e residual. A filtragem do mapa de anomalia magnética também se deu pela aplicação do método Gaussiano e pelo filtro de amplitude do sinal analítico.

### 5.1 FILTRAGEM DOS DADOS POTENCIAIS E GERAÇÃO DOS MAPAS GEOFÍSICOS

Nesta etapa do processamento foram realizadas as filtrações das informações contidas nos *grids* de Anomalia Magnética e Anomalia Bouguer. A rotina adotada para a aplicação dos filtros segue a seguinte as etapas 1, 2, 3 e 4.

- 1) Aplicou – se a transformada de Fourier tendo como consequência a mudança dos dados do domínio do espaço para o domínio da frequência ou do número de onda. Esse procedimento diminui o custo computacional e conseqüentemente se tem um ganho de tempo.
- 2) Estando os dados no domínio da frequência, o espectro de potência de todas as informações contidas no sinal relativo às fontes rasas, intermediárias e profundas estão armazenadas. Na magnetometria, foram aplicados os filtros de separação regional/residual pelo método gaussiano, também foi usado o filtro de amplitude do sinal analítico, de primeira derivada vertical e de redução ao polo magnético. Na gravimetria, os filtros de separação regional/residual pelo método gaussiano e o de derivada vertical foram aplicados. Segue uma breve descrição de cada filtro utilizado.

- 3) Após a aplicação dos filtros, o procedimento da transformada inversa de Fourier foi aplicada para que os dados voltassem para o domínio do espaço novamente e assim gerar o *grid* dos mesmos.
- 4) Por fim depois da aplicação de todo processamento dos dados, foram gerados os mapas obtidos pela interpolação (Mapas de Anomalia magnética e de Anomalia Bouguer) e pela filtragem dos dados magnéticos (Mapas de Anomalia magnética regional, de Anomalia magnética residual, de Amplitude do sinal analítico, de primeira derivada vertical e de Redução ao polo magnético) e gravimétricos (Mapas de Anomalia Bouguer residual e de primeira derivada vertical, Mapa de compensação isostática).

A descrição dos filtros utilizados segue abaixo:

- a) Amplitude do Sinal Analítico:

O filtro de amplitude do sinal analítico é matematicamente definido como a raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas nas direções x, y e z, a sua forma matemática é dada abaixo na equação 36. Este filtro permite delinear melhor as fontes causadoras de anomalia magnética ressaltando – se feições com altos valores de amplitude magnética.

$$ASA = \sqrt{\frac{dT^2}{dx^2} + \frac{dT^2}{dy^2} + \frac{dT^2}{dz^2}} \quad (\text{eq. 31})$$

- b) Derivada na direção Z ou vertical: Este filtro é definido matematicamente pela seguinte expressão:

$$L(r) = r^n \quad (\text{eq. 32})$$

O parâmetro n é a ordem de diferenciação e o r é o número de onda (radianos por unidades de distancia na área de estudo (km), sendo  $r = 2\pi k$ , onde k está em ciclos por unidade de área medida. A derivada vertical é comumente aplicada aos dados de campos magnéticos e gravimétricos totais para realçar as fontes geológicas mais rasas dos dados (Geosoft, 2005).

- c) Redução ao Polo Magnético: Este filtro é definido pela seguinte expressão matemática:

$$D = \frac{[\sin(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(I\alpha) + \cos^2(I\alpha) \cdot \cos^2(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]}, \quad (\text{eq. 33})$$

Onde:

$I$  é a inclinação geomagnética

$I\alpha$  é a inclinação para a correção de magnitude

$D$  Declinação geomagnética

O filtro de redução ao polo tem uma componente de magnitude (O termo  $\sin(I)$ ) e uma componente de fase (o termo  $i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)$ ). Este filtro é aplicado no domínio de Fourier e migra o campo observado da inclinação e declinação magnética tal que o campo pareça o polo magnético, ou seja, uma estrutura monopolar. (Geosoft, 2005).

d) Separação Regional/Residual é feita através do método Gaussiano, desta forma é possível remover mais ou menos sinais de baixa frequência. Este procedimento funciona como um filtro de passa-banda. Matematicamente é dado pela seguinte expressão:

$$L(k) = 1 - e^{-k^2/2k_0^2} \quad (\text{eq. 34})$$

## 5 RESULTADOS

A interpretação dos dados de métodos potenciais, Gravimetria e Magnetometria, bem como dos dados de Sísmica possibilitaram o mapeamento das estruturas onshore e offshore da Bacia de Pernambuco mais especificamente seu arcabouço regional, domínios estruturais e a partir disto foi possível inferir a importância dos vários domínios para a questão exploratória, considerando princípios básicos que influem no potencial petrolífero como a espessura da coluna sedimentar. Embora a gênese e a evolução da bacia careçam de estudos mais detalhados, os dados processados e interpretados no presente estudo contribuíram para uma análise confiável acerca da geologia da região. A partir de vários mapas temáticos que foram confeccionados, serão discutidos a seguir aqueles que apresentaram maior relevância na coerência das informações e representatividade na identificação das feições regionais.

Os mapas magnéticos gerados pela interpolação e filtragem dos dados foram os seguintes: Mapa de Anomalia magnética Residual, de Anomalia magnética Regional, de Amplitude do Sinal Analítico e redução ao polo.

O mapa de Anomalia magnética foi caracterizado por mostrar feições mais regionais da área de estudo tendo sido o resultado do mesmo coerente com estudos anteriores acerca da geologia da bacia. Além disso, houve uma correlação com o mapa de Anomalia Gravimétrica Bouguer em

relação aos principais domínios estruturais da bacia, Baixo de Itapuama, Baixo Externo do Platô, Baixo de Tamandaré, Alto Maracatu, Graben de Piedade, Alto do Cabo de Santo Agostinho, Graben do Cupe, Alto de Maragogi, Alto de Itamaracá e Alto Gaibu.

O mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA 1) foi gerado em um primeiro momento por meio do mapa de anomalia magnética, contudo o mesmo não apresentou determinadas estruturas de forma bem definida como, por exemplo, o Alto do Maracatu. Por esta razão foi necessário gerar um novo mapa (ASA 2) o qual foi feito a partir do mapa de Anomalia magnética Residual, entretanto este veio com bastante ruído. Para minimizar este fato foi usado o filtro de Continuação para cima o qual é caracterizado por transformar o campo medido em determinada altitude em outra maior e mais distante da fonte causadora. O filtro de Continuação para cima é útil quando se deseja ressaltar as fontes mais profundas, provenientes do embasamento subjacente à coluna sedimentar. A aplicação deste filtro foi bastante eficaz e gerou o mapa de Amplitude do Sinal Analítico filtrado o qual demonstrou os principais domínios estruturais.

No mapa de Redução ao Polo foi possível evidenciar apenas algumas estruturas já vistas nos demais mapas, estas estruturas não estão bem definidas neste mapa. Este fato pode ser explicado de algumas maneiras, por exemplo, ao aplicar a ferramenta de Redução ao Polo é natural que se gere algumas distorções na posição e na forma das anomalias.

Outro fator que possivelmente contribuiu para algumas distorções no mapa foram as magnetizações remanescentes que podem se sobre por as magnetizações induzidas caso as magnetizações primárias tenha sido obtidas em latitudes mais altas (Correia et al, 1998; Font et al, 2009). Ainda assim é possível identificar as principais estruturas neste mapa e notamos também que a região de maior intensidade magnética fica situada na parte sul do mapa com valores de 145 a 171 nT.

Foram gerados os mapas de inversão gravimétrica residual e regional. Os mapas de inversão foram úteis na estimativa da profundidade do topo do embasamento da região de estudo e também contribuiu na correlação entre os perfis. Por meio dos mapas Gravimétrico Residual, Anomalia Magnética e Sinal Analítico foi realizada uma análise da cinemática ocorrida na área que nos mostra diversas estruturas de caráter rúpteis e algumas zonas de cisalhamento dúcteis sendo essas falhas de caráter sinistral e dextral bem como falhas de borda, falhas normais, relacionadas ao processo de abertura da bacia associada a movimentos da Zona Cisalhamento de Pernambuco, as quais obedecem o esquema teórico de Ridel. Boa parte da análise da cinemática sugerida neste trabalho obedece aos critérios de Ridel e na região *onshore* da bacia os resultados se mostraram convergentes com trabalhos anteriores realizados na região (Silva et al, 2009 ). Na região *offshore*

também foi possível observar resultados coerentes com o modelo dinâmico utilizado por este trabalho.

Levantamos a possibilidade da existência de novos grabens na região NE-SW da parte *onshore* da bacia, estes foram visto nos mapas de Anomalia Gravimétrica Residual e anomalia magnética Residual, entretanto para a confirmação desta hipótese se faz necessários uma análise mais detalhada que ficara para trabalhos futuros. Os mapas gerados foram listados abaixo:

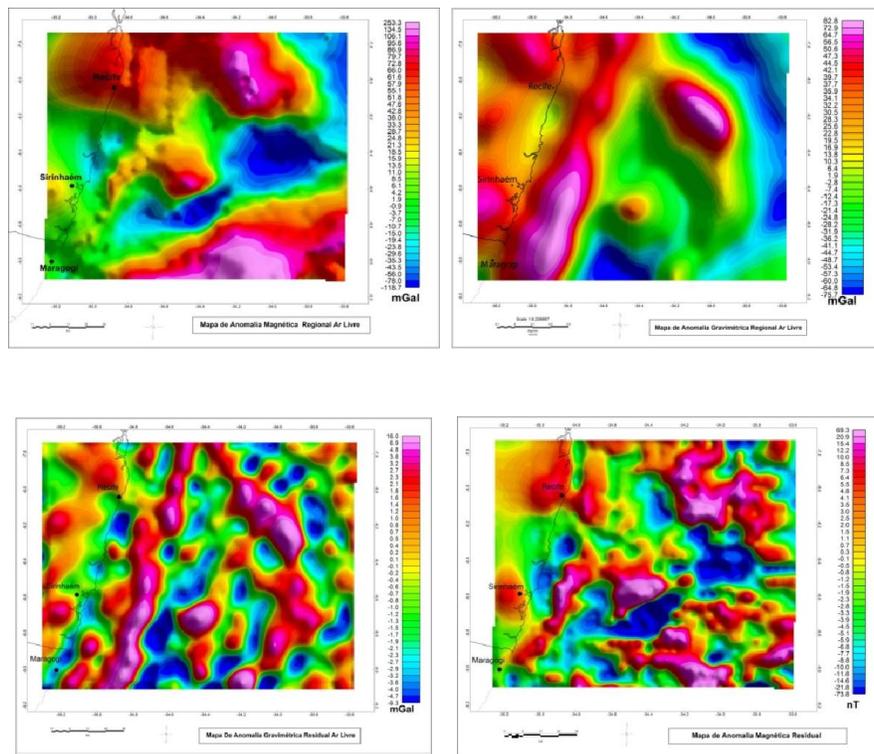


Figura – 13 Mapas Gravimétricos e magnéticos usados neste trabalho: Mapa de Anomalia magnética Regional, Mapa de Anomalia gravimétrica Regional, Mapa de Anomalia gravimétrica Residual e Mapa de Anomalia magnética Residual.

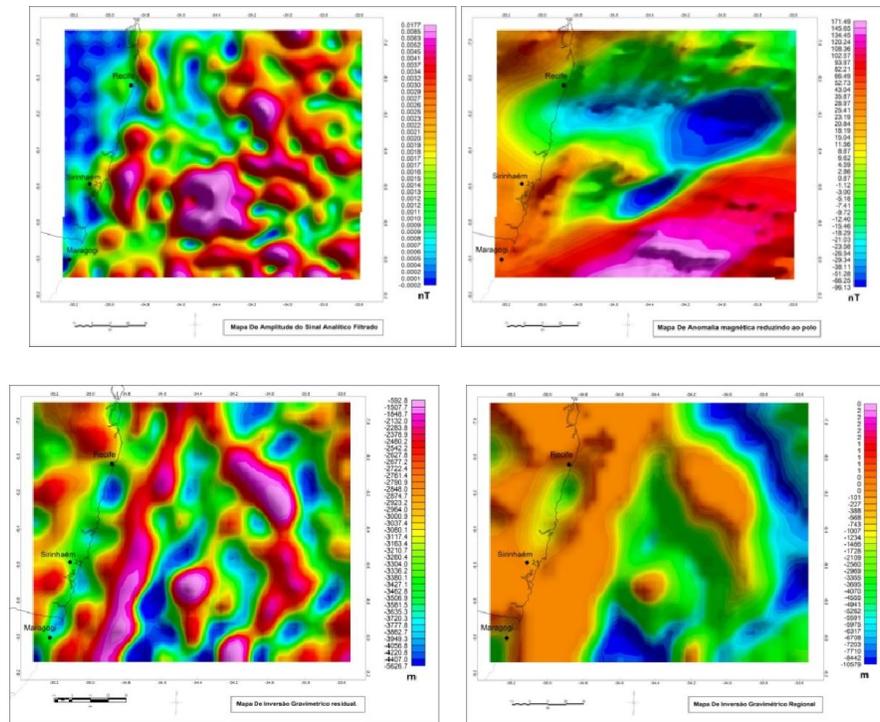


Figura – 14 Mapas Gravimétricos e magnéticos usados neste trabalho: Mapa de Amplitude do Sinal Analítico, Mapa de Redução ao Polo, Mapa de Inversão gravimétrica Residual e Mapa de Inversão gravimétrica Residual.

## 7 DISCUSSÕES

Nesta primeira parte serão discutidos apenas os mapas de campo potencial Gravimétrico e Magnetométrico, em um segundo momento serão apresentados e analisados os perfis de gravidade e magnéticos integrados com as linhas sísmicas posicionadas ao longo dos perfis. Isto contribuiu para uma melhor interpretação dos perfis potenciais. Por fim foi realizada uma análise de toda região bem como os principais pontos através do mapa de Inversão gravimétrica, residual e regional.

O modelo cinemático usado na interpretação estrutural neste trabalho é o de Ridel (Fig.15) o qual se mostrou muito coerente com a evolução geológica vista por meio dos mapas geofísicos. Foi possível observar falhas transcorrentes sintéticas, antitéticas bem como falhas secundarias. Essa coerência dos mapas com o modelo de Ridel foi um fator muito importante no sentido de assegurar que a interpretação tem mais esse respaldo técnico.

De forma geral os mapas obtidos confirmam alguns resultados apresentados por estudos anteriores. Foi possível determinar os três principais domínios tectônicos da bacia, como a Bacia Interna estreita e paralela ao eixo do rifte; um alto estrutural externo (Alto do Maracatu), que separa

a Bacia Interna da Bacia do Platô (Fig.2); e a Bacia do Platô de Pernambuco, que se estende até o limite com a crosta oceânica a leste. Este último domínio apresenta devido a possível ação da compartimentação tectônica alguns baixos regionais e altos estruturais, cuja origem pode estar relacionada a processos de magmatismo.

Foram definidos um alto estrutural de importância regional, O Alto de Gaibu (que está relacionado a um corpo vulcânico central ao platô), e os baixos de, Itapuama (Fig. 17 – domínio 1), a norte do corpo vulcânico central, Baixo Externo do Platô (Fig. 17 - domínio 2), a nordeste do corpo central; e o Baixo de Tamandaré (Fig. 17 - domínio 3), a sudoeste da anomalia central.

O Mapa Gravimétrico Regional (Figs. 16 e 17) foi utilizado para evidenciar as divisões das zonas ou regiões com anomalias de caráter profundo e regional, de grande comprimento de onda. Em destaque no mapa observa-se a anomalia que caracteriza o Alto de Gaibu, entre os baixos estruturais. Também torna-se evidenciado o contorno do Platô de Pernambuco. Observa-se, que a região relacionada à Bacia Interna, é limitada a leste por uma anomalia alongada com direção NE-SW (Alto do Maracatu), quase paralela a linha de costa (Figs. 16 e 17). Este baixo alongado ainda pode ser dividido em dois setores, um a norte, mais profundo, que corresponde ao Graben de Piedade (Fig. 17 – domínio 5), e outro a sul, mais raso, que corresponde ao Graben do Cupe (Fig. 17 - domínio 7). Estes depocentros da Bacia Interna são separados por uma anomalia positiva, que está relacionada à Suíte magmática do o Cabo de Santo Agostinho, que possivelmente apresenta influência magmática (Fig. 17 - domínio 6).

Na porção centro oeste encontram-se o Alto Maracatu caracterizado por uma larga anomalia positiva, alongada com direção NE-SW, que ocorre paralelo a linha de costa (Fig. 17 - domínio 4). No extremo SW da faixa costeira da bacia encontra-se o Alto de Maragogi, que está ligado ao embasamento, possui uma estrutura alongada de direção NW-SE, e que avança para a região plataformal, agindo como o limite do Alto do Maracatu, e limitante entre as bacias de Pernambuco e de Alagoas (Fig. 17 – domínio 8). A zona de Cisalhamento de Pernambuco (Fig. 17 - domínio 9), a norte e que passa dentro do Recife, com direção E-NE, marca o limite da Bacia Interna e se estende para a região plataformal, onde também limita a borda norte do platô. Estas duas estruturas, a Zona de Cisalhamento de Pernambuco, e o Alto de Maragogi delimitam respectivamente os limites norte e sul, da Bacia de Pernambuco e da Bacia do Platô.

Na borda N-NE do Platô observa-se uma anomalia positiva, alongada, com direção NW-SE, denominada Alto de Itamaracá (Fig. 17 – domínio 10). Essa feição representa uma região de embasamento sísmico mais raso, e também foi fortemente afetada por magmatismo. Esta atua como um limite entre a região distal do Platô de Pernambuco e a região plataformal da Bacia da Paraíba a norte (Figs. 16 e 17). Observa-se que na região de plataforma a norte da ZCPE, o embasamento

assume um perfil mais elevado, que corresponde aos domínios da Bacia da Paraíba. O Baixo de Tamandaré (Fig 17 - item 3) corresponde ao menor valor gravimétrico, -75,7 mGal.

O Mapa Gravimétrico Residual (Fig.18) representa anomalias de pequeno comprimento de onda cuja origem é próxima a superfície, e consegue destacar alguns detalhes que normalmente não são evidenciados pelos mapas regionais. Considerando a estruturação existente no embasamento pré-cambriano, dominado principalmente pela ZCPE de direção E-NE, foi possível realizar uma interpretação, inferindo a influência destas estruturas na região de crosta estirada do platô (Figs 19, 21 e 23).

As estruturas NE e E-W, observadas na Figura 19, interpretadas integradamente com as seções sísmicas utilizadas neste trabalho, possivelmente funcionaram como falhas transcorrentes, e transformantes durante a fase de abertura da bacia. A medida que o platô sofria estiramento, estas estruturas devem ter atuado na absorção da deformação, e como zona de fraquezas preferenciais.

Considerando que o processo de rifteamento na bacia que se estendeu até o Albiano (Maia, 2012), e que este processo foi dividido em duas fases, Aptiano, mais intensa, e Albiano, menos intensa, é possível inferir que reativações dessas estruturas transcorrentes afetaram a bacia por um período importante. Apesar da cobertura esparsa das linhas sísmicas utilizadas neste estudo, e de que estas não representam levantamentos profundos, é possível observar feições associadas a reativações tardias, com movimentação transcorrente-transpressão, na região distal do platô (Figs. 19, 21, 23). A ocorrência de estruturas que indicam tectônica compressiva na região distal do platô foram interpretadas nas linhas das Figuras 28 e 30.

No mapa Gravimétrico Residual foi possível analisar a bacia através da divisão da mesma em dois setores, sendo o primeiro na região onshore (Bacia Interna) de caráter rúptil e o segundo setor na parte offshore (Platô de Pernambuco) com caráter rúptil-plástico em sua região mais distal em relação à costa. Por meio da divisão desses dois setores foi possível entender melhor o comportamento evolutivo da área em questão. Ao aplicarmos o modelo de Ridel (Fig. 15.) no mapa Gravimétrico Residual paralelo à ZCPE a norte da área, observa-se o Sigma 1 com direção (NW-SE) o qual deu origem a falhas transcorrente antitética de caráter sinistral (NW-SE). Foi possível verificar falhas praticamente (O-E) de característica dextral sendo a mesmas localizadas na região da Bacia do Platô.

A tectônica envolvida na formação da bacia em sua região plataformal foi caracterizada por esforços distensionais os quais produziram grabens profundos através de falhas normais. Alguns alinhamentos observados no Alto do Maracatu indicam a influencia das falhas transcorretentes quase (NE-E-W) dextral, que produziram seccionamento deste através de falhas que atuaram como falhas de transferência.

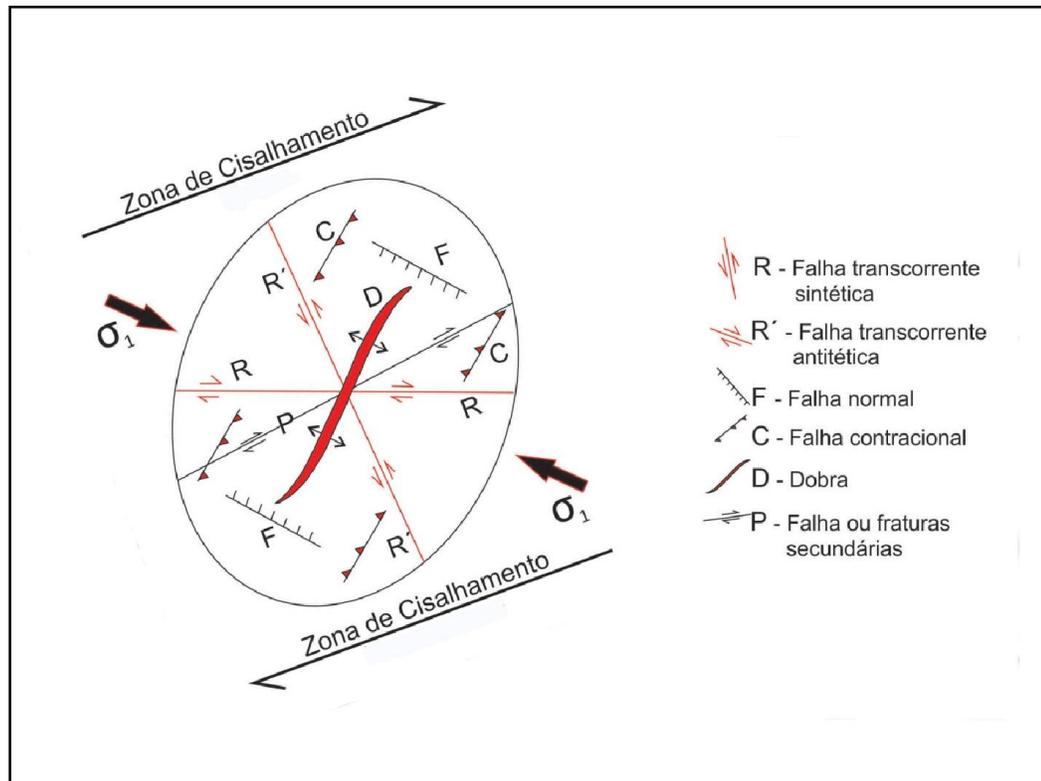


Figura 15 Modelo cinemático de Ridel.

Em termos reológicos a bacia foi dividida em três setores distintos:

1. Bacia Interna formada por crosta continental e tende uma cinemática de caráter rúptil,
2. Bacia do Platô formada por crosta continental estirada e tendo uma reologia de caráter Rúptil-dúctil,
3. Por fim o possíveis limites do platô L1 e L2, provavelmente tem uma composição formada pela mistura crosta continental estirada e crosta oceânica.

As estruturas caracterizadas por linhas tracejadas nos mapas das Figuras 19, 21 e 23, caracterizam a interpretação da influência das falhas transcorrentes na estruturação do platô. Estas estruturas transcorrentes foram responsáveis pela formação de grabens e horsts que ocorrem no

platô, e pelo alinhamento oblíquo das falhas normais relacionadas ao rift (Lima Filho, 1998). A transcorrência assume um caráter predominantemente dextral (Figs. 19, 21 e 23).

A partir da interpretação conjunta (sísmica e de dados potenciais), no que diz respeito ao limite possível da crosta oceânica, foram determinados dois limites para o domínio continental do platô. As linhas em azul escuro, nomeadas de L1 e L2 representam os limites considerando que a linha L1, mais próximas ao continente, apresenta uma maior probabilidade de ser de fato o limite da crosta continental estirada, conforme a interpretação da variação das anomalias e da estimativa de espessura da crosta. A linha L2 representa uma região na qual há certa dúvida quanto a existência ou não de crosta continental estirada. Este fato ocorre porque na extremidade da crosta continental existe enorme quantidade de material vulcânico intrudido, e derrames, sobre essa região, o que dificulta a leitura das anomalias. O fato de que a crosta se apresenta enormemente falhada e intrudida faz com que a sua assinatura magnética e gravimétrica se modifiquem. A hipótese da linha L2 ser o limite do platô é de suma importância, pois assim sendo haveria, uma área de maior importância econômica da bacia, em termos exploratórios de hidrocarbonetos, seria maior.

Foi levantada a possibilidade da existência de duas possíveis novas estruturas tectônicas as quais em forma de grabens se localizam a sul de Sirinhaém (Fig. 19 – domínio 12) e a norte de Maragogi (Fig. 19 – domínio 13) respectivamente, sendo necessário estudos mais detalhados para a confirmação desta hipótese haja visto que estes depocentros não se mostraram em todos os mapas.

A partir do mapa de amplitude do sinal analítico filtrado com o filtro de continuação para cima (Fig. 19) observamos a ocorrência de várias anomalias circulares, interpretadas como centros vulcânicos, que compõem estruturas maiores, o que reforça a ideia de diversas intrusões, enxames de diques ou condutos, em áreas concentradas formando zonas de maior atividade magmática na região do platô (Fig. 23). Devido a possível ocorrência de rochas magnéticas associadas a derrames e intrusões fez com que os Baixo de Itapuama e Baixo Externo do Platô observados no mapa de anomalia gravimétrica, a NE e SW do Alto Gaibu fossem observadas como regiões dominadas por anomalias positivas (Fig. 23).

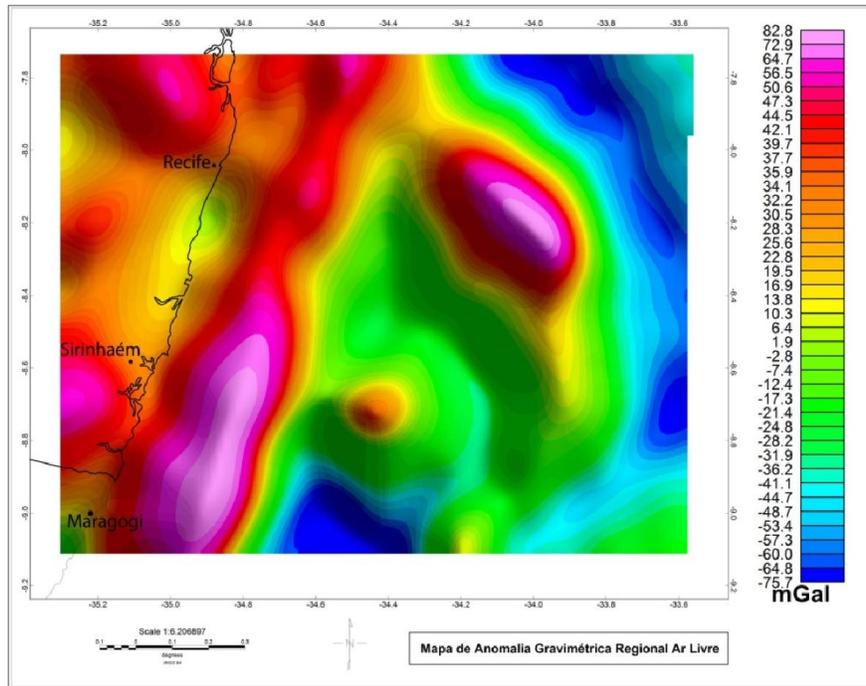


Figura 16 - Mapa gravimétrico regional, não interpretado.

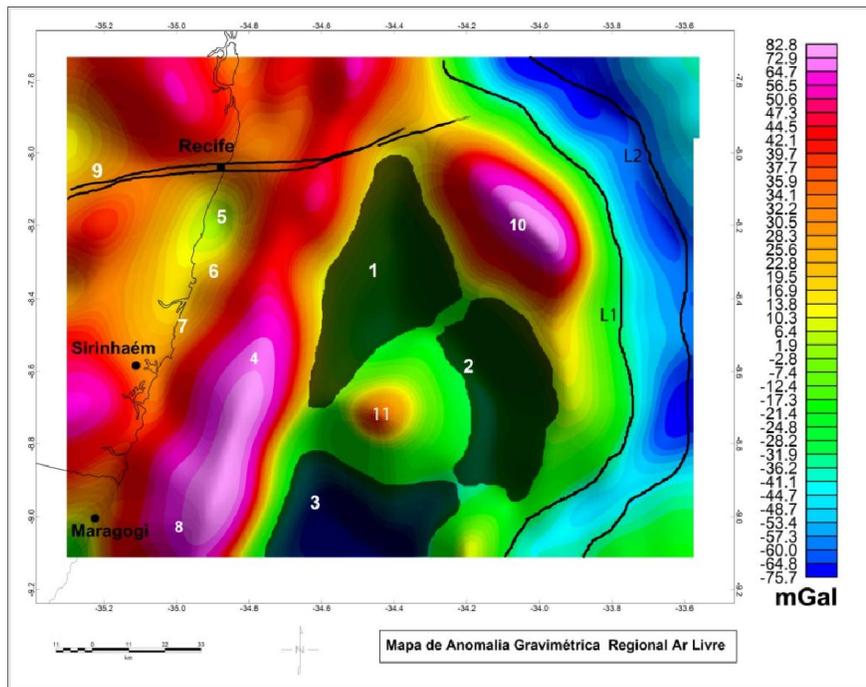


Figura 17 - Mapa gravimétrico regional interpretado, com os principais domínios estruturais. 1 – Baixo de Itapuama, 2 - Baixo Externo do Platô, 3 - Baixo de Tamandaré, 4 - Alto Maracatu, 5 - Graben de Piedade, 6 - Alto do Cabo de Santo Agostinho 7 - Graben do Cupe, 8 - Alto Maragogi, 9 - Zona de Cisalhamento de Pernambuco, 10 - Alto de Itamaracá, 11- Alto Gaibu. As linhas em preto (L1 e L2) representam os possíveis limites de crosta continental do Platô de Pernambuco com a crosta oceânica.

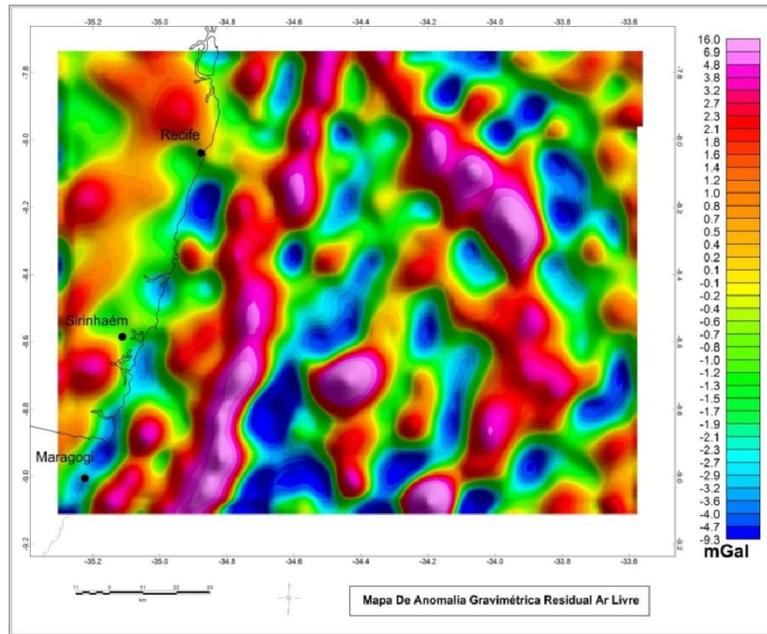


Figura 18 - Mapa De Anomalia Gravimétrica Residual, não interpretado.

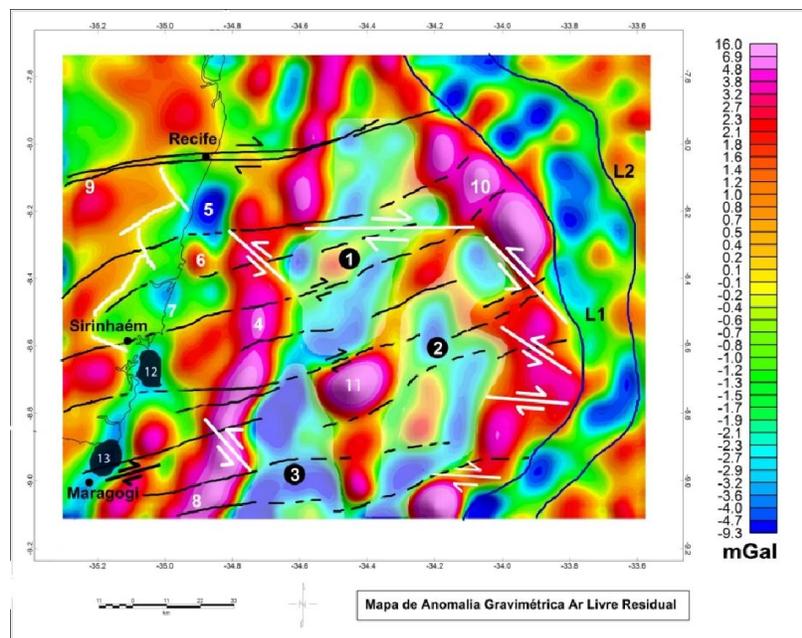


Figura 19 - Mapa De Anomalia Gravimétrica Residual, interpretado. 1 – Baixo de Itapuama, 2 - Baixo Externo do Platô, 3 - Baixo de Tamandaré, 4 - Alto Maracatu, 5 - Graben de Piedade, 6 - Alto do Cabo de Santo Agostinho 7 - Graben do Cupe, 8 - Alto de Maragogi, 9 - Zona de Cisalhamento de Pernambuco, 10 - Alto de Itamaracá, 11- Alto Gaibu. 12 – Graben de Sirinhaém(?), 13 – graben de Maragogi(?). As linhas pretas contínuas representam estruturas no embasamento pré-cambriano, as linhas pretas tracejadas na região do Platô de Pernambuco representam a inferência de estruturas do embasamento, as linhas brancas representam falhas normais, relacionadas ao processo de abertura da bacia, as setas brancas representam a cinemática envolvida, as linhas em azul escuro (L1 e L2) representam os possíveis limites de crosta continental do Platô de Pernambuco com a crosta oceânica.

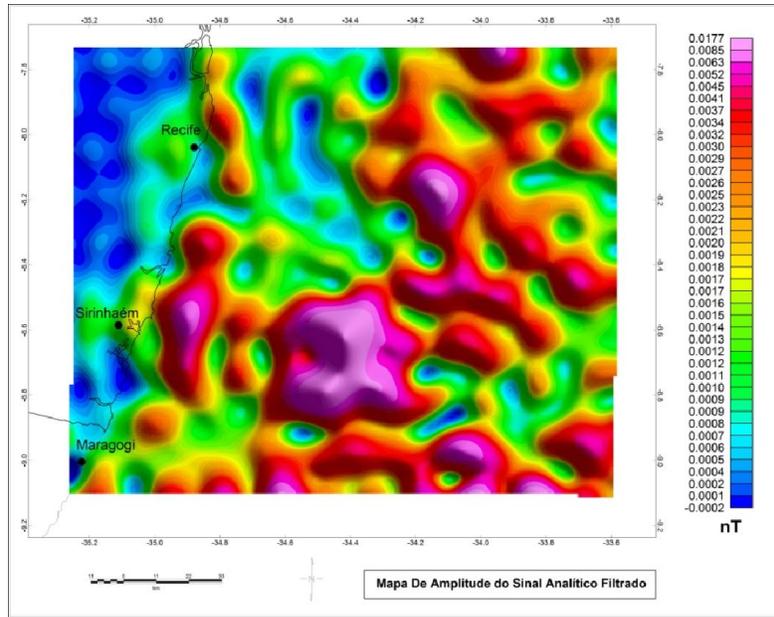


Figura 20 - Mapa de Amplitude do sinal analítico gerado através do mapa de Anomalia Magnética Residual, não interpretado. Este mapa apesar de ter separado as, pois apesar de as feições geológicas, gerou o aparecimento de ruído.

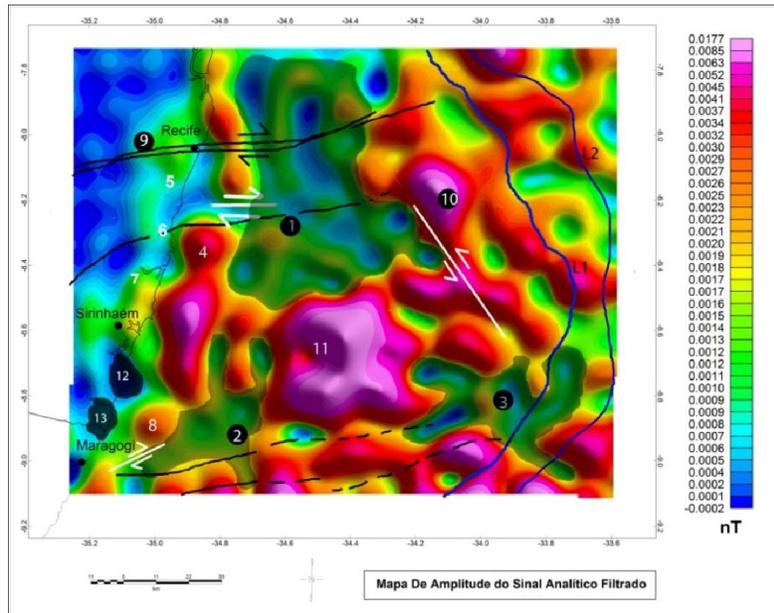


Figura 21 - Mapa De Amplitude do Sinal Analítico, interpretado gerado com o auxílio do filtro de continuação para cima. 1 – Baixo de Itapuama, 2 - Baixo Externo do Platô, 3 - Baixo de Tamandaré, 4 - Alto Maracatu, 5 - Graben de Piedade, 6 - Alto do Cabo de Santo Agostinho 7 - Graben do Cupe, 8 - Alto de Maragogi, 9 - Zona de Cisalhamento de Pernambuco, 10 - Alto de Itamaracá, 11- Alto Gaibu, Graben de Sirinhaém(?), 13 – Graben de Maragogi(?). As linhas pretas contínuas representam estruturas no embasamento pré-cambriano, as linhas pretas tracejadas na região do platô representam a inferência de estruturas do embasamento, as setas brancas representam a cinemática envolvida, as linhas em azul escuro (L1 e L2) representam os possíveis limites de crosta continental do Platô de Pernambuco com a crosta oceânica.

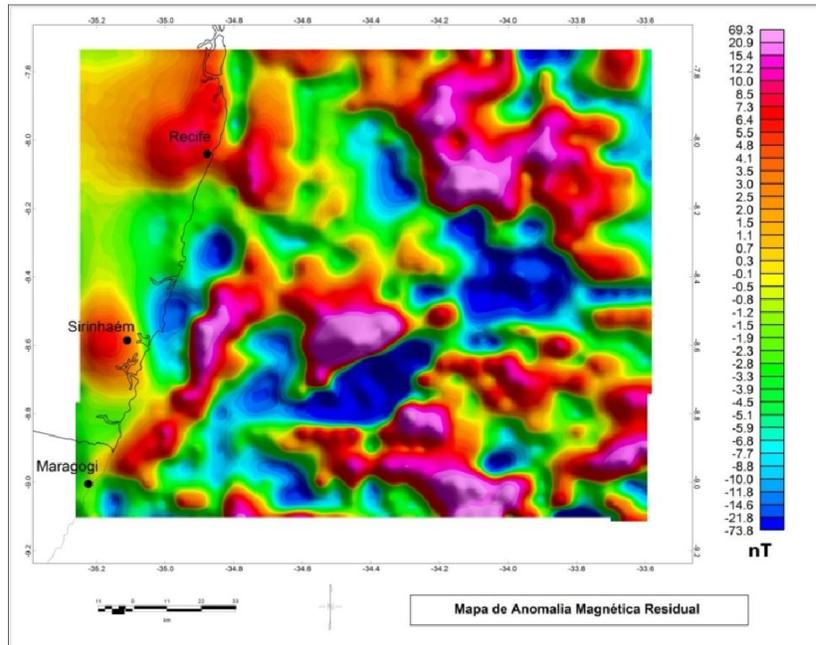


Figura 22 - Mapa de Anomalia Magnética Residual, não interpretado.

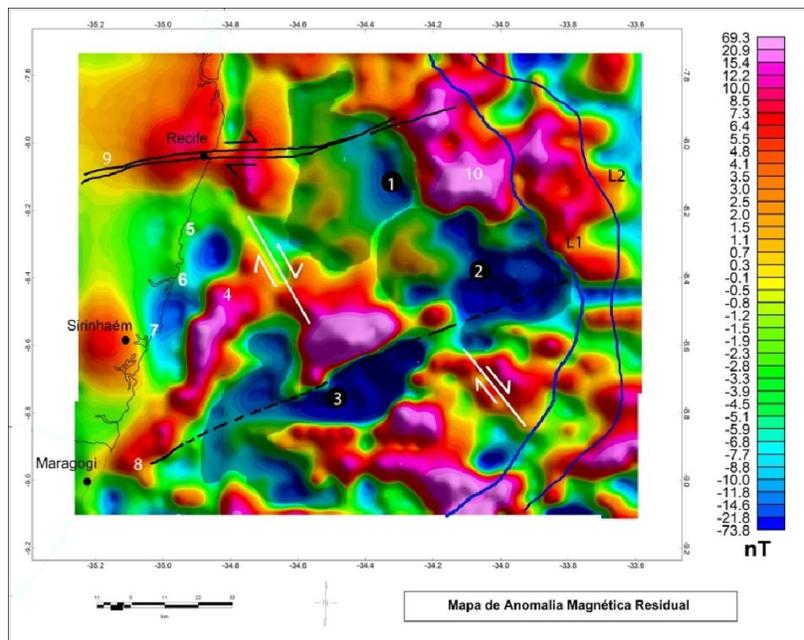


Figura 23 - Mapa de Anomalia Magnética Residual Interpretado. . 1 – Baixo de Itapuama, 2 - Baixo Externo do Platô, 3 - Baixo de Tamandaré, 4 - Alto Maracatu, 5 - Graben de Piedade, 6 - Alto do Cabo de Santo Agostinho 7 - Graben do Cupe, 8 - Alto de Maragogi, 9 - Zona de Cisalhamento de Pernambuco, 10 - Alto de Itamaracá. 11- Alto Gaibu As linhas pretas contínuas representam estruturas no embasamento pré-cambriano, as linhas pretas tracejadas na região do platô representam a inferência de estruturas do embasamento, as setas brancas representam a cinemática envolvida, as linhas em azul escuro (L1 e L2) representam os possíveis limites de crosta continental do Platô de Pernambuco com a crosta oceânica.

Os mapas de inversão gravimétrica regional e residual também permitiram observar os principais domínios estruturais da região da bacia bem como estimar a profundidade da cobertura sedimentar. Para efeito de calibração do mapa de inversão, foram utilizadas informações referentes ao poço 2 CP-01-PE, executado na região da Praia do Cupe, porção sul da Bacia. Este poço atingiu 2980 m de profundidade na região do Graben do Cupe, e conforme estimativas baseadas em dados geofísicos da área deve ter se aproximado do embasamento. Desta forma, este poço, que representa o poço estratigráfico mais profundo da bacia costeira, forneceu estimativa de profundidade e características da coluna sedimentar para a calibração do modelo de inversão que foi gerado.

O mapa de Inversão Regional apresenta uma maior profundidade da cobertura sedimentar na sua porção sul e na borda do Platô com valores de aproximadamente 9000 m de profundidade (partes em azul). O mapa de inversão Gravimétrica residual se destaca pelo fato de mostra a profundidade do embasamento com uma riqueza e detalhes maior. É possível ver de forma clara os Baixos de Itapoama, Baixo Externo do Platô e Baixo de Tamandaré, sendo este último o de maior profundidade. A uma convergência dos dados potenciais com os dados de sísmica tanto do ponto de vista estrutural bem como pela a estimativa da profundidade.

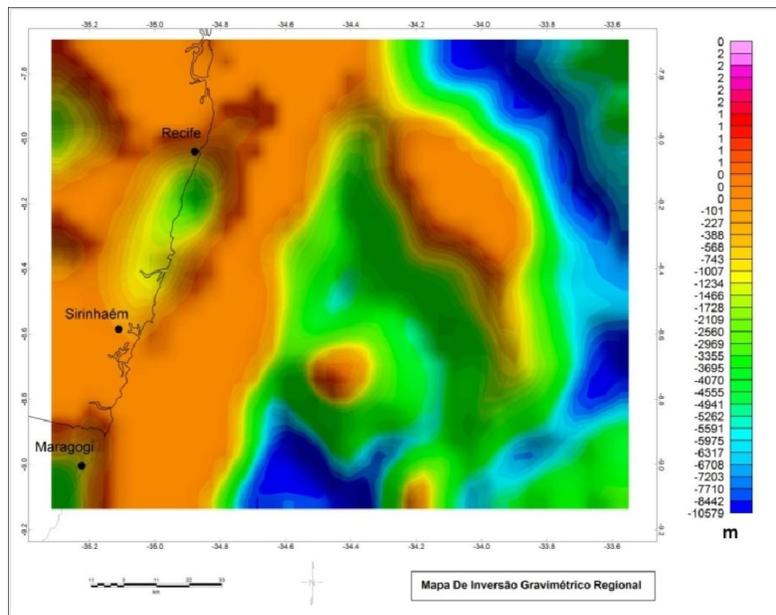


Figura 24 - Mapa de Inversão Gravimétrica Regional, não interpretado, com a estimativa de profundidade para o embasamento na região de plataforma e do platô.

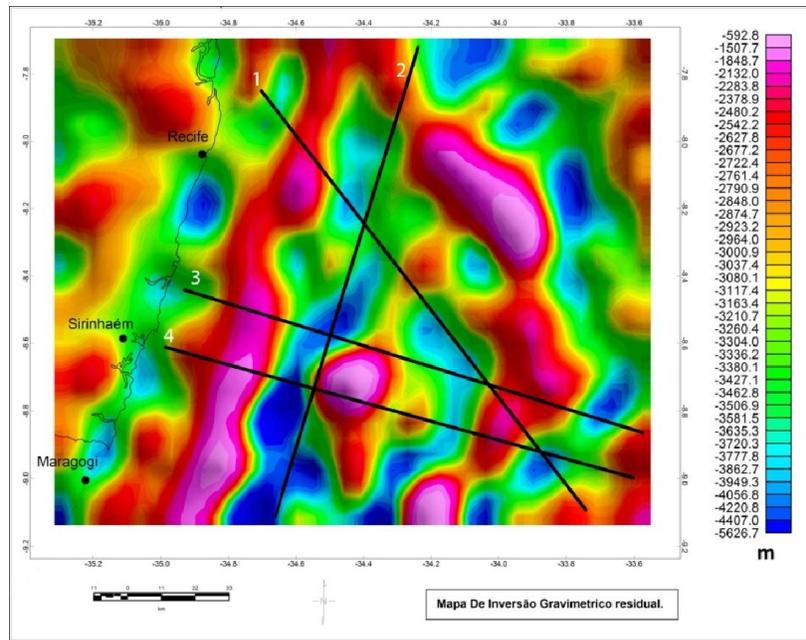


Figura 25 - Mapa de Inversão Gravimétrica Residual, não interpretado e as linha 1(linha\_0250\_0363), 2 (linha\_0250\_0360), 3 (linha\_0250\_0374), 4 (linha\_0250\_0378).

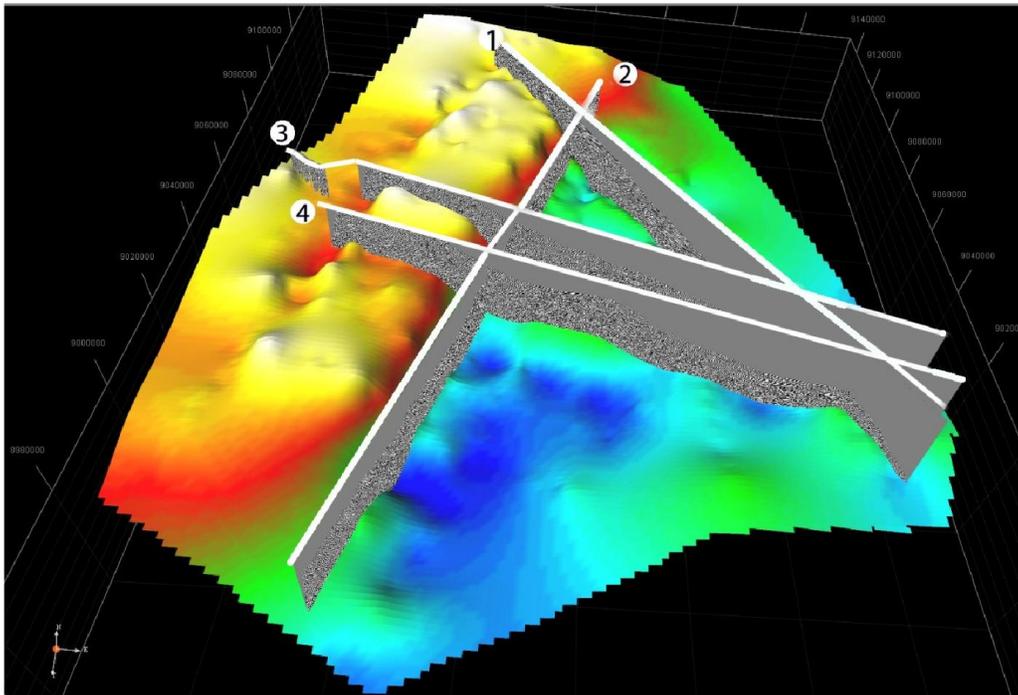


Figura 26 - Posicionamento das quatro linhas sísmicas usadas na interpretação sísmica, e sobre as quais foram extraídos os perfis geofísicos analisados neste estudo. Em destaque linha 1(LINHA\_0250\_0363), 2 (LINHA\_0250\_0360), 3 (LINHA\_0250\_0374), 4 (LINHA\_0250\_0378).

Os quatro perfis geofísicos elaborados neste trabalho foram sobrepostos a quatro linhas sísmicas de expressão regional (Fig. 27). Pelo fato de que estas linhas cobrem a extensão do platô, longitudinal e transversalmente ao eixo de sua abertura, sua interpretação representou importante contribuição a compreensão das feições interpretadas e do comportamento da crosta.

De forma complementar e integrada, a interpretação dos dados mapas potenciais, foram produzidos oito perfis, sendo quatro deles de magnetometria e quatro de gravimetria os quais foram analisados de forma conjunta possibilitando uma estimativa da espessura cobertura sedimentar sobre o perfil da bacia, da profundidade do embasamento, e do comportamento da espessura da crosta. Além disso, as anomalias regionais associadas ao sinal gravimétrico serviram para que fossem inferidos os locais de maior influência do magmatismo na crosta e na coluna sedimentar. A interpretação sísmica permitiu identificar enormes corpos de rochas vulcânicas intercalados na sucessão sedimentar (Figs. 27, 28, 29 e 30).

No caso dos perfis de magnetometria e gravimetria foi seguida a seguinte metodologia:

1. Estimativa da profundidade da coluna de água e sua densidade,
2. Estimativa da coluna sedimentar e sua densidade,
3. Estimativa da profundidade da crosta e suas respectivas densidades e susceptibilidade magnética,
4. Estimativa da profundidade do manto, com base no mapa de isostasia;
5. Por fim através do ajuste detalhado dos quatro fatores citados anteriormente foi possível ajustar as curvas observada e calculada dos perfis.

O modelo geológico baseado na interpretação dos perfis sísmico, gravimétrico e de magnetometria consta dos seguintes elementos:

1. Crosta continental (C.C),
2. Crosta oceânica (C.O),
3. Rocha vulcânica intrusiva (INT),
4. Sedimento (Sed)

Para a interpretação Sísmica foi utilizada a seguinte metodologia:

1. De posse da linha sísmica processada, foram atribuídos valores de velocidades de cada camada e como consequência foi realizada uma estimativa grosseira da espessura da camada sedimentar;
2. Com base na posição de corpos de origem vulcânica, foram atribuídos volumes com densidade diferente, compatível com as litologia, nos perfis elaborados;
3. Por fim foi feita uma correlação e análise integrada dos dados sísmicos com os perfis potenciais;

Alguns dos corpos magmáticos que afetaram a região do platô apresentam influência notável, comprovadas pelas anomalias magnéticas e gravimétricas que causam, mas também devido às gigantescas dimensões que apresentam, como por exemplo, podemos citar o Alto de Gaibu com alinhamento próximo ao sentido (N-S) (Figs. 27, 28, 29 e 31).

A análise do perfil correspondente a linha 0232-0374, apresentou coerência na correlação da interpretação sísmica com a modelagem para as feições da crosta. Os principais horizontes interpretados, que estão relacionados aos limites estratigráficos mais importantes, vistos nas linhas são:

- Horizonte vermelho - embasamento cristalino
- Em Marrom- topo do Rife
- horizonte azul - topo do sal
- horizonte laranja - topo do Albiano
- horizonte verde - topo do Cretáceo
- horizontes rosa e magenta - topo e base vulcânicas
- horizonte azul claro - discordância que marca o Oligoceno
- horizonte amarelo - superfície do fundo do mar

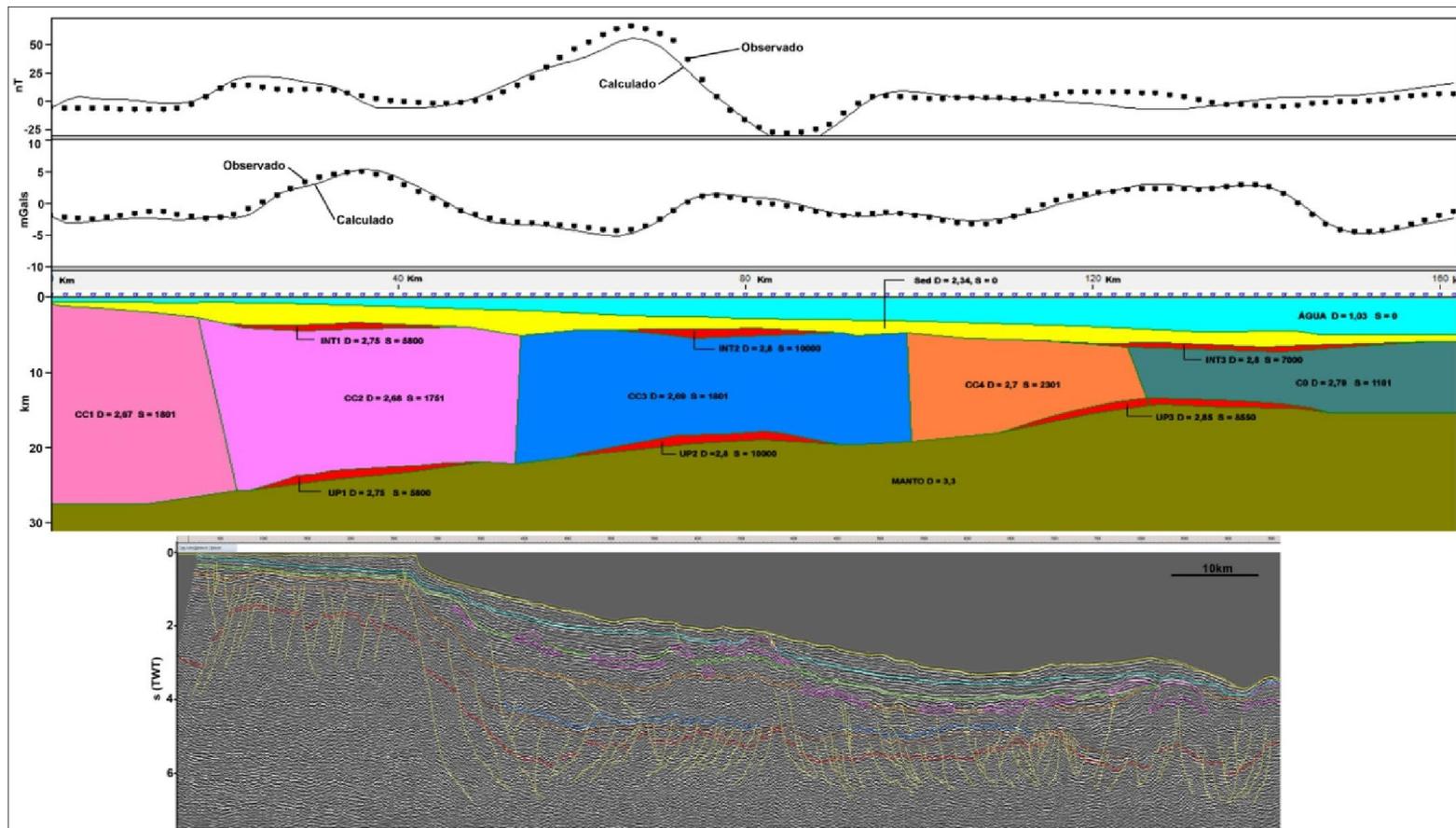


Figura 27 - Perfis magnético, gravimétrico e sísmico (linha 0250-0374), com a estimativa da profundidade do embasamento e da espessura da crosta estendida que forma a região do platô. Os corpos vulcânicos, underplate, intrusões e derrames na coluna sedimentar foram inferidos a partir das observações da linha sísmica e das respostas dos perfis. Crosta continental (C.C), crosta oceânica (C.O), Rocha vulcânica intrusiva (INT), Sedimento (Sed). Horizonte vermelho - embasamento cristalino, em Marrom- topo do Rifte, horizonte azul - topo do sal, horizonte laranja - topo do Albiano, horizonte verde - topo do Cretáceo, horizontes rosa e magenta - topo e base vulcânicas, horizonte azul claro - discordância que marca o Oligoceno, horizonte amarelo - superfície do fundo do mar.

No perfil geofísico correspondente a linha 0250-0378, é possível observar a influência de corpos de rochas vulcânicas dentro da sucessão sedimentar e em situação bastante rasa em relação a estratigrafia dos depósitos sobre o platô (Fig. 26). No centro do platô ocorre uma feição, possivelmente de origem vulcânica, que através do dado sísmico pode se inferir que seja relativamente jovem, final do Cretáceo, ou início do Paleógeno, e que corresponde a uma feição bastante peculiar, dômica (Fig. 26).. Esta feição, denominada nos mapas como Alto de Gaibu, possivelmente gerada por intrusões massivas, resultou na criação de uma feição positiva na superfície do fundo do mar. Isto indicaria que o processo de intrusões e derrames pode ter criado uma estrutura aflorante que posteriormente foi recoberta por rochas sedimentares do Paleógeno-Neógeno.

A interpretação dos perfis obtidos neste trabalho nos mostra que há uma maior espessura da cobertura sedimentar na região da bacia interna, e nas regiões deprimidas do platô (Fig. 26). A espessura da capa sedimentar em gerla se torna menos espessa sobre o Alto do Maracatu, onde as sequencias da fase pós-rifte apresentam espessura reduzida. Vale salientar que na faixa costeira não ocorrem rochas de idade pós Santoaniano (Lima Filho, 1998), evidenciando que rochas do final do Cretáceo, e do paleógeno, ou foram erodidas, ou não se depositaram.

No perfil da linha 0250-0378 também é possível observar que na região de transição para a crosta oceânica, ocorrem rochas vulcânicas sobre o embasamento, e possivelmente grande volume de derrames (Fig. 26). Próximo ao final da linha sísmica, na extremidade leste, ocorrem refletores inclinados para oeste, e que estes talvez representem fluxo de material magmático sobre a placa continental (?). Estes indícios sugerem que o limite da crosta continental possivelmente se encontra no L1, mais próximo ao continente, conforme as figuras 15,17, 19 e 21).

Observa-se de forma geral que o vulcanismo no platô apresenta um volume maior do que o que se observa na região da bacia interna, e na faixa costeira. Este fato, provavelmente, se deve ao fato de que a anomalia térmica, possivelmente associada ao hotspot Santa Helena (Lima Filho & Barbosa, 2010), afetou inicialmente a região de crosta menos distendida, sob a região da bacia interna, e com o movimento da placa para oeste, a anomalia passou a afetar a região de crosta distendida, e assim produzindo maior fusão da mesma e maior volume de intrusões e derrames. A injeção de material vulcânico e subvulcânico teria sido muito maior ou mais eficiente em relação ao vulcanismo da porção *onshore*, o qual atuou em condição de maior rigidez e espessura da placa continental.

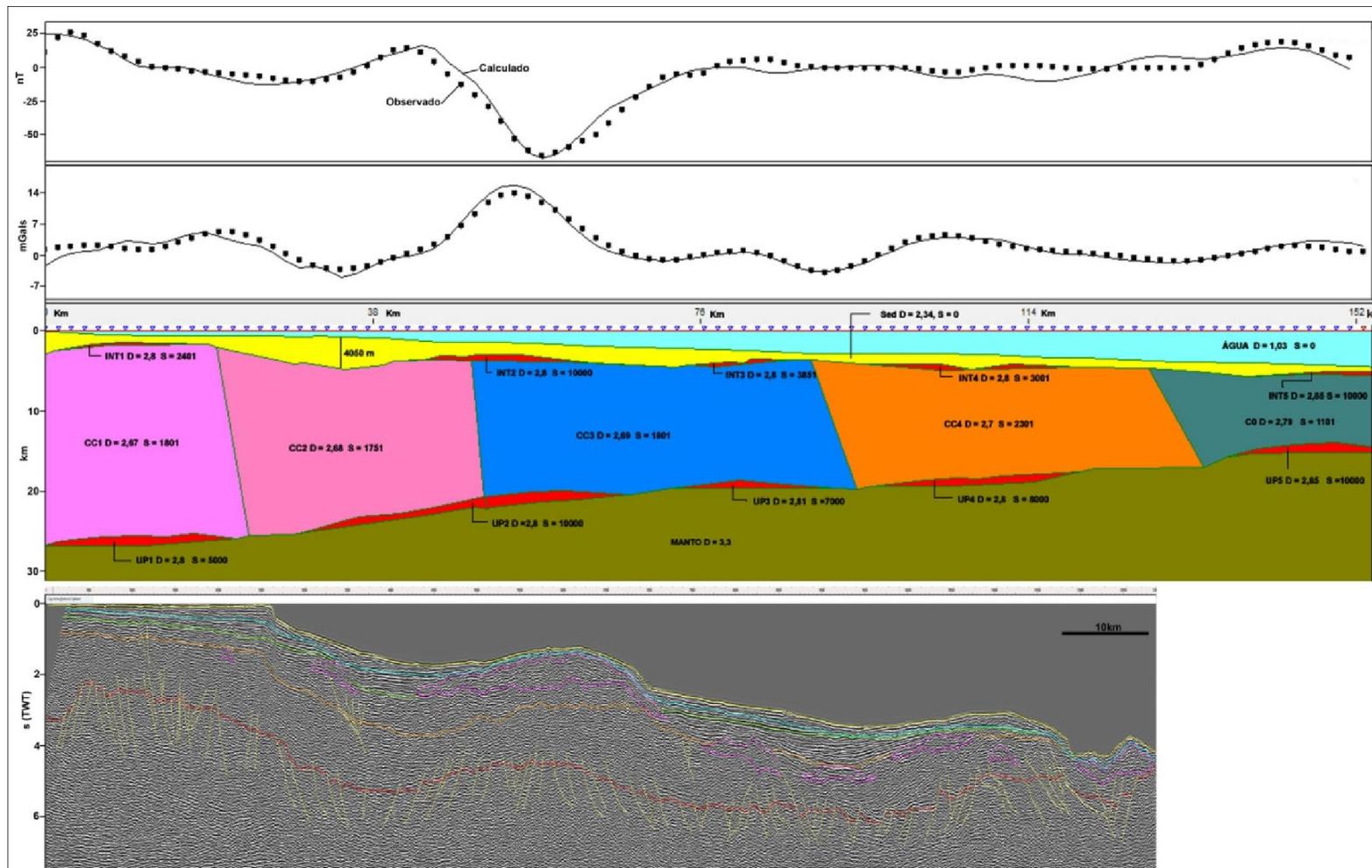


Figura 28 - Perfis magnético, gravimétrico e sísmico (Linha 0250-0378), com a estimativa da profundidade do embasamento e da espessura da crosta. Crosta continental (C.C), crosta oceânica (C.O), Rocha vulcânica intrusiva (INT), Sedimento (Sed). Horizonte vermelho - embasamento cristalino, em Marrom- topo do Rifte, horizonte azul - topo do sal, horizonte laranja - topo do Albiano, horizonte verde - topo do Cretáceo, horizontes rosa e magenta - topo e base vulcânicas, horizonte azul claro - discordância que marca o Oligoceno, horizonte amarelo - superfície do fundo do mar.

A análise do perfil correspondente a linha 0232-0406 que corta a região do platô na direção NNE-SSW, foi possível notar a existência de um grande corpo vulcânico na parte central da linha. Outra característica observada na região cortada pela linha é o fato de a quantidade de corpos de rochas vulcânicas relacionados a derrames, vulcões e intrusões. Observa-se nesta linha que a maior quantidade de estruturas relacionadas a vulcões e derrames está posicionada dentro da sucessão sedimentar em um intervalo que abrangeria o final do Cretáceo e o Paleógeno. Isto indica que o vulcanismo nesta região seria mais jovem do que o que se observa na bacia interna e na faixa costeira, conforme mencionado anteriormente.

Conforme o mapa da figura 2 observa-se que a porção SW do perfil está sob uma região com estimativa de profundidade entre 7000 a 9000 m. Essas estimativas foram obtidas através dos mapas de inversão regional e residual (Figs. 24 e 25), e estas variam conforme a consideração dos parâmetros ficando a profundidade mais provável em torno de 8500m.

A análise do perfil geofísico correspondente a linha 0250-0363, permitiu observar a correspondência entre a modelagem dos perfis geofísicos e a interpretação sísmica, bem como algumas divergências. Em especial observa-se uma anomalia magnética mais importante na parte central do perfil, para a qual não foi possível identificar um corpo vulcânico de maior expressão (Fig. 25). Isto pode se dever a falta de resolução da porção mais inferior do dado sísmico, ou a possibilidade de que o corpo magnético esteja dentro da placa, como um underplate(?).

A análise dos perfis geofísicos, integrados com as linhas sísmicas, permitiu compreender que a região do platô repousa sobre crosta continental estirada, fortemente afetada por vulcanismo, e que o processo de distensão foi acomodado pelas grandes zonas de cisalhamento que já existiam no embasamento pré-cambriano. Estas estruturas agiram como falhas transformantes durante o processo inicial de abertura e posteriormente como falhas de transferência, devido a reativações dos blocos falhados.

A inferência sobre o limite de crosta continental estirada permite sugerir que este se encontra entre 130 a 150km distante do limite de linha de costa, dependendo em que direção esta medida é executada. Portanto com relação a possibilidade de exploração da área foi possível determinar a existência de regiões como um potencial favorável a geração de óleo e gás natural. Esta possibilidade ficou evidente sobre na região da bacia do platô devido as características geológicas favoráveis - maior espessura da coluna sedimentar, existência de rochas correspondentes a fase de deposição de rochas geradoras (Aptiano-Albiano) e a existência de uma camada de evaporitos. Além disso a tectônica intensa que afetou a bacia do platô permitiu a geração de estruturas favoráveis a formação de trapas estruturais e rotas de migração (falhas, dobras).

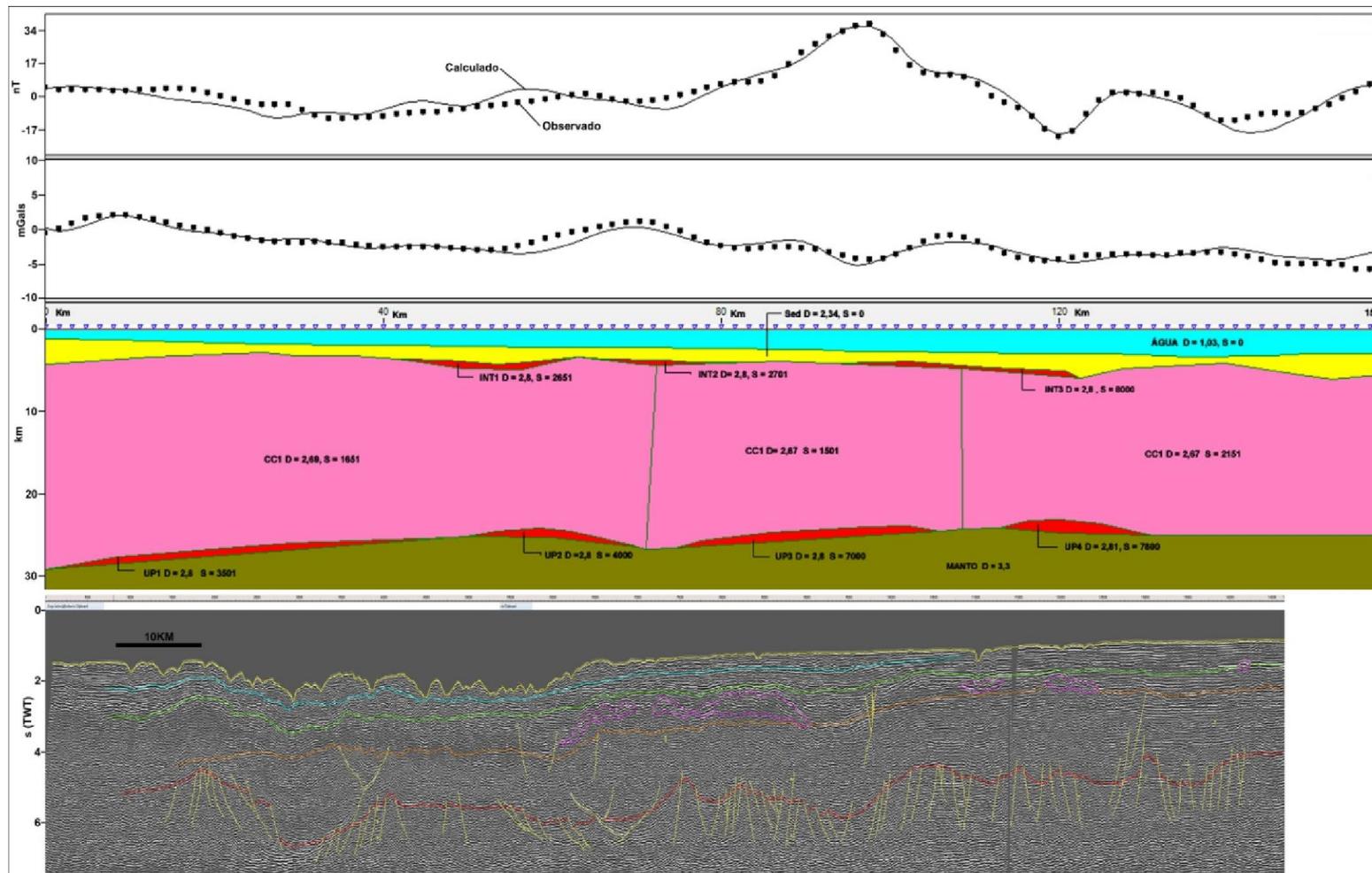


Figura 29 - Perfis magnético, gravimétrico e sísmico (Linha 0232-0406) com as estimativa da profundidade do embasamento e da espessura de crosta. Crosta continental (C.C), crosta oceânica (C.O), Rocha vulcânica intrusiva (INT), Sedimento (Sed). Horizonte vermelho - embasamento cristalino, em Marrom- topo do Rife, horizonte azul - topo do sal, horizonte laranja - topo do Albiano, horizonte verde - topo do Cretáceo, horizontes rosa e magenta - topo e base vulcânicas, horizonte azul claro - discordância que marca o Oligoceno, horizonte amarelo - superfície do fundo do mar.

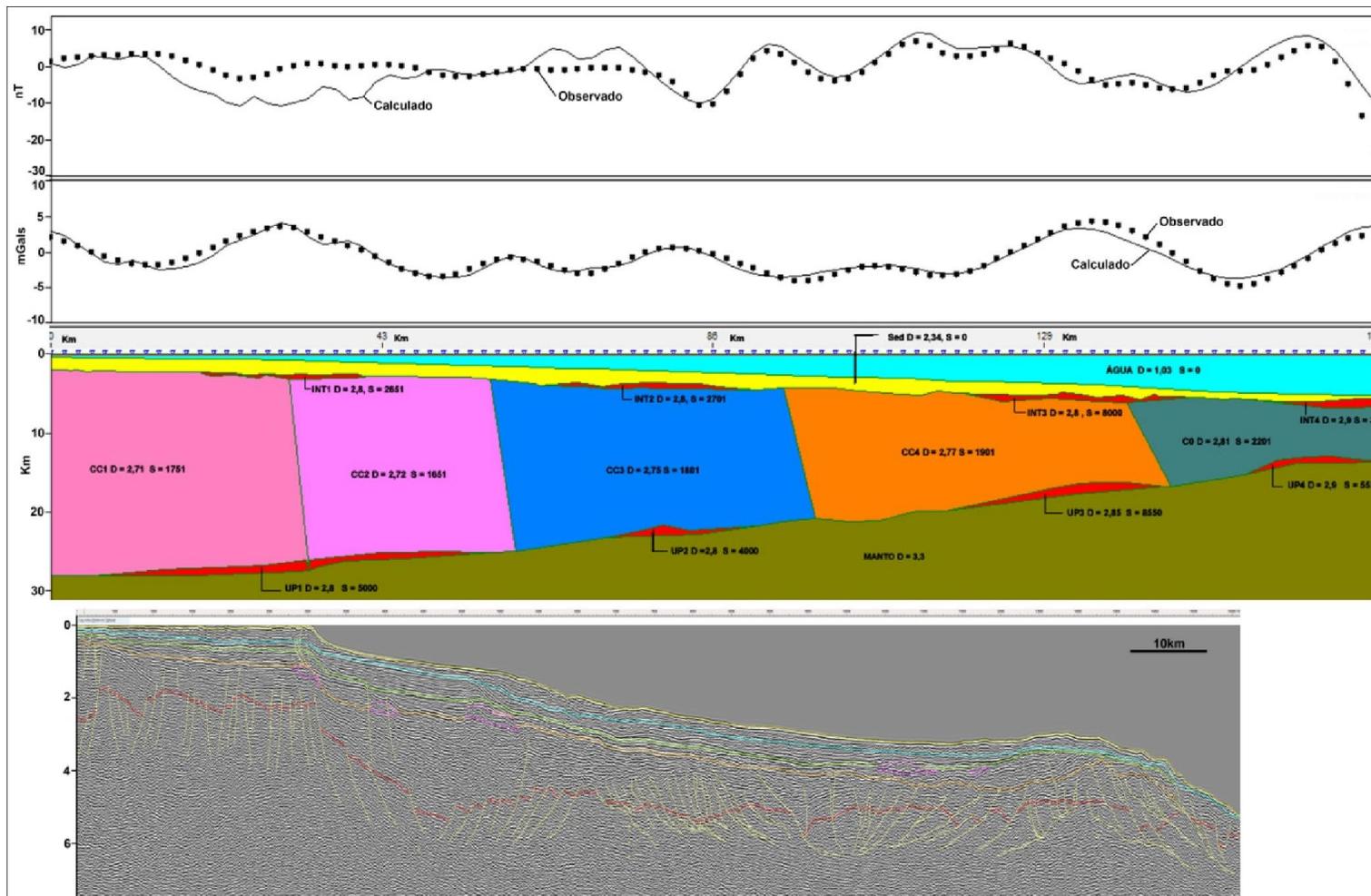


Figura 30 - Perfis magnético, gravimétrico e sísmico com a estimativa da profundidade do embasamento e da espessura sedimentar. Linha 0250-0363. Crosta continental (C.C), crosta oceânica (C.O), Rocha vulcânica intrusiva (INT), Sedimento (Sed). Horizonte vermelho - embasamento cristalino, em Marrom- topo do Rife, horizonte azul - topo do sal, horizonte laranja - topo do Albiano, horizonte verde - topo do Cretáceo, horizontes rosa e magenta - topo e base vulcânicas, horizonte azul claro - discordância que marca o Oligoceno, horizonte amarelo - superfície do fundo do mar.

## 8 CONCLUSÕES

- As análises dos Métodos Potenciais possibilitaram o reconhecimento de algumas estruturas de caráter regional discutidas na literatura recentemente tais como: a existência da Bacia de Pernambuco, o Alto de Maracatu, o Alto de Gaibu e três baixos, ou depocentros principais da bacia do platô, Baixo de Itapuama, o Baixo Externo do Platô, e o Baixo de Tamandaré.
- Através do mapa de inversão gravimétrica regional obtido pela pesquisa, foi possível estimar a profundidade de alguns depocentros importantes na região do platô: cerca de 8,5Km no Baixo de Tamandaré, bem como uma profundidade estimada de 5 Km no baixo de Itapoama.
- A interpretação de dados sísmicos revelou a presença expressiva de corpos de rochas vulcânicas, fato que pode se revelar de importância para a caracterização do seu sistema petrolífero. Este fato associado a espessura da coluna sedimentar revela a possibilidade da existência de plays associados a presença de rochas vulcânicas que podem atuar como selantes de reservatórios.
- A integração dos dados permitiu dividir a Bacia de Pernambuco, incluindo sua porção onshore e offshore, em dois grandes domínios tectônicos. A partir da observação das características desses domínios foi realizada uma classificação do potencial exploratório. A área 1, bacia interna, apresenta possivelmente um potencial menos expressivo, por conta do extensivo vulcanismo. A área 2, Bacia do Platô, apresenta o potencial mais expressivo, considerando a existência de rochas geradoras em regiões profundas, com rotas de migração formadas por falhas.
- Foram observadas duas novas estruturas tectônicas as quais foram denominadas de graben de Sirinhaém e graben de Maragogi sendo necessários estudos mais detalhados para a confirmação desta hipótese.
- Os modelos 2D gerados, e integrados a interpretação sísmica, permitiram uma correlação positiva para a estimativa da espessura sedimentar e profundidade do embasamento. Através da modelagem 2D também foi possível estimar a extensão da Bacia do Platô, com a

determinação da posição do limite para a crosta continental estirada, que foi estimado em sua máxima extensão em torno de 130 a 150km.

- A partir dos mapas obtidos com a modelagem dos dados potenciais, e da interpretação de dados sísmicos, foi sugerida uma forte influência de falhas transcorrentes dextrais com direção NE-SW e E-W, herdadas a partir de estruturas pré-cambrianas do embasamento que compõem a plataforma e a região de crosta estirada do platô.
- Também foram identificadas falhas transcorrentes sinistrais de transferência, com trend principal NW-SE associadas a falhas normais NE-SW, que foram responsáveis pela formação dos grabens e horsts na região plataformal. Essas observações são coerentes com a abertura da bacia, devido à ação das estruturas pré-existentes, as quais assumiram uma situação oblíqua em relação ao eixo do rifte. Com relação aos regimes, o que se observou foi a existência de componente compressional, na região distal do platô, que possivelmente foi causado por eventos posteriores a fase rifte.
- Em termos cinemáticos foi possível associar a dinâmica envolvida na evolução da bacia com o modelo de Riedel, fato este que deixa a análise e interpretação dos dados mais confiável.

### Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Neves, B.B.B; Fuck, R.A.; 1977 – Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande (PB). *Atas... Campina Grande (PB): SBG. 1977. P.363-391*
- Alheiros, M.M.; Lima Filho, M.A Formação Barreiras. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Recife: UFPE/ DEGEO, 1991. p. 77-88 (*Estudos Geológicos - série B, Estudos e Pesquisas, 10*).
- Almeida, C.B., Cruz, L.R., Jardim de Sá, E.F., Vasconcelos, P.M.P., Medeiros, W.E. 2005. Tectônica e relações estratigráficas na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil: contribuição ao conhecimento do rifte Atlântico Sul. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2): 167-180.
- Alves, E.C., Costa, M.P.A. 1986. Interpretação sismo-estratigráfica da porção norte do platô de Pernambuco e suas possíveis correlações com a Bacia de Pernambuco-Paraíba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Goiânia, *Atas*, v. 1, p. 286-297.
- Amaral, A.J.R. & Menor, E.A. 1979. A seqüência vulcano-sedimentar cretácea da região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 9, Natal, *Atas...* 251-269.
- Barbosa, J.A. & Lima Filho, M.F. 2006. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 14(2): 287-306p.
- Barbosa, J.A., Lima Filho, M.F. 2005. Os Domínios da Bacia da Paraíba. In: Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, 3, Salvador. *Anais em CD-Rom* 2,3p.
- Barbosa, J.A., Lima Filho, M., Neumann, V.H., Neto, J.C.J., Araújo, J.A.A. 2008. Potencial exploratório das bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal. In: Rio Oil & Gas Conference 2008, Rio de Janeiro, *Boletim de Trabalhos Técnicos*, 1-8 (IBP\_1746).
- Beurlen, K. 1961. O Turoniano marinho do Nordeste do Brasil. *Bol. Soc. Bras. Geol.* 10(2): 39-52.
- Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Rand, H.M., Mano, V.V. 1982. The Pernambuco – alagoas massid, northeast Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, Vol.124, n°. 1-3 p. 240-250.
- Castro, David Lopes., Bezerra H. R Francisco., Souza, Mario O. L., Fuck, Reinhaedt A. 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. Journal of Geodynamics Volume 54, March 2012, Pages 29–42.
- Cobra, R. Q. 1960. Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho. Boletim N° 142 Ministerio das minas e energia, Departamento nacional da produção mineral Belo Horizonte. Divisão de formento da produção mineral. Rio de Janeiro Brasil.

- Córdoba, V. C., Souza., D. C., Sá, E. F. J. 2006. Sequencia de depocionais do estágio rifte na Bacia Sergipe – Alagoas. ST02: AO - 394
- Dantas, J. R. A., 1980. Mapa Geológico do Estado de Pernambuco: texto explicativo. Recife. 112p (dois mapas em anexo).
- DOBRIN, M. B. 1976. Introducción a la Propección Geofísica. Barcelona. Ediciones Omega. 245p.
- Fainstein, R., Milliman, J.D., 1979. Structure and origin of three continental-margin plateaus, Northeastern Brazil. AAPG bulletin, 63 (2), 218-238.
- Feijó, F.J. 1994. Bacia de Pernambuco-Paraíba. *Bol. Geociências da Petrobrás*, 8(1): 143-147.
- Fowler. C. M. R, 1990; The solid Earth na introduction to global geophysics. Cambridge University press.
- Gomes, P.O., Gomes Benedito s., Palma, Jorge .J.c., Jino, Koji., Souza, Jairo. M. 2000. Ocean-continent and tectonic framework of the oceanic crusta t the continental margin off Ne Brazil: Results of Leplac project. American Geophysical Union.
- Gomes, P.O. 2005. Tectonismo, vulcanismo, sedimentação e processos erosivos no segment nordeste da margem continental brasileira. Unpublished Doctorate Thesis, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 183 pp
- Halliday, David. Fundamentos de Física Eletromagnetismo. Robert Resnick e Jearl Walker, Editora LTC 7ª edição.
- Kearey, Philip., Brooks, Michael., Hill, Ian. 2009. Geofísica de Exploração. Oficina de textos.
- LIANDRAT, E., BOA HORA, M. P. P., MORAES, R. A. V. 1989. Resultados dos Levantamentos aeromagnetométricos offshore no litoral brasileiro entre Salvador e João Pessoa. In Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1, SBGF, Rio de Janeiro, Anais V2: 626-629.
- Lima Filho, M. F. 1998. Análise Estrutural e Estratigráfica da Bacia Pernambuco. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Lima Filho, M. A. , Barbosa, J. A., Souza, E.M. 2006. Eventos tectônicos e sedimentares nas bacias de Pernambuco e da Paraíba: implicações no quebramento do gondwana e correlação com a bacia do rio muni. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 25, n. 1, p. 117-126, 2006
- Lima Filho, M.F., Barbosa, J.A., Neumann, V.H., Souza, E.M. 2005. Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - SNET*, 10, Curitiba. *Boletim de resumos expandidos*, 45-47.
- Luiz, José Gouvêa, 1995. Geofísica de prospecção. Lúcia Maria da Costa e Silva, Editora universitária UFPA.
- Maia, Maria, F. B. 2012. Revisão da estratigrafia do intervalo aptiano-albiano da bacia de Pernambuco, nordeste do Brasil. Dissertação de mestrado. 14p

- Mabesoone, M. J. & Alheiros, M.M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(4): 476-482.
- Mabesoone, J. M. 1995. Novos estudos na Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. *Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife. Bol. (14) 1: 254-265*
- Mabesoone, J. M & Alheiros, M. M 1993. Evolution of the Pernambuco - Paraíba - Rio Grande do norte basin end problem of the south of Atlantic connection. *Geologie en Mijnboun 71. Kluwer Academic Publishers printed in the Netherlands 357-358p.*
- Matos, Renato M Daros, 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implication for the break-up between Brazil and west Africa. Petrobras, E&P – ENCE.
- Mavko. Gary; Mukerji. Tapan; Dvorkin Jack; The Rock Physics Handbook, Second Edition. Cambridge University Press.
- Mello, S.L.M., Costa, M.P.A., Miranda, C.A., Boa Hora, M.P.P. 1988. Modelagem gravimétrica do limite crosta continental/oceânica na região do Platô de Pernambuco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. *Anais*, v. 4, p. 1647-1656.
- Mendiratta, Sushil Kumar, 1984. Introdução ao eletromagnetismo. Fundação Calouste Gulbenkian.
- Nascimento, M. A. L. 2003. Geologia, geocronologia, geoquímica e petrogênese das rochas ígneas cretácicas da província magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, PPGG-UFRN, Tese de Doutorado.
- Ojeda, y Ojeda, H.A. 1981. Estrutura, Estratigrafia e Evolução das Bacias Marginais Brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências, 11: 257-273.*
- Oliveira, A. I.; Leonardos, O. H. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Serviço Informação Agrícola/Ministério da Agricultura, 1943. 813 p.
- Parasnis, D. S. Principles of Applied Geophysics. Editora Chapman and Hall
- Rand, H.M. & Mabesoone, J.M. 1982. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 38: 163-183.163p.
- Rand, H.M. 1976. Estudos geofísicos na faixa litorânea ao sul do Recife. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, *Tese de Livre Docência, 112p.*
- Rand, H. 1978. Análise gravimétrica e magnetométrica da estrutura subsuperficial da faixa costeira do nordeste brasileiro. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais...*, 5: 2336-2346.
- Rand, H.M, 1985. Ligação “landbridge” (ponte intercontinental) entre Pernambuco-Paraíba e Nigéria-Camarões. In: Fanerozóico Nordestino. Recife, UFPE/DGEO, Tex. Did., Série. D, 1: 44.

- Reitz, John R, 1982. Fundamentos da teoria eletromagnética. Frederick J Milford, Robert W Christy, Editora Campos LTDA
- Roy, Kalyan kumar, 2007. Potential Theory in Applied Geophysics. Editora springer.
- Rosa, André L Romanelli. 2010. Análise do sinal sísmico. Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Rosa. Roberto. 2004; Cartografia básica. Universidade federal de Uberlândia Instituto de geografia laboratório de geoprocessamento.
- Santos. Edilton j. Dos. 2009; A tectônica rúptil e o magmatismo associado da bacia pernambuco – uma revisão tectônica preliminar. José maurício rangel da silva1; mário de lima filho; paulo de barros correia1; sharliane dorneles d'almeida arruda1; gilberto bonfim gantois.
- Sial, A.N., Long, L.E., Borba, G.S. 1988. Cretaceous Magmatic Province of Cabo, Pernambuco, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n. 4, p. 667-673
- Silva, E. P. 2008. Interpretação sísmica e modelamento magnetométrico e gravimétrico 2D e 3D de corpos vulcânicos localizados na sub-bacia do Platô de Pernambuco : uma contribuição à sua evolução tectono-estratigráfica. 100 pag. *Dissertação – Recife, UFPE*.
- Tavares Júnior, J.R, 2008. Mapeamento do embasamento da sub-bacia Olinda e sub-bacia Alhandra usando modelagem Gravimétrica e Magnetométrica 2-D e 3-D. Tese de Doutorado, Departamento de Geología Centro de Geociências e tecnologia da Universidade Federal de Pernambuco.
- Tarling, D. H, 1983. Palaeomagnetism Principles and applications in geology, geophysics and archaeology.
- Tsuboi, Chuji, 1981. Gravity. British Library Catalogung in Publication Data 1p.
- Tipler, A Paul, 2006. Física Eletricidade e magnetismo, ótica. Gene Mosca. Editora LTC 5°, 239p.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127: 287–327.
- Veeken, P. C. h. 2007. Seismic Stratigraphy basin analysis and reservoir characterisation. Elsevier.
- Verschuu. D. J, 2006; Seismic multiple removal techniques past, present and future. EAGE Publications bv.
- White, Mary Anne, 1999. Properties of materials. Oxford university press.