VINHO

UFRJ

André Fabiano Steklain

Aplicação dos Métodos Eletromagnéticos na Bacia Sergipe-Alagoas

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Especialista em Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Jadir da Conceição da Silva (UFRJ)
Marco Polo Pereira Buonora (Petrobras)
Carlos Jorge de Abreu (UFRJ)

M
GL
S818A

Rio de Janeiro
Março de 2007

STEKLAIN, André Fabiano

Aplicação dos Métodos Eletromagnéticos na Bacia Sergipe-Alagoas / André Fabiano Steklain - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

01, 78 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2007.

Orientadores: Jadir da Conceição da Silva, Marco Polo Pereira Buonora, Carlos Jorge de Abreu

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Jadir. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

André Fabiano Steklain

APLICAÇÃO DOS MÉTODOS ELETROMAGNÉTICOS NA BACIA SERGIPE-ALAGOAS

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Especialista em Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Jadir da Conceição da Silva (UFRJ)
Marco Polo Pereira Buonora (Petrobras)
Carlos Jorge de Abreu (UFRJ)

Aprovada em: 27.03.2007

Por:

_____
Jadir da Conceição da Silva (UFRJ)

_____
Marco Polo Pereira Buonora (Petrobras)

_____
Carlos Jorge de Abreu (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

À minha futura esposa

Agradecimentos

Agradeço primeiramente à Petrobras, pelo investimento na qualificação dos seus funcionários que resultaram na criação deste curso, e à UFRJ pelo endosso acadêmico; aos professores Marco Polo Pereira Buonora (Petrobras) e Jadir da conceição da Silva (UFRJ) pela orientação nesta monografia; aos coordenadores do curso de formação de geofísicos da Petrobras, Alvaro Gomes e Luís Carlos, pelo excelente apoio operacional.

Agradeço aos colegas de curso, com os quais enfrentei esta jornada; aos meus pais, por todo o apoio e carinho recebido. Em especial, agradeço à minha futura esposa, Adriana Lopes, pelo amor incondicional recebido em todos estes anos.

Resumo

STEKLAIN, André. **Aplicação dos Métodos Eletromagnéticos na Bacia Sergipe-Alagoas**. 2007. xx, 000p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

NESTE trabalho é apresentado o método eletromagnético no contexto da caracterização da bacia Sergipe-Alagoas. Primeiramente a bacia Sergipe-Alagoas é estudada sob todos os aspectos geológicos. Na segunda parte três diferentes métodos são apresentados desde os fundamentos teóricos até o tratamento dos dados. São eles o Método Magnetotelúrico, o Método Eletromagnético com Fonte Controlada (CSEM) e o Método do Transiente Eletromagnético (TEM). Por fim, é apresentado um estudo de caso tendo como base um trabalho sobre o levantamento TEM realizado na bacia Sergipe-Alagoas.

Palavras-chave: métodos eletromagnéticos; bacia Sergipe-Alagoas; estratigrafia geoelétrica

Abstract

STEKLAIN, André. **Aplicação dos Métodos Eletromagnéticos na Bacia Sergipe-Alagoas**. [***Application of the Electromagnetic Methods in the Sergipe-Alagoas Basin***]. 2007. xx, 000p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

IN this work the electromagnetic method is presented in the context of the characterization of the Sergipe-Alagoas basin. As first step the Sergipe-Alagoas basin is studied in all his geological aspects. At the second part three different methods are presented, from theoretical fundaments to the data processing. They are the Magnetotelluric Method, the Controlled Source Electromagnetic Method (CSEM) and the Transient Electromagnetic Method (TEM). At the end a case study is presented, based on a previous work about a TEM recording in this basin.

Key-Words: electromagnetic methods; Sergipe-Alagoas basin; geoelectrical stratigraphy

Lista de figuras

Figura 1 - Localização da Bacia SE-AL no Brasil 2
Figura 2 - Diagrama estratigráfico da bacia de Sergipe 7
Figura 3 - Diagrama estratigráfico da bacia de Alagoas 8
Figura 4 - Diagrama estratigráfico da bacia de Sergipe-Alagoas 9
Figura 5 - Carta estratigráfica de ambiente deposicional da bacia de SE-AL 16
Figura 6 - Mapas de localização e estrutural ao nível do embasamento 18
Figura 7 - Mapa de arcabouço tectônico com grandes feições regionais 19
Figura 8 - Seção D-1 na direção *dip* da Bacia de Sergipe-Alagoas 21
Figura 9 - Estágios de evolução da margem passiva brasileira 25
Figura 10 - História deposicional da costa brasileira na fase rifte 29
Figura 11 - Localização das acumulações de hidrocarbonetos na bacia SE-AL . 31
Figura 12 - Carta de eventos para o sistema petrolífero Ibura-Muribeca 32
Figura 13 - Carta de eventos para o sistema petrolífero Ibura-Calumbi 33
Figura 14 - Quadro de produção a partir da década de 60 34
Figura 15 - Superfície e circuito englobando dois meios 41
Figura 16 - Correntes telúricas da Terra 53
Figura 17 - Aparelho utilizado para medidas magnetotelúricas terrestres 55
Figura 18 - Aparelho utilizado para medidas magnetotelúricas marinhas 56
Figura 19 - Aquisição dos dados CSEM 64
Figura 20 - Modos radial, azimutal e intermediário 65
Figura 21 - Correntes induzidas circulares na subsuperfície 67
Figura 22 - Área do levantamento TEM 70
Figura 23 - Modelos inversos e curvas de ajuste para as estações 71
Figura 24 - Seções composta ao longo dos quatro perfis estudados 72
Figura 25 - Estratigrafia geoelétrica ao longo dos perfis estudados 73

Lista de Quadros

Quadro 1 - Listagem dos campo de produção da bacia de SE-AL.....37

Sumário

Agradecimentos vi
Resumo viii
Abstract ix
Lista de figuras x
1 INTRODUÇÃO 1
2 OBJETIVO 4
3 MÉTODO 5
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA 6
4.1 Estratigrafia 6
4.1.1 Formações não marinhas 9
4.1.2 Formações marinhas 13
4.2 Geologia Estrutural 17
4.3 Geologia Histórica 22
4.4 Geologia do Petróleo 30
5 MÉTODOS ELETROMAGNÉTICOS 38
5.1 Base Teórica 38
5.1.1 Equações de Maxwell 38
5.1.2 Equações de Maxwell em Meios Lineares 39
5.1.3 Condições de Fronteira 40
5.1.4 Ondas em Meios Condutores 42
5.1.5 Potenciais 46
5.1.6 Resistividade Aparente 49
5.2 Método Magnetotelúrico 51
5.2.1 Correntes Telúricas 51
5.2.2 Aquisição de Dados 53
5.2.3 Processamento dos Dados 57
5.3 Método Eletromagnético com Fonte Controlada (CSEM) 62
5.3.1 Necessidade de uma fonte controlada 62
5.3.2 Aquisição dos Dados 63
5.4 Método do Transiente Eletromagnético (TEM) 65

5.4.1 Introdução ao Método 65
5.4.2 Aquisição dos Dados 67
5.4.3 Processamento dos Dados 68
5.5 Estudo de Caso: Levantamento TEM na Bacia Sergipe-Alagoas 69
6 CONCLUSÕES 74
Referências bibliográficas 75

1 INTRODUÇÃO

A bacia de Sergipe-Alagoas ocupa uma faixa alongada na costa leste brasileira, entre os paralelos 9° e 11° sul, limitando-se ao norte pela bacia de Pernambuco-Paraíba e, ao sul pela bacia de Jacuípe (Figura 1). Sua forma é alongada na direção NE, com extensão de 350 km. Sua largura média é de 35 km bem definidos em terra, estendendo-se em direção ao mar certamente além da isóbata de 2000 m. Até esta lâmina d'água, sua área é de 35000 km^2, sendo 12000 km^2 em terra, equivalendo a um terço em área da bacia. A sua porção terrestre preserva uma seção sedimentar mais delgada, ao passo que nos grandes baixos deposicionais da parte marítima, o pacote total alcança mais de 10 km de espessura (Feijó, 1994).

Das bacias da margem leste, a de Sergipe-Alagoas é a que registra a sucessão estratigráfica mais completa, incluindo remanescentes de uma sedimentação paleozóica, um pacote jurássico a eocretácico pré-rifte amplamente desenvolvido, e as clássicas seqüências meso-cenozóicas sinrifte e pós-rifte. A bacia de Sergipe-Alagoas pode ser subdividida nas sub-bacias Sergipe e Alagoas, que possuem importantes diferenças estruturais e estratigráficas. De um modo geral, essas bacias apresentam grande similaridade em suas sedimentações neopaleozóicas e jurássicas. Entretanto, a série neocomiana está bem mais desenvolvida na bacia de Alagoas, enquanto que as séries gálica e senoniana e o sistema terciário é mais desenvolvido na bacia de Sergipe. O limite entre essas duas bacias é considerado na proeminente feição positiva chamada de Alto de Jaboatã-Penedo.

A porção terrestre da bacia de Sergipe-Alagoas é caracterizada por depocentros separados pelo alto embasamento, algumas falhas transcorrentes na direção NO e as principais na direção NE, associadas com a abertura do sistema rifte. A porção do sistema rifte marinho

é caracterizada por uma cobertura sedimentar relativamente fina e por uma série de depocentros controlados pelas falhas sintéticas da plataforma e da região de águas profundas.

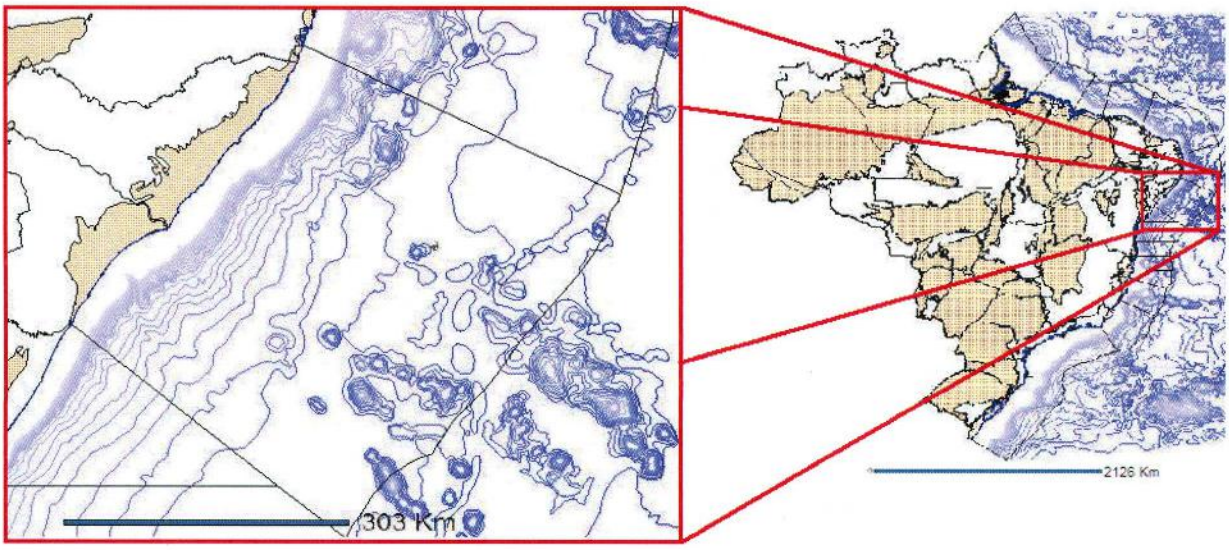

Figura 1 - Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas no Brasil com aumento da região. Bacia marítima mostrada com batimetria. (fonte: *site* da ANP)

A bacia de Sergipe-Alagoas é caracterizada por uma série de acumulações de hidrocarbonetos relativas a diferentes rochas geradoras, incluindo folhelhos das megasequências Continental e Transicional, e folhelhos e carbonatos da megasequência Marinha. As rochas geradoras relativas à megasequência Continental são as responsáveis pela principal acumulação de hidrocarbonetos da sub-bacia de Alagoas, correspondendo à Formação Barra de Itiúba. Essas rochas foram depositadas do Neocomiano até o Aptiano e apresentam uma taxa de carbono orgânico (TOC) de até 12%. Por outro lado, as rochas evaporíticas aptianas da fase transicional são as responsáveis pela geração da maior acumulação da sub-bacia de Sergipe, correspondendo à Formação de Muribeca. Essas rochas geradoras, apesar de possuírem TOC de aproximadamente 6% e serem compostas principalmente por matéria orgânica de alta hidrogenação, apresentam-se imaturas em sua maioria devido à reduzida espessura das formações sobrepostas a elas.

A bacia de Sergipe-Alagoas é uma das mais tradicionais produtoras de petróleo do País e, juntamente com a bacia do Recôncavo, escreveu as primeiras páginas na história da Geologia do petróleo brasileira.

2 OBJETIVO

Esta monografia é parte integrante do Curso de Formação de Geofísicos da Petrobrás iniciado em julho de 2006. Ela tem por objetivo a caracterização geológica da bacia de Sergipe-Alagoas no contexto geográfico, estrutural, estratigráfico, histórico e relacionado à prospectividade de hidrocarbonetos. No contexto geográfico são destacados principalmente os aspectos referentes à sua extensão, localização e classificação. Dos pontos de vista estrutural e estratigráfico são destacadas as principais feições estruturais e formações da bacia, respectivamente. Com relação à evolução tectono-sedimentar da bacia, foram destacados os principais ambientes deposicionais nos contextos geotectônico e paleogeográfico. Finalmente, com relação à caracterização geológica da bacia de Sergipe-Alagoas, este texto visa situar a importância da bacia do ponto de vista da exploração de hidrocarbonetos, bem como identificar seus modelos de geração, migração e acumulação.

Referente à geofísica, este trabalho visa fazer uma revisão dos métodos eletromagnéticos nas suas diferentes formas – método magnetotelúrico, CSEM, transiente – e sua utilização na bacia de Sergipe-Alagoas para o estudo das propriedades eletromagnéticas das rochas.

3 MÉTODO

Esta monografia envolveu um levantamento bibliográfico de dados geológicos e geofísicos públicos referentes à bacia de Sergipe-Alagoas. Desta forma, ela é baseada na consulta de um conjunto de artigos de revistas especializadas como a Revista Brasileira de Geofísica, Boletim de Geociências da Petrobras, dissertações, assim como artigos de outras fontes.

Pode-se ressaltar que, principalmente devido ao fato da bacia de Sergipe-Alagoas não estar entre as bacias brasileiras mais prolíferas, as informações disponíveis relacionadas a ela não são tão atualizadas e são relativamente restritas; ou seja, o conteúdo das referências disponíveis desta bacia são muito semelhantes e dificilmente complementares.

Quanto ao método geofísico empregado, o método eletromagnético, o estudo envolveu a revisão da teoria e prática destes métodos e um estudo na bacia de Sergipe-Alagoas com base em um estudo publicado, sendo os dados de domínio público. Novamente, dados sobre este método envolvendo esta bacia, assim como outras, são bastante raros.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA

Neste item sobre o contexto geológico da bacia, são comentadas a estratigrafia da mesma, parte continental e marinha, assim como a geologia estrutural, a geologia histórica e a do petróleo.

4.1 Estratigrafia

A nomenclatura estratigráfica das duas sub-bacias é praticamente a mesma, pois as similaridades litológica e cronológica das duas bacias é muito grande. Porém existem importantes diferenças estruturais e estratigráficas entre as sub-bacias de Sergipe e de Alagoas. Por esse motivo, as duas são individualizadas. De um modo geral, a sedimentação no neopaleozóico e Jurássico apresenta grande similaridade ao longo das duas bacias, notando-se que algumas formações estão mais desenvolvidas na bacia de Sergipe e outras mais desenvolvidas na bacia de Alagoas. Pode-se ver claramente nas cartas estratigráficas de Sergipe e de Alagoas apresentadas respectivamente nas Figuras 2 e 3, que a formação Riachuelo é bem mais desenvolvida na bacia de Sergipe do que na bacia de Alagoas, assim com algumas outras diferenças entre as duas bacias, mesmo nos nomes das unidades, tais como Poção em Alagoas e Rio Pitanga em Sergipe para os depósitos conglomeráticos de leques proximais.

Na Figura 4 é apresentada outra carta estratigráfica que correlaciona os períodos e as idades com a evolução tectônica e suas equivalentes formações. A seguir são descritas as principais características das formações da bacia.

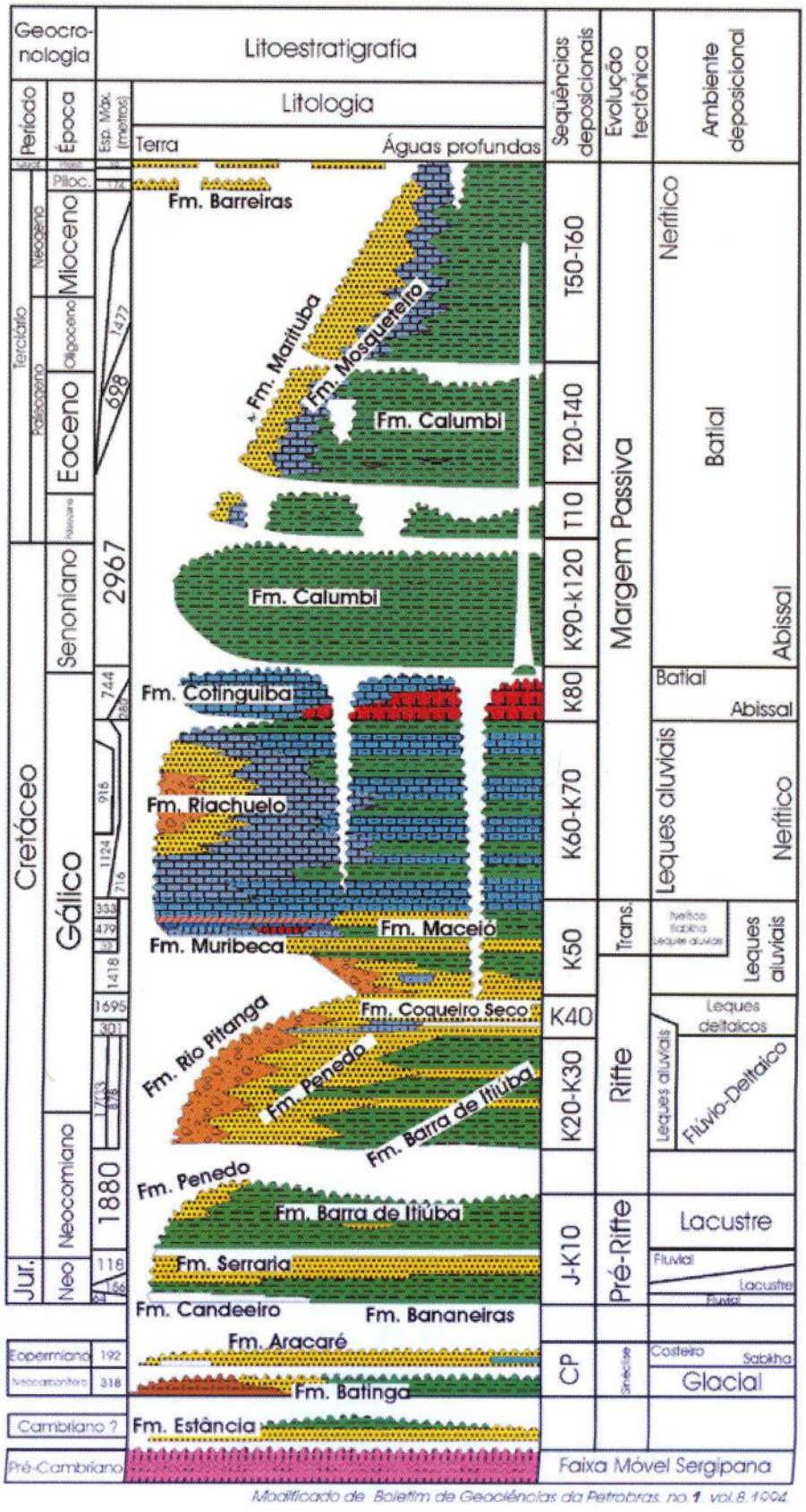

Figura 2 – Diagrama estratigráfico da bacia de Sergipe (Feijó, 1994). Observar que o Membro Angicos está presente somente nesta sub-bacia e as séries gálica e senoniana e o sistema terciário é mais desenvolvido nesta bacia.

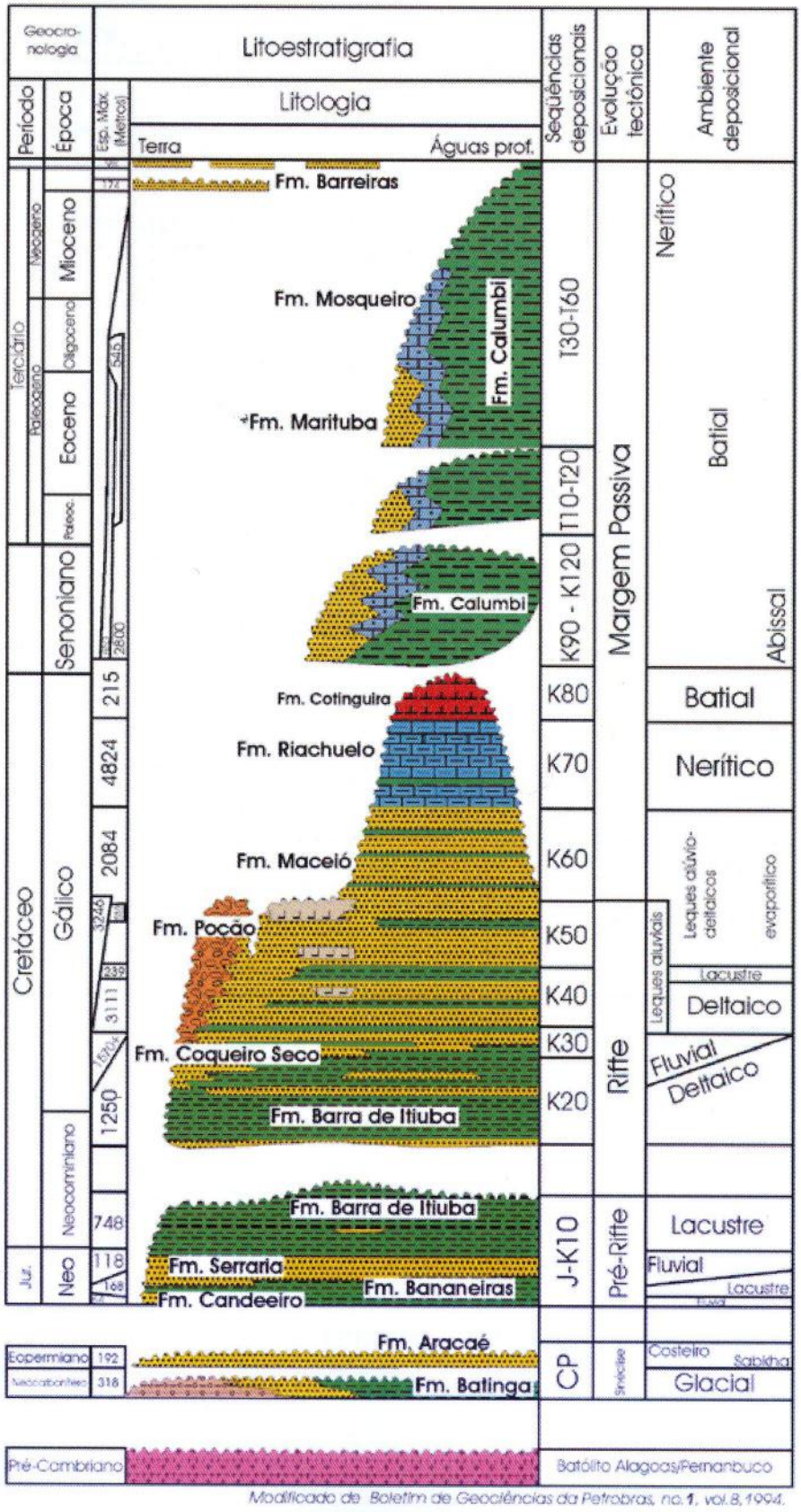

Figura 3 – Diagrama estratigráfico da bacia de Alagoas (Feijó, 1994). Observar que de modo geral esta sub-bacia sofreu mais erosão, principalmente nas partes proximais a partir do Albiano e a série neocomiana está bem mais desenvolvida do que na bacia de Sergipe.

<table>
<tr><th>Período</th><th>Era</th><th>Estágio local</th><th>Evolução Tectônica</th><th>Litoestratigrafia</th></tr>
<tr><td>Terciário</td><td></td><td rowspan="9"></td><td rowspan="8">MARGEM PASSIVA</td><td rowspan="5">Mosqueiro, Marituba, Fm. Calumbi</td></tr>
<tr><td rowspan="8">Cretáceo</td><td>Maastrichtiano</td></tr>
<tr><td>Campaniano</td></tr>
<tr><td>Santoniano Coniaciano</td></tr>
<tr><td>Turoniano</td><td rowspan="3">Fm. Cotinguiba</td></tr>
<tr><td>Cenomaniano</td></tr>
<tr><td>Albiano</td><td rowspan="2">TRANSICIONAL</td><td>Fm. Riachuelo</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Aptiano</td><td rowspan="2">Alagoas</td><td>Muribeca, Maceió</td></tr>
<tr><td rowspan="7">RIFT</td><td rowspan="2">Fms. Poção, Ponta Verde, Coqueiro Seco</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Barremiano</td><td>Jiquiá</td></tr>
<tr><td>Buracica</td><td rowspan="5">Fms. Rio Pitanga, Penedo, Barra de Itiúba</td></tr>
<tr><td>Hauteriviano</td><td rowspan="2">Aratu</td></tr>
<tr><td>Valangiviano</td><td rowspan="2">Rio da Serra</td></tr>
<tr><td>Berriasiano</td></tr>
<tr><td>Jurássic.</td><td>Tithoniano</td><td>D. João</td><td>PRÉ-RIFT</td><td>Fms. Serraria, Bananeiras, Candeeiro</td></tr>
<tr><td>Perm.</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2">SAG</td><td rowspan="2">Fms. Acaré, Batinga</td></tr>
<tr><td>Carbon.</td></tr>
</table>

Figura 4 – Diagrama estratigráfico da bacia de Sergipe – Alagoas correlacionando os períodos e as idades com a evolução tectônica e o preenchimento sedimentar – formações (Sergipe alagoas basin field trip, CD-ROM, 1998).

4.1.1 Formações não marinhas

Sob este tópico inserem-se as formações depositadas em ambientes continentais, incluindo-se o glacial e desértico.

A **Formação Estância** provavelmente foi depositada no Cambriano, discordantemente sobre o embasamento subjacente e com rochas sedimentares, a formação tem ambiente deposicional interpretado para essas rochas provenientes de sistemas fluviais entrelaçados e

meandrantes, deltas, intermaré e nerítico (Silva, et al. 1978). A Formação Estância ocorre essencialmente na bacia de Sergipe na forma de meta-arenito fino e meta-siltito arenoso, vermelho a púrpura e verde-acinzentado, com intercalações de ardósia, calcário e camadas pouco espessas de conglomerado policomposto. Na base da Formação encontram-se camadas de dolomitos castanho-claro com sílex.

A Formação Batinga. Com pobre conteúdo fossilífero assume-se idade neocarbonífera (Schaller, 1969). A deposição da Formação Batinga se deu em ambiente glacio-marinho, e é dividida em três membros que ocorrem interrelacionados. O Membro Mulungu é constituído por paraconglomerados com seixos, calhaus e matacões de rochas ígneas e metamórficas, caoticamente imersos em matriz sílico-arenosas cinzenta. O Membro Atalaia é representado por arenito grosso, esbranquiçado, imaturo e caulínico, e o Membro Boacica caracteriza-se pela ocorrência de siltitos laminados.

A Formação Aracaré. Possui rochas do Eopermiano que se depositaram provavelmente em ambiente costeiro, sob a influencia de tempestades e retrabalhamento eólico, a Formação apresenta intercalações de arenito médio avermelhado, folhelho e calcário, associado a sílex, cuja presença é importante para reconhecimento da unidade. Ambos os contatos inferior e superior são discordantes.

A Formação Candeeiro. É atribuída a idade neojurássica a Formação Candeeiro por correlações em subsuperficie (Schaller, 1969) devido à falta de conteúdo fossilífero. Provavelmente de ambiente de sedimentação fluvial entrelaçado, a Formação é constituída de arenito fino a médio branco e cinza-avermelhado, sobrepõe-se em discordâncias às rochas paleozóicas ou ao embasamento e aparentemente está mais presente na bacia de Alagoas do que na de Sergipe.

A Formação Bananeiras. A Formação Bananeiras, de idade neojurássica, foi definida pela presença de ostracodes não marinhos (Schaller, 1969), depositou-se em ambiente lacustre, sendo composta por folhelho e argilito vermelho, acastanhado e arroxeado. Tem contato inferior concordante com a Formação Candeeiro e discordante com as unidades paleozóicas. Por sua vez, o contato superior é concordante com a Formação Serraria.

A Formação Serraria. Novamente a presença de fosseis ostracodes não marinhos permite datar esta formação como neojurássica e eocretácia a qual foi depositada em um sistema formado por rios entrelaçados, com retrabalhamento destas facies por acao eólica subordinada. Esta formação contém arcósio e quartzarenito médio a grosso, branco, acinzentado e avermelhado, com estratificações cruzada tabular e acanalada. O contato inferior é concordante com a Formação Bananeiras, assim como o superior com a Formação Barra de Itiúba.

A Formação Barra de Itiúba. É interpretada a partir de ostracodes não marinhos, como sendo de idade eocretacea e deposição em deltas de ambiente lacustre. A formação tem sucessão monótona de folhelho cinza-avermelhado, com intercalações relativamente delgadas de arenito muito fino, cinza e branco, e calcilutito acastanhado. Em algumas áreas chega a ter 2000 metros de espessura, concordantemente sobreposta a Formação Serraria, enquanto sotopõe-se e interdigita-se lateralmente com a Formação Penedo.

A Formação Penedo. Assim como a Formação Barra de Itiúba, a idade da Formação Penedo é eocretácea e tem seu sistema deposicional definido por rios entraleçados e retrabalhamento por ação eólica (Ferreira, 1990; Vieira, 1991). É formada por espessos leitos de arcósio fino a grosso, mal selecionado, branco e cinzento a amarelado, com estratificação acanalada frequentemente deformada por gigantesca fluidização. A Formação Penedo sobrepõe-se concordantemente e grada lateralmente para a Formação Barra de Itiúba enquanto

está sotoposta concordantemente à Formação Coqueiro Seco. Próximo às falhas de borda da bacia de Sergipe, a Formação grada lateralmente para a Formação Rio Pitanga (Schaller, 1969).

A Formação Rio Pitanga. As rochas da Formação Pitanga foram depositadas por leques aluviais associados aos falhamentos de borda de bacia, ativos durante as idades Aratu, Buracica e Jiquiá. Há ocorrência de conglomerados e brechas policompostos, de coloração avermelhada a esverdeada. A Formação grada para as formações Penedo e Coqueiro seco e pode estar sotoposta em discordâncias à Formação Muribeca (Schaller, 1969).

A Formação Coqueiro Seco. Além da presença de fosseis ostracodes não marinhos, polimorfos desta formação também foram datados de eoaptiano, sendo os sedimentos depositados por deltas curtos em ambiente lacustre. A litologia constitui-se de alternâncias monótonas de arcósios finos a grossos, acastanhados, micáceos e folhelhos síliticos castanhos. A Formação está sobreposta concordantemente à Formação Penedo e está sotoposta também concordantemente às Formações Ponta Verde e Maceió (Schaller, 1969). Possui gradação lateral para Formação Rio Pitanga na parte da bacia de Sergipe e para Formação Poção na bacia de Alagoas.

A Formação Poção. A idade da Formação Poção Jiquia-Alagoas, inferida a partir da correlação por meio de dados sísmicos em conseqüência, do seu conteúdo afossilífero. A formação tem rochas depositadas por leques aluviais sintectônicos em ambiente de alta energia. Encontra-se conglomerados com seixos e matacões de rochas graníticas de até 3 metros de diâmetro, em matriz de arcósio mal selecionado (Figueiredo, 1978). Os conglomerados ocorrem somente na bacia de Alagoas e têm suas maiores espessuras próximas às falhas da borda da bacia, enquanto gradam lateralmente para as Formações Penedo, Coqueiro Seco, e Maceió.

A Formação Ponta Verde. A Formação Ponta Verde, de idade eoaptiano depositou-se em ambiente lacustre, onde se encontra folhelho esverdeado, com formato acircular em amostras de calhas. E concordante com a Formação Maceió e Coqueiro Seco.

4.1.2 Fomações marinhas

A Formação Maceió. A Formação Maceió possui idade que varia do Mesoaptiano ao Aptiano e já caracteriza o inicio de ambiente marinho com clásticos e evaporítos depositados em leques aluviais sintectônicos. A sua litologia inclui intercalações de arcósio fino a grosso cinza-claro e castanho, folhelho betuminoso castanho com interlaminações de anidrita e dolomita, e camadas de halita informalmente denominadas de Evaporitos Paripueira (Scharller, 1969). A Formação Maceió está sobreposta concordantemente com as Formações Coqueiro Seco e Ponta Verde e sotoposta concordantemente pela Formação Riachuelo.

A Formação Muribeca. Através de polimorfos e microforaminíferos (Koutsoukos, 1989) foi datada em neoaptiana. Sistema deposicional de ambiente transicional para mar restrito retratados pelos clásticos, carbonatos e evaporítos Muribeca. A formação contém clásticos grossos, evaporítos e carbonatos de baixa energia presentes no bloco alto da linha de Charneira Alagoas da bacia de Sergipe. Nesta Formação pode-se distinguir três Membros. O Membro Cormopólis é formado por conglomerados policompostos cinzento e castanho, e litarenitos médios a grossos. O Membro Ibura caracteriza-se por uma variada suíte evaporítica, associada a calcarenito e calcirrutito de origem algálica. O Membro Oiteirinhos contém calcilutito maciço e laminado, folhelho e siltito castanho. A Formação sobrepõe-se discordantemente ao embasamento e sotopõe-se concordantemente a Formação Riachuelo.

A Formação Riachuelo. Sua idade albiana provém de determinações bioestratigráfica baseadas em foraminíferos plantônicos, nanofosseis calcários e palinomorfos. Sua formação é mais desenvolvida na bacia de Sergipe, representando a primeira deposição essencialmente marinha. Novamente, engloba três Membros formados por um complexo clástico-carbonático que está concordantemente intercalado entre a Formação Muribeca e Cotinguiba. O Membro Angico é formado por arenito branco fino a conglomerático. O Membro Taquari é caracterizado por intercalações sucessivas de calcilutito e folhelhos cinzentos. O Membro Maruin é constituído por calcarenito e calcirrudito oncolítico e oolítico creme, além de recifes algálicos isolados.

A Formação Cotinguiba. A Formação Cotinguiba e de idade Cenomaniano a Eoconiaciano, com deposição no talude, e é constituída de carbonatos com interestratificações clásticas, sendo que o Membro Aracaju contém argilito cinza a verde, folhelho castanho e marga amarelada. Já o Membro Sapucari basicamente constituído por calcilutito cinzento maciço ou estratificado (Schaller, 1969). É sobreposto concordantemente com as Formações Muribeca e Maceió e sotopõe-se com discordância erosiva a Formação Calumbi.

A Formação Calumbi. As determinações bioestratigráficas com base em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos conferem-lhe idade do Neoconiaciano ao Holoceno. Em sua constituição encontra-se argilito e folhelho cinzento a esverdeado, com intercalações de arenito fino a grosso, sobrepondo-se por discordância erosiva à Formação Cotinguiba e lateralmente gradativa para as Formações Mosqueiro e Marituba. A deposição se processou em talude e bacia oceânica e contem arenitos depositados por corrente de turbidez.

A Formação Mosqueiro. Essa Formação tem idade do Campaniano ao Mioceno na Bacia de Alagoas, e do Paleoceno ao Holoceno na bacia de Sergipe. Possui

predominantemente calcarenitos bioclásticos cinzentos, compostos basicamente por foraminíferos e moluscos, gradando lateralmente para as Formações Marituba e Calumbi.

A Formação Marituba. As rochas foram depositadas por leques costeiros do Campaniano ao Holoceno, com predominância de arenito médio a grosso cinzento e com gradação lateral para as Formações Mosqueiro e Calumbi.

A Formação Barreiras. De idade neocenozóica, serve de cobertura para registro sedimentar, contendo clásticos continentais finos e grossos, de coloração variada e grau de compactação insignificante (Schaller, 1969).

Para finalizar, a figura 5 mostra um resumo das formações e suas litoestratigrafias correlacionadas com suas respectivas idades e etapas da evolução tectônica da bacia Sergipe-Alagoas.

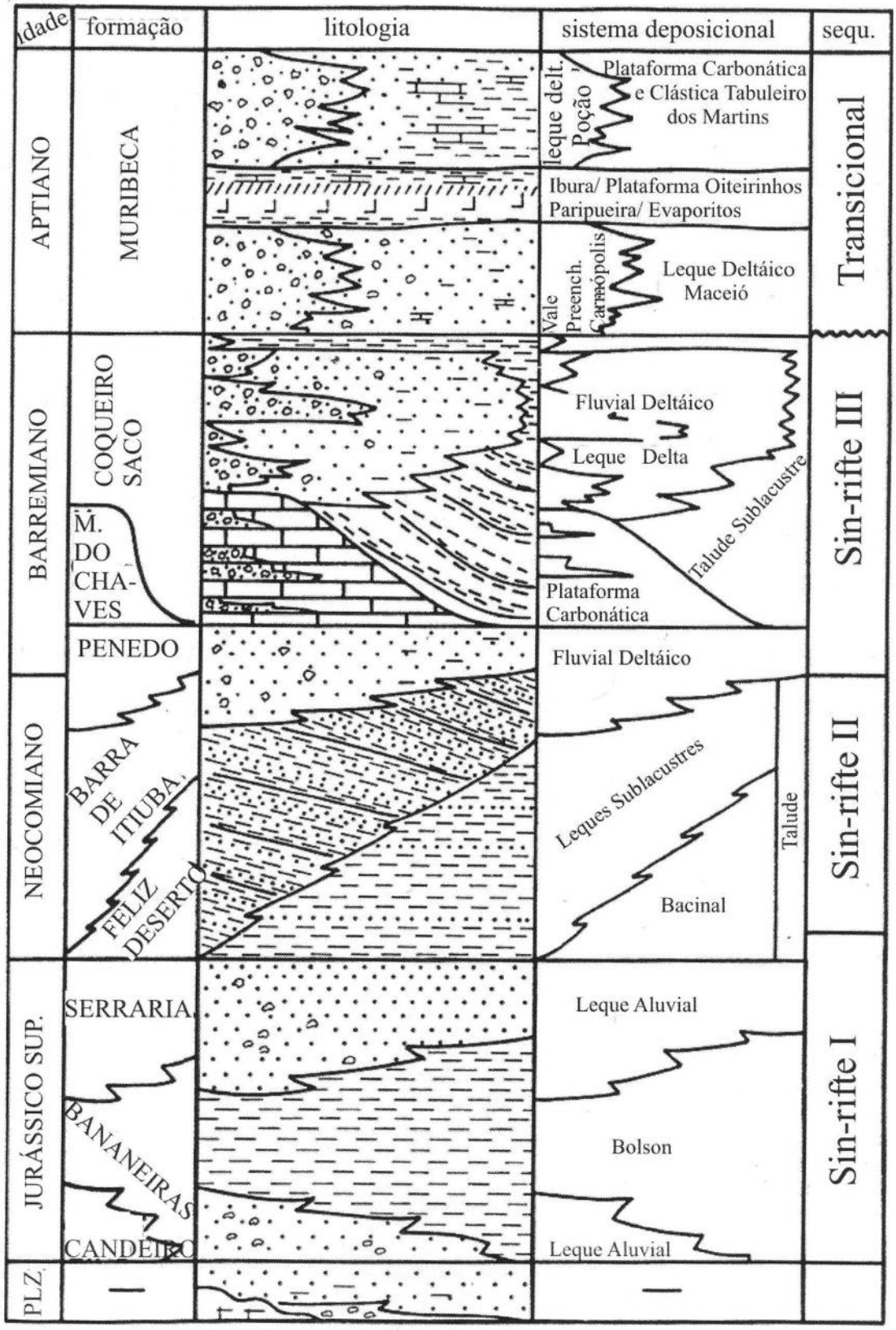

Figura 5 – Carta estratigráfica de ambiente deposicional das megasequencias da fase sin-rifte e transicional da bacia de Sergipe – Alagoas. Note que a fase marinha começa com a Formação Maceió que representa o começo da fase transicional. Durante a fase não marinha (sin-rifte) há dominância por deltas em um sistema lacustre (Sergipe alagoas basin field trip, CD-ROM, 1998).

4.2 Geologia Estrutural

Assim como as demais bacias sedimentares do nordeste brasileiro, a bacia de Sergipe e Alagoas é de margem passiva e possui um rifteamento assimétrico. Observa-se no mapa estrutural (Figura 6), que os depocentros sedimentares apresentam diferenças fundamentais entre a porção alagoana – caracterizada por um rifte estreito e alongado segundo a linha de costa, com reduzida espessura de sedimentos de fase termal – e, na porção sergipana, caracterizada por um sedimentação mais ampla, controlada por falhas extensionais normais e por uma proporção relativamente maior de sedimentos pós-rifte.

Na parte inferior da Figura 6, apresentam-se duas seções geológicas esquemáticas ao longo das distintas porções das bacias de Sergipe e Alagoas. Observam-se várias feições principais: os blocos do rifte são controlados por grandes falhas sintéticas normais; o embasamento aprofunda-se na direção do mar, mas localmente há inversão dessa tendência de mergulho, gerando altos internos nas bacias; alguns blocos basculados são afetados por uma discordância regional de grande expressão, ativa entre o Neocomiano e o Aptiano, sobre a qual se depositaram os sedimentos progradantes da fase termal; os sedimentos clásticos aptianos aumentam em espessura na direção de águas profundas por reativação da falhas da fase Rifte, que localmente controlam também a deposição albiana; camadas evaporíticas não são observadas nas porções mais distais das seções. Para esta última observação enfatiza-se que a ausência de camadas evaporíticas está baseada em dados relativamente antigos e restritos à região plataformal, sem atingir o limite distal dos blocos do rifte. A visualização do sistema de riftes em águas profundas permite interpretar estilos estruturais contrastantes com os observados na plataforma continental e talude, discutidos a seguir.

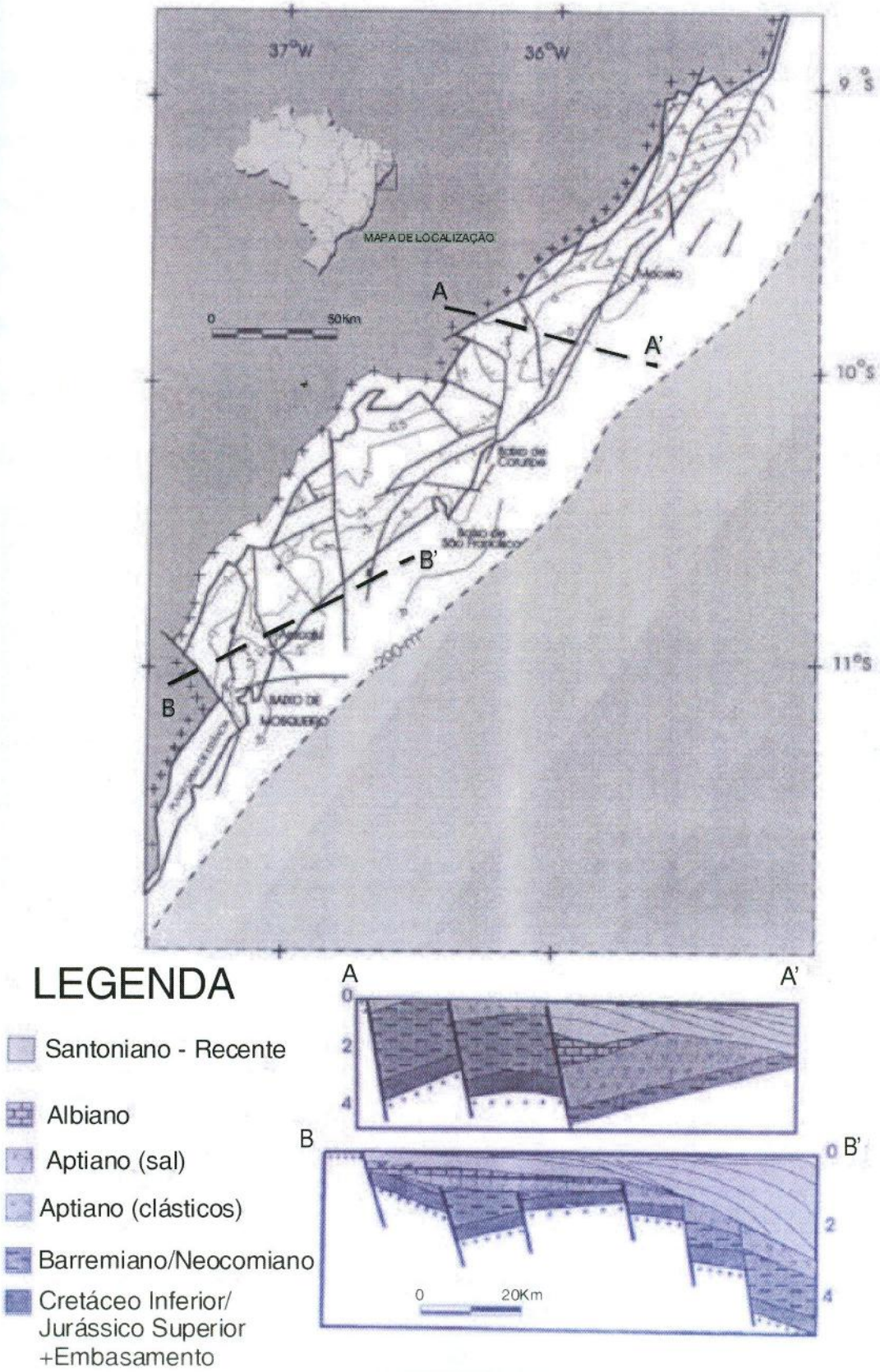

Figura 6 – Mapas de localização (detalhe) e estrutural ao nível do embasamento, com as principais feições regionais das bacias de Sergipe e Alagoas (modificado de Ponte *et al.,* 1980). Na parte inferior, mostram-se seções esquemáticas ao longo das porções alagoana e sergipana da bacia, desde o limite com o Pré-cambriano até a plataforma continental.

A Figura 7 apresenta o mapa regional das bacias de Sergipe e Alagoas, ilustrando as feições estruturais, a localização de algumas linhas sísmicas regionais e alguns compartimentos estruturais, destacando-se o Baixo de Mosqueiro e a região a nordeste da Falha de Coruripe, onde há uma linha sísmica *strike*, S-1. Observa-se que as grandes falhas da fase rifte, de direção aproximada N-S, estão associadas a um sistema de falhas de direção E-W, resultando em vários compartimentos estruturais, em particular, o Baixo de Mosqueiro (sudeste de Aracaju); o Baixo de São Francisco (leste da foz do rio São Francisco e da Falha de Ponta dos Mangues); e o Baixo de Coruripe (nordeste da foz do rio São Francisco).

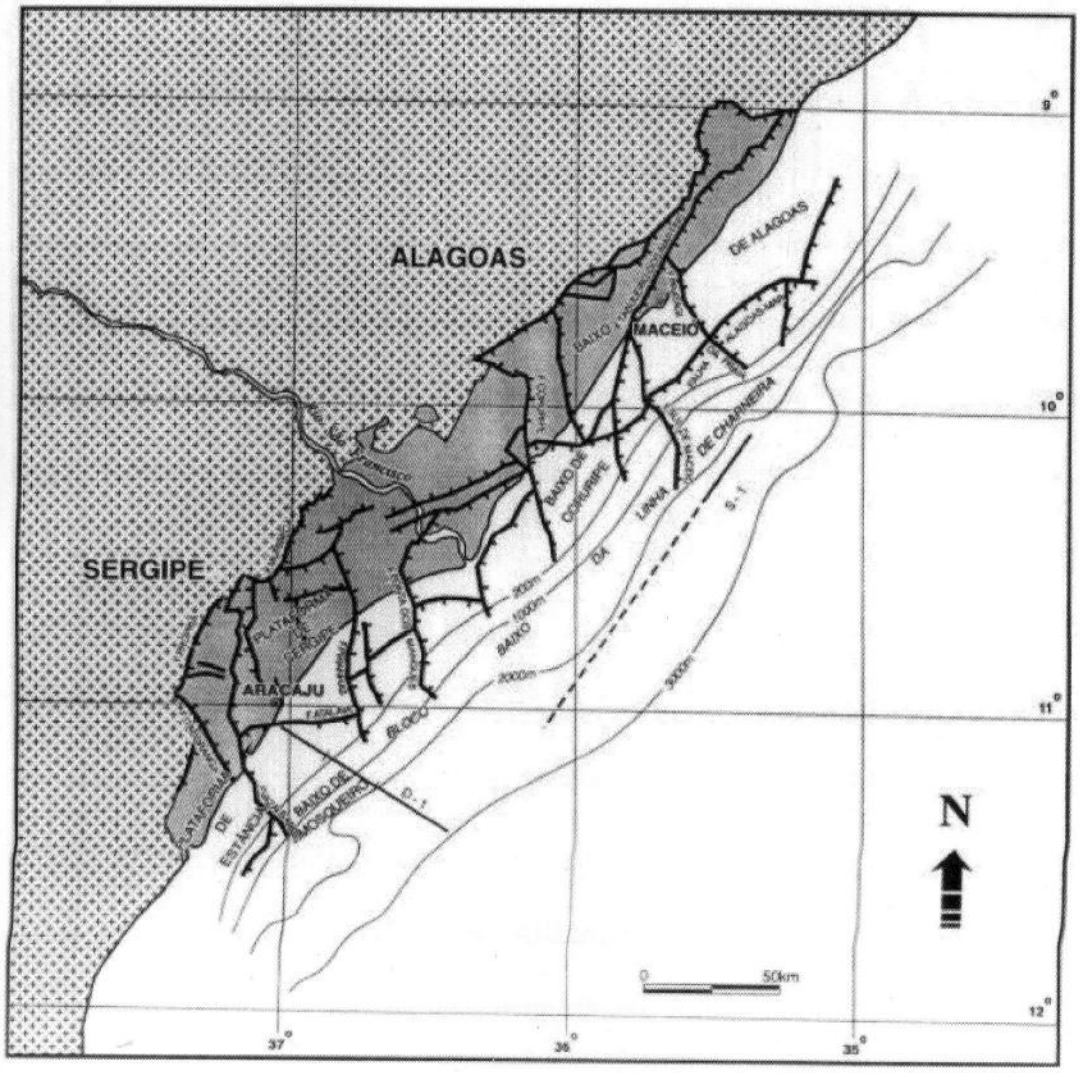

Figura 7 – Mapa de arcabouço tectônico com grandes feições regionais (compartimentação estrutural dos blocos delimitados por falhas de fase rifte) das bacias de Sergipe e Alagoas, com localização de perfis sísmicos discutidos no texto (modificado de Bisol, 1992).

Na Figura 8, apresenta-se uma visão regional do comportamento do rifte no Baixo de Mosqueiro, por meio de uma seção de direção NW-SE (veja Figura 7), que se estende a partir da plataforma continental e avança na direção da região de águas profundas. A seção tem como base uma composição de seções sísmicas regionais na plataforma de Sergipe ilustrando com grande clareza o estilo estrutural de blocos basculados por falhas sintéticas, ativas durante a fase rifte, resultando em escalonamento sistemático em direção ao mar, e aprofundamento do embasamento na direção do continente. Um segundo estilo estrutural, associado à halocinese, pode ser observado na plataforma rasa, onde há registro de notáveis diápiros de sal e falhas lístricas com descolamento na base dos evaporitos. Observa-se, também, um terceiro estilo estrutural, caracterizado por grandes falhamentos extencionais com descolamento no Cretáceo superior a Terciário inferior. Esse estilo é marcado por feições compressionais (falhas reversas e dobras anticlinais) resultantes de processos de compensação das falhas geradas por escorregamentos gravitacionais, que podem ser observadas em direção a águas profundas (Figuras 7 e 8). Há dois poços na Figura 8: o A, que atravessou espessa seção de halita na plataforma continental, e o B, em que se constatou total ausência de evaporitos na região de águas profundas. Na região de águas ainda mais profundas (porção SE da Figura 8), ocorrem feições do tipo *mound*, localizadas adjacentes ao provável contato entre as crostas continental e oceânica. Essas feições positivas apresentam ocorrência regional na Bacia de Sergipe, e têm sido interpretadas como rochas vulcânicas e intrusivas ígneas (Pontes *et al.*, 1991; Bisol, 1992). Há ocorrências semelhantes a esses *mounds* em águas profundas de outras margens continentais do tipo Atlântico. Possivelmente são constituídas por rochas sedimentares argilosas, carbonáticas, evaporíticas, e mesmo por bancos recifais (Poag, 1982; Keen e Potter, 1995).

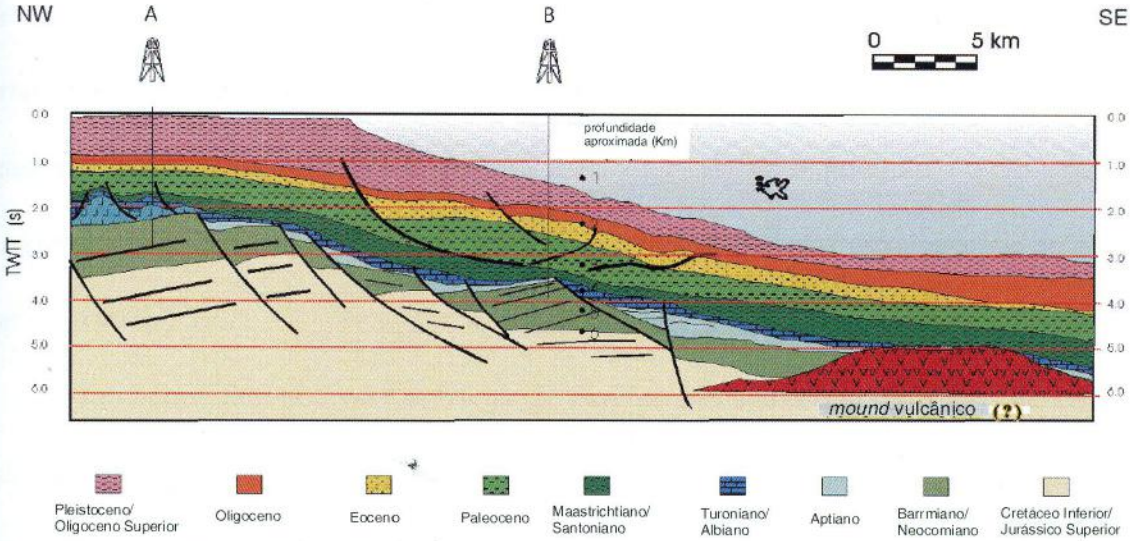

Figura 8 – Seção D-1 na direção *dip* da Bacia de Sergipe-Alagoas, com base em seções sísmicas regionais (ver localização na Figura 4.2.2) entre a plataforma continental e a porção distal do Baixo de Mosqueiro (Mohriak *et al.*, 2000). Os poços A e B são comentados no texto. Em águas profundas também ocorre uma feição do tipo *mound*, possivelmente localizada próxima da transição entre as crostas continental e oceânica.

Feições intrusivas de composição ígnea também ocorrem na margem continental do nordeste do Brasil, com assinatura sísmica, característica aliada à anomalia gravimétrica e magnética. A integração de várias ferramentas identifica feições desse tipo como *plugs* vulcânicos cujas raízes podem atravessar a crosta inferior e penetrar no manto superior (Mohriak & Rabelo, 1994). Entretanto, há outras alternativas para as feições diapíricas que se assemelham a cones vulcânicos mas apresentam características geofísicas distintas dos *plugs* (q. v. Mohriak, 1995a,b).

Outra característica interessante é que, embora estruturas halocinéticas clássicas e a típica província de domos de sal em águas profundas sejam observadas na plataforma continental das bacias de Campos e Santos, estas estruturas praticamente não estão presentes nas bacias da margem nordeste. No caso da bacia de Sergipe e Alagoas sabe-se que a sedimentação foi grandemente influenciada por controle tectônico bastante diverso do que se observa nas bacias do sudeste. Além de a quantidade original de sal estar restrita à região de plataforma e ser possivelmente inferior às das bacias do sudeste (Mohriak *et al.*, 1997), há

evidências de grandes reativações pós-aptianas erodindo e mobilizando a camada evaporítica remanescente, que deve ter sofrido modificações substanciais alterando estruturas originais e sua assinatura sísmica (Mohriak, 1995a). A tectônica do sal é, portanto, no caso de Sergipe e Alagoas, de grande importância na caracterização das seqüências estratigráficas (e.g., Mohriak *et al.*, 1997).

Também é fato notável nas bacias de Sergipe e Alagoas o grande basculamento da base do sal na direção do continente, com rotação de blocos no sentido anti-horário devido à atuação de grandes falhas sintéticas que afetam o embasamento. Essa reativação tectônica resultou em acentuada rotação conjunta dos blocos de rifte e da base do sal (Figura 8). A ausência de sal nos poços perfurados na região de águas profundas teria então uma causa tectônica e não estratigráfica. Mas há ainda, nestas bacias, objeções à hipótese de tectônica de sal em águas profundas e neste caso faz-se referência aos trabalhos de Mohriak para mais detalhes (Mohriak *et al.*, 1997; Mohriak *et al.*, 1993; Mohriak, 1995a,b).

4.3 Geologia Histórica

As bacias sedimentares do nordeste brasileiro formam uma série de *grabens* assimétricos. A sub-bacia de Sergipe é caracterizada por um pacote sedimentar *onshore* pouco espesso e por uma série de depocentros controlados por falhas sintéticas na plataforma continental e em águas profundas. Em contraste, a sub-bacia de Alagoas é caracterizada por uma sucessão de sedimentação sin-rifte muito espessa *onshore* e na plataforma, com uma seqüência sedimentar relativamente delgada depositada durante a fase de subsidência. Na extremidade nordeste da sub-bacia também há evidências de estruturas invertidas associadas

com tectonismo transpressional (Mohriak *et al.*, 2000). Procura-se descrever aqui a evolução histórica dos aspectos estratigráficos e estruturais da bacia.

A coluna estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas pode ser dividida em 5 grandes megasseqüências (Mohriak *et al.*, 2000): Pré-rifte, Rifte (continental), Transicional (evaporítica), Transgressiva Marinha e Regressiva Marinha. Essas seqüências são divididas por grandes discordâncias, resultando em unidades geológicas depositadas em características de ambiente deposicional. A megasseqüência Pré-rifte apresenta afloramentos em terra ao longo das bordas do sistema de rifte, e espessura de sedimentação que varia de 100 a 300m. Ela inclui camadas variando desde o Paleozóico (principalmente Carbonífero-Permiano) até o Mesozóico (principalmente do fim do Jurássico e inicio do Cretáceo). A discordância jurássica divide esta seqüência em duas unidades. A primeira é a perminiana-carbonífera, que inclui uma seção siliciclástica com sedimentos glaciais (Formação Batinga) cobertos por *red beds* com evaporitos (Formação Aracaré). A outra unidade é uma seqüência jurássica superior dominada por *red beds* na sua base (Formação Bananeiras) sofrendo graduação para cima até rochas sedimentares fluviais-eólicas (Formação Serraria).

Na megasseqüência de Rifte foi depositada em um ambiente fluvial-lacustre variando em idade desde o Neocomiano até o Barremiano. É caracterizada pela associação com rifteamento ativo e rápida variação das fácies estratigráficas. A megasseqüência é composta de uma seqüência progradante lacustre (Formação Barra de Itiúba), sofrendo graduação até uma seqüência siliciclástica-carbonítica (Formação Morro do Chaves), e culminando em uma seqüência predominantemente siliciclástica (Formações Coqueiro Seco e Maceió). Siliciclásticos grossos sin-tectônicos, associados com grandes falhas de borda, são representados por conglomerados (Formação Rio Pitanga) e arenitos (Formação Penedo).

A megassequência Transicional corresponde ao estágio pré-oceânico das bacias do atlântico sul. Ela é caracterizada por deposição espalhada de silicatos, carbonatos e evaporitos (Formação Muribeca) durante as primeiras incursões marinhas na bacia. A tectônica das formações de sal é considerável principalmente na plataforma, com influência desprezível em ambientes de água profunda. Entretanto, estruturas de difícil definição na região de águas-profundas podem ser possivelmente associadas a movimentos do sal.

Em terra e na plataforma continental, duas seqüências de evaporitos são identificadas, uma abaixo e outra acima a discordância pré-aptiana (conhecida como "descontinuidade de quebra") que corresponde a um peneplano que nivelou os blocos de rifte. Os depósitos de sal mais antigos (Mb. Paripueira que pertence a Formação Muribeca) ocorrem principalmente em depocentros locais na sub-bacia de Alagoas, enquanto o depósito de sal mais recente (Membro Ibura) ocorre regionalmente na sub-bacia de Sergipe (Uesuguiz-1987). Acima da discordância de quebra há depósitos de rochas siliciclásticas (Mb. Carmópolis) que estão sobrepostas por folhelho betuminoso e, finalmente, cobertas por evaporitos (Membro Ibura). Seções sedimentares acima da discordância de quebra são muito menos afetadas pelas falhas envolvendo o embasamento do que as seqüências anteriores, mas em algumas partes do sistema de rifte, alguns blocos são frequentemente influenciados por reativações que podem chegar às seqüências aptianas e albianas.

A megasseqüência Transgressiva Marinha pode ser dividida em uma fase antiga, Fase I (Aptiano – início do Albiano) caracterizada por ambientes restritos e predominante deposição de carbonatos (Formação Riachuelo), com variação de fácies desde a proximal com siliciclásticos (Membro Angico) até a lacustre e distal pelítica (Formação Taquari). Na fase subseqüente, Fase II (final do Albiano e início do Terciário), houve subida do nível do mar e predominantemente ambientes de deposição siliciclástica (Koutsoukos, 1991).

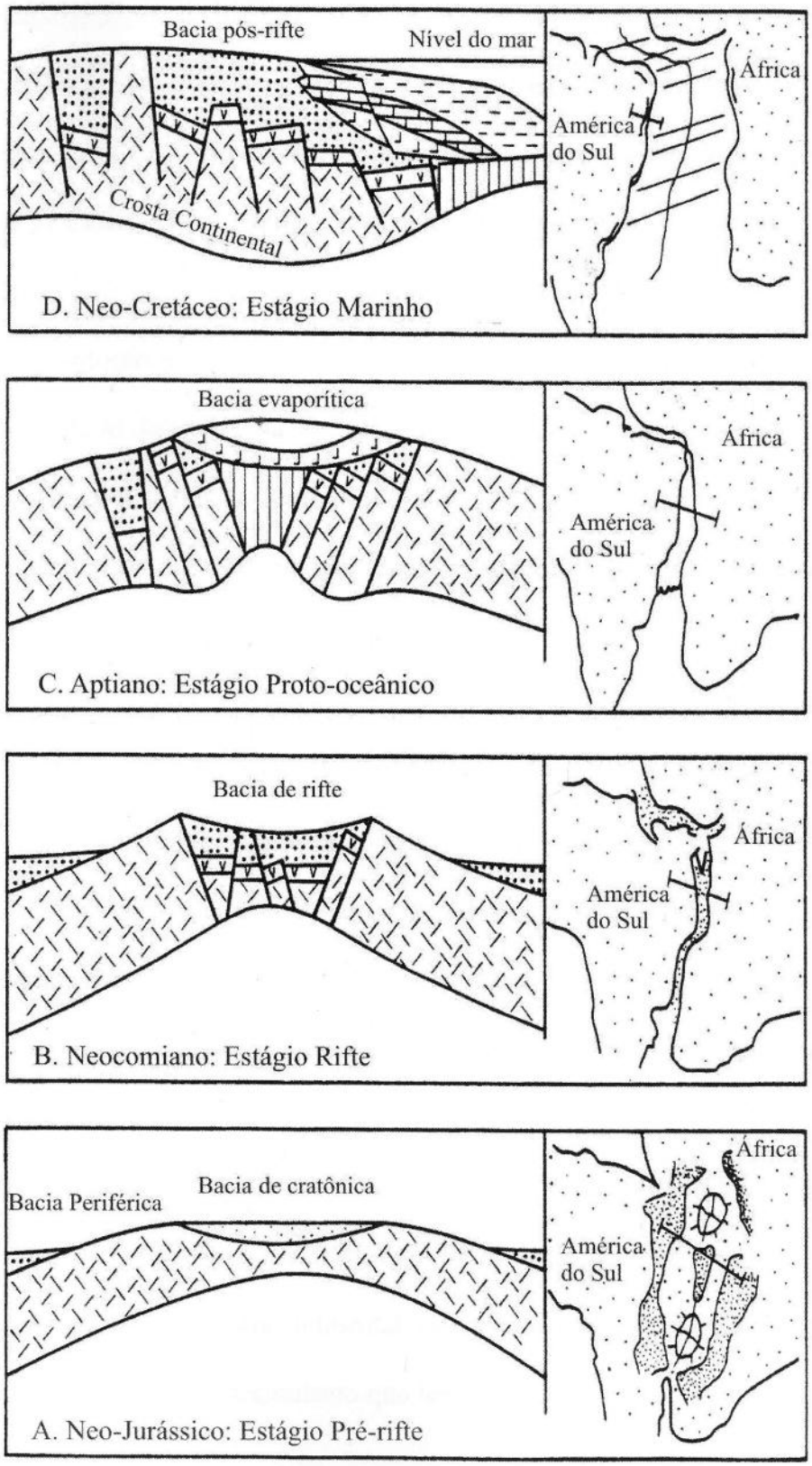

Figura 9 – Representação dos estágios de evolução da margem passiva brasileira. Modificada por Porto e Dauzacker (1978).

A megasseqüência de Regressão Marinha coincide com a eustasia do inicio do Terciário. Esta megassequência é composta de três fácies: a proximal com predominância arenitos grossos (Formação Marituba); a da plataforma com calcários principalmente; e a distal (Formação Calumbi) representada em sua maioria por folhelhos e turbiditos embebidos entre camadas.

Quanto a evolução tectono-sedimentar da bacia Sergipe-Alagoas, podemos dizer que é bastante semelhante às demais bacias da margem leste brasileira, desenvolvidas em função da ruptura e deriva continental da África e América do Sul (Aquino e Lana, 1990). Os diferentes estilos sedimentológicos e tectônicos são intrinsicamente relacionados às três maiores fases evolucionais durante a separação entre os dois continentes (pré-rifte, rifte e pós-rifte).

A história deposicional começa com a fase Pré-rifte, remontando ao Paleozóico. Esta fase intracratônica é aparentemente controlada por subsidência, produzindo depressões grandes e suaves, sem sedimentação tectônica dominada por falhas (Cainelli, 1992). Esta sedimentação se estendeu além desta bacia para outras adjacentes, no nordeste brasileiro e na bacia do Gabão, na África. Durante o Triássico a bacia entrou em um período erosional/não-deposicional, evento que separa a megasseqüência pré-rifte Paleozóica da megasseqüência pré-rifte Jurássica. Esta última corresponde a um novo impulso de subsidência com o desenvolvimento de depressões regionais, provavelmente como conseqüência do estiramento que precede a fase rifte (Cainelli, 1992). Neste período foram depositados *red-beds* e arenitos fluviais ainda em ampla bacia intracontinental, provavelmente como resultado desta extensão incipiente, antecedendo o forte tectonismo que levou à ruptura entre a África e a América do Sul.

A fase Rifte representa o processo que resultou na separação entre os continentes africano e americano. Na Figura 10 as diferentes deposições desta fase estão representados.

No Eo-Cretáceo, o intenso falhamento subdivide a bacia em compartimentos tectono-sedimentares distintos. A complexidade da deformação, com falhas em diversas direções, estruturas arqueadas positivas e negativas (meio-*horsts* e meio-grábens), freqüente disposição *en echelon* dos elementos estruturais, mudança na orientação dos depocentros e variação nas taxas de sedimentação – pressupõe a atuação de pelo menos dois regimes tectônicos durante a fase rifte (Lana, 1985). Inicialmente, a sedimentação neocomiana foi controlada por sistemas de falhas Norte-Sul contemporâneos. A disposição dos depocentros, associada ao padrão das falhas e à presença de arqueamentos sugere um regime transtensional no início da formação do rifte, explicável pelo deslocamento sinistral entre a África e a Microplaca Sergipana. Seções sedimentares espessas (mais de 5000m de espessura) oriundas de sistemas aluviais, fluviais, deltaicos e lacustres se acumularam nos meio-grábens, com direção deposicional paralela às maiores falhas limitantes (Fernandes *et al.*, 1981). Lagos rifte eram preenchidos por sedimentos deltaicos da Formação Barra de Itiúba e cobertos por arenitos fluviais da Formação Penedo. O preenchimento progressivo dos lagos resultou em um aumento geral da proporção arenito/folhelho. Enquanto isso, ao longo das margens destes lagos, áreas-fonte rejuvenescidas próximas à falhas grandes produziram leques aluviais formados por conglomerados e arenitos grossos da Formação Rio Pitanga. No final da fase rifte plataformas carbonáticas lacustres floresceram em áreas rasas (Formação Morro do Chaves), ladeando as fontes pontuais principais, que alimentavam sistemas fluvio-deltaicos (Formação Coqueiro Seco). Este sistema clástico progradou finalmente através da bacia e enterrou o sistema carbonático Morro do Chaves como uma conseqüência de um último pulso de rifte tectônico (Figueiredo, 1981). Indicando a próxima fase na bacia, um breve quiescência possibilitou a deposição de folhelhos lacustres na porção norte da bacia, representado pela Formação Ponta Verde.

No pós-rifte, Eo-Alagoas, cessa a subsidência na fossa Recôncavo-Tucano, na outra borda da microplaca, e o regime tectônico em Sergipe-Alagoas torna-se puramente extensional. A taxa de sedimentação aumenta substancialmente e os depocentros assumem orientação NE, localizados nos blocos baixos da linha de charneira proeminente, principal feição estrutural da bacia desde então. Nesta época ocorrem as primeiras ingressões marinhas, atestadas pela presença dos evaporitos Paripueira, cessando o estiramento e o rifteamento. No Neo-Alagoas, a sedimentação avança sobre o bloco alto da linha de charneira, em condições tectônicas mais estáveis que, associadas à aridez climática, propiciam a deposição de sais solúveis do Membro Ibura. Neste estágio, a atividade das falhas do embasamento desaparece, ocorrendo apenas como reajustes isostáticos ao longo dos blocos falhados. Subsidência diferencial marítima térmica, posteriores falhas sin-rifte e falhas lístricas causadas por halocinese compõem o novo estilo tectônico.

A fase pós-rifte é precedida por um evento erosional ao longo da bacia conhecido como a discordância pré-aptiana, reconhecida em outras bacias ao longo da costa leste brasileira (Asmus & Ponte, 1973). Taxas deposicionais mais elevadas ao longo do lado rebaixado das falhas rifte norte-sul e leste-oeste criaram dois compartimentos diferentes na bacia separados pela linha de charneira. Depocentros controlados por meio- grábens moveram-se para novos sítios ao longo do lado rebaixado da charneira aptiana, enquanto a região elevada adjacente foi sendo erodida. Espessuras estimadas da megasseqüência pós-rifte varia aproximadamente entre 4000 e 6000m na porção rebaixada, e entre 1000 e 2000m na porção elevada. A porção inferior da megasseqüência, formada por depósitos marinhos restritos, é considerada uma fase transicional entre os ambientes continentais da megasseqüência pós-rifte do Albiano para o presente. Sedimentos aptianos (Formação Muribeca) são distinguidos por camadas evaporíticas, relacionadas com o Oceano proto-Atlântico, intercalado com clásticos terrígenos

e carbonatos. O lado rebaixado da linha de charneira aptiana permitiu que a região fosse periodicamente invadida pela água do mar do sul, com deposição de evaporitos durante os períodos de quiescência tectônica. A região elevada foi concorrentemente exposta a intensa erosão. Sedimentos foram remobilizados em novos depocentros localizados no lado rebaixado. Grandes camadas de arenitos, folhelho e sal caracterizam esta seção no Sergipe.

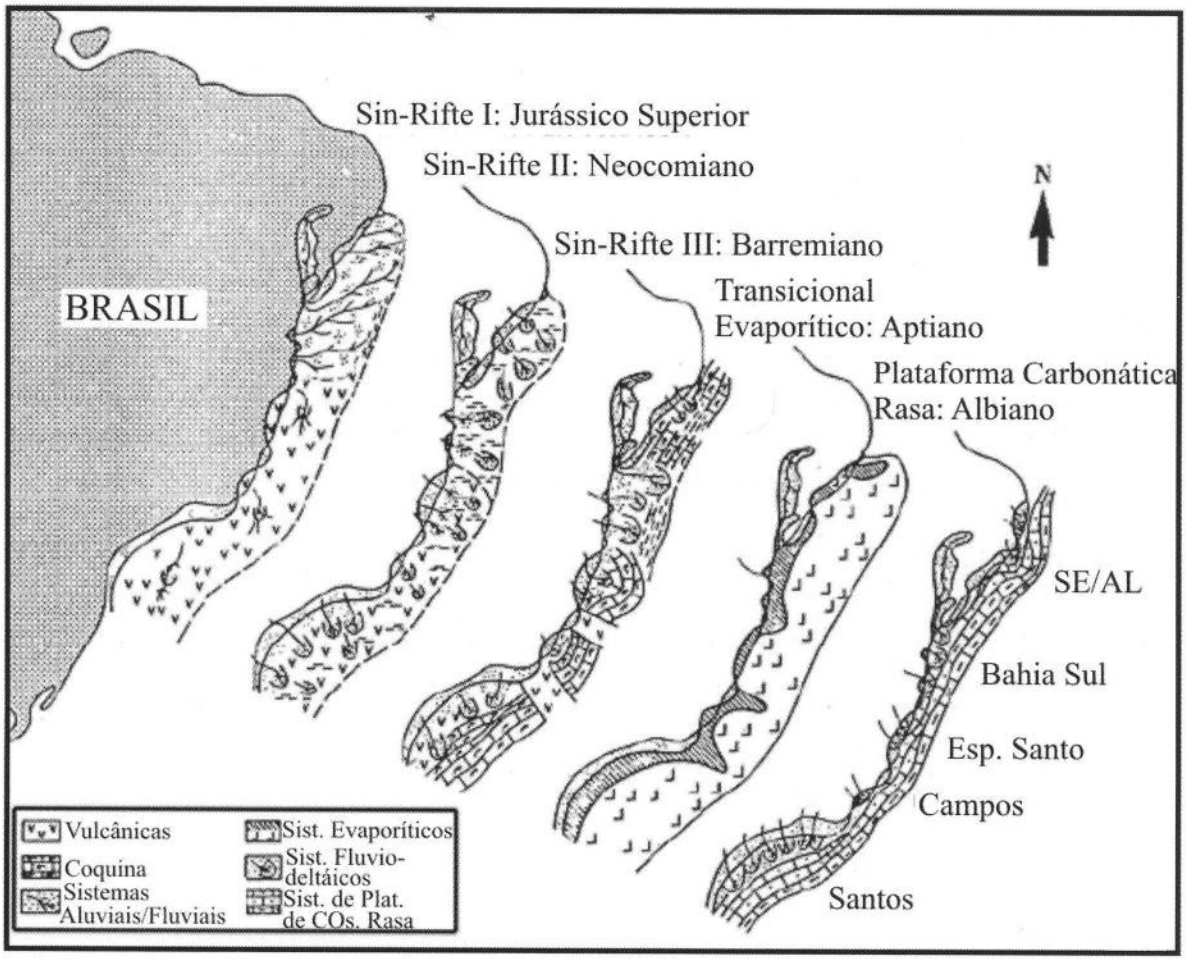

Figura 10 – História deposicional da costa brasileira na fase rifte (Mohriak, 2000).

Apenas no Aptiano a água do mar alcançou e se estendeu além do lado elevado da charneira, com deposição local de sais extremamente solúveis como a carnalita e a silvita. Os depósitos elevados são mais finos, compostos por conglomerados e arenito grosso que

preenche vales escavados pela discordância pré-aptiana. Estes vales foram tampados por camadas delgadas extensas de sal e carbonatos. Diferentemente de Alagoas, um fluxo de sedimentos mais vigoroso gerou depósitos espessos de arenitos deltaico-fluviais e folhelhos com finas camadas de sal ocasionais. A subsidência permitiu a transgressão de águas marinhas além das barreiras da bacia evaporítica aptiana, o Elevado Rio Grande e o Cume Walvis durante o período Albiano. A circulação marinha aberta criou condições para o desenvolvimento das formações da plataforma carbonática albiana/santoniana e do talude das Formações Riachuelo e Cotinguiba.

4.4 Geologia do Petróleo

A bacia de Sergipe-Alagoas, juntamente com a bacia do Recôncavo, deu início à história da Geologia do Petróleo no Brasil, sendo uma de suas mais tradicionais produtoras. O início de sua investigação data do ano de 1939, quando o Conselho Nacional de Petróleo – CNP iniciou a perfuração do poço estratigráfico AL-1 nas proximidades de Maceió. Esse poço, de profundidade de 2199m, não apresentou, entretanto, resultados muito significativos.

Em 1935 foram realizados os primeiros levantamentos geofísicos baseados em sísmica de reflexão e magnetometria em Riacho Doce, Alagoas. A partir de 1955, e com a criação da Petrobrás em 1954, a sísmica de reflexão passou a ser intensivamente empregada nesta bacia, permanecendo até os dias atuais como o principal método geofísico nela utilizado.

Em 1957, através do poço TM-1-AL foi descoberta a acumulação de Jequiá, a primeira acumulação comercial de petróleo na bacia de Sergipe – Alagoas em Tabuleiro dos Martins, Alagoas. Em 1963 foi descoberto o Campo de Carmópolis, a maior acumulação terrestre brasileira, com um volume *in place* de 250 milhões de m^3 de óleo, localizado na sub-bacia de

Sergipe. A descoberta deste campo gigante contrariou o "Relatório Link", divulgado dois anos antes (Link, 1960), que concluía pela inexistência de acumulações de grande porte nas bacias sedimentares terrestres brasileiras.

Em 1968, através da utilização de registro sísmico digital na plataforma continental, descobriu-se o Campo de Guaricema, primeiro campo marítimo brasileiro. Após três anos da descoberta deste campo, os maiores campos continentais da bacia já haviam sido identificados – Guaricema (1968), Dourado, Caiobá e Camorim (1970). Em 1987 iniciou-se a investigação de campos em águas profundas com a utilização do processamento de sísmica 3D. Na Figura 11 apresenta-se o mapa com as principais acumulações da bacia de Sergipe-Alagoas.

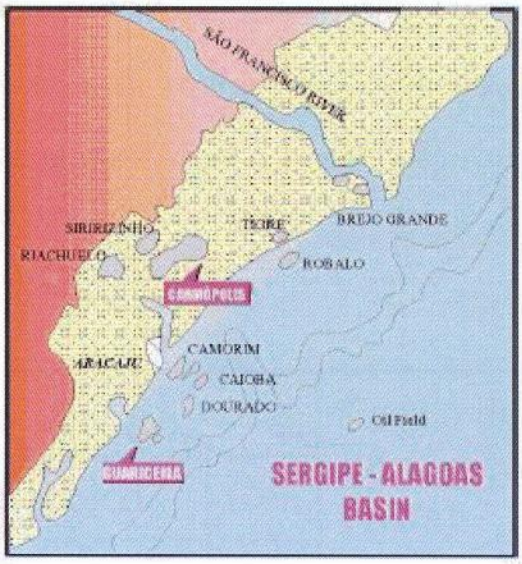

Figura 11 - Mapa de localização das acumulações de hidrocarbonetos na bacia de Sergipe-Alagoas (Mohriak, 2000)

A bacia de Sergipe–Alagoas apresenta três tipos de rochas geradoras de idade pré-albiana: duas, mais antigas, geradoras de hidrocarbonetos de origem continental, que compreendem às formações Barra de Itiúba (andar Rio da Serra e Buracica) e Coqueiro Seco (andar Jiquiá); e uma outra, geradora de hidrocarbonetos de origem marinha ou evaporítica, de idade Alagoas (formação Muribeca). Especificamente, a sub-bacia de Alagoas possui a

maioria de suas acumulações de hidrocarbonetos correspondentes à fase rifte (formação Barra de Itiúba). Essas rochas geradoras possuem um teor de carbono orgânico (TOC) de aproximadamente 12%, compostos principalmente por matéria orgânica de alta hidrogenação. Em geral essas rochas geram óleo parafínico e parafínico-naftênico com alto grau API e baixa porcentagem de enxofre (<0.5%). Por outro lado, a sub-bacia de Sergipe possui a maioria de suas acumulações de hidrocarbonetos de idade aptiana, referentes às formações Muribeca e Alagoas. Essas rochas geradoras possuem TOC de aproximadamente 6% e são compostas principalmente por matéria orgânica de alta hidrogenação. Em geral este tipo de rocha sedimentar gera óleo naftênico com alto grau API e média concentração de enxofre (aproximadamente 0.5%). Como exemplo, na Figura 12 apresenta-se a carta de eventos para o sistema petrolífero Ibura-Muribeca. Entretanto, na sub-bacia de Sergipe, grande parte deste tipo de acumulação encontra-se imatura devido à reduzida espessura das formações acima daquela formação (figura 13).

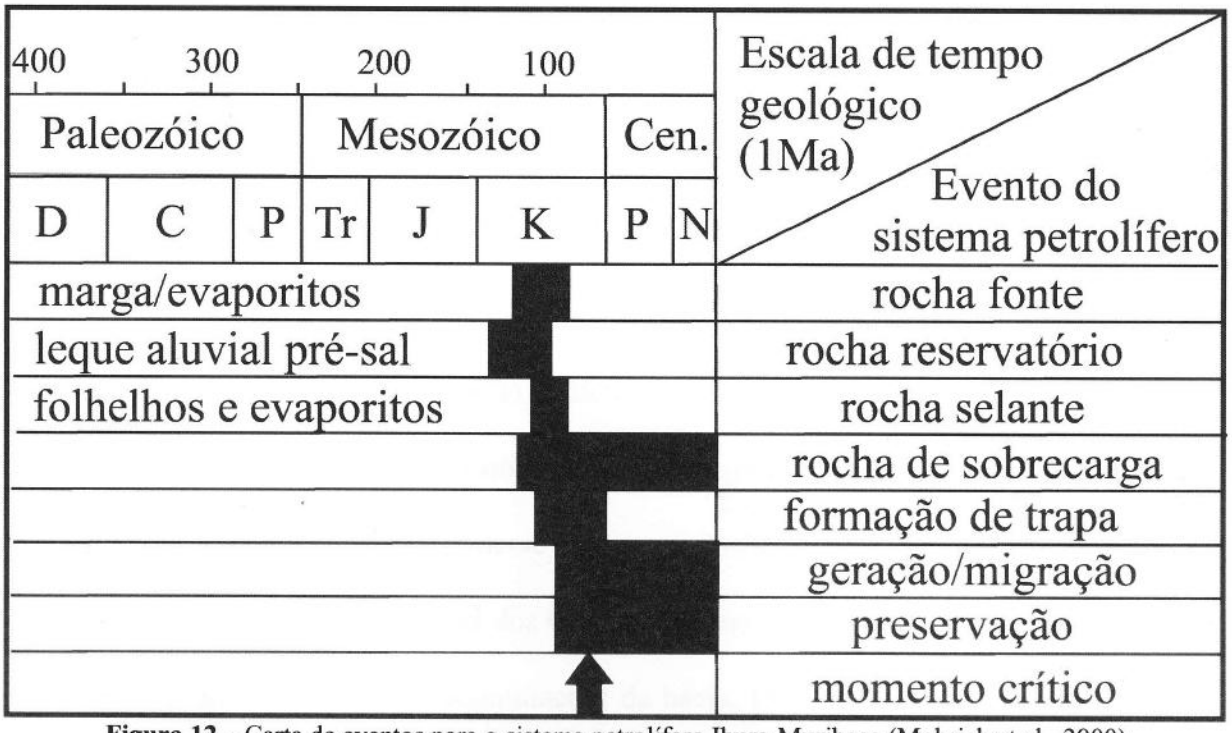

Figura 12 – Carta de eventos para o sistema petrolífero Ibura-Muribeca (Mohriak et al., 2000)

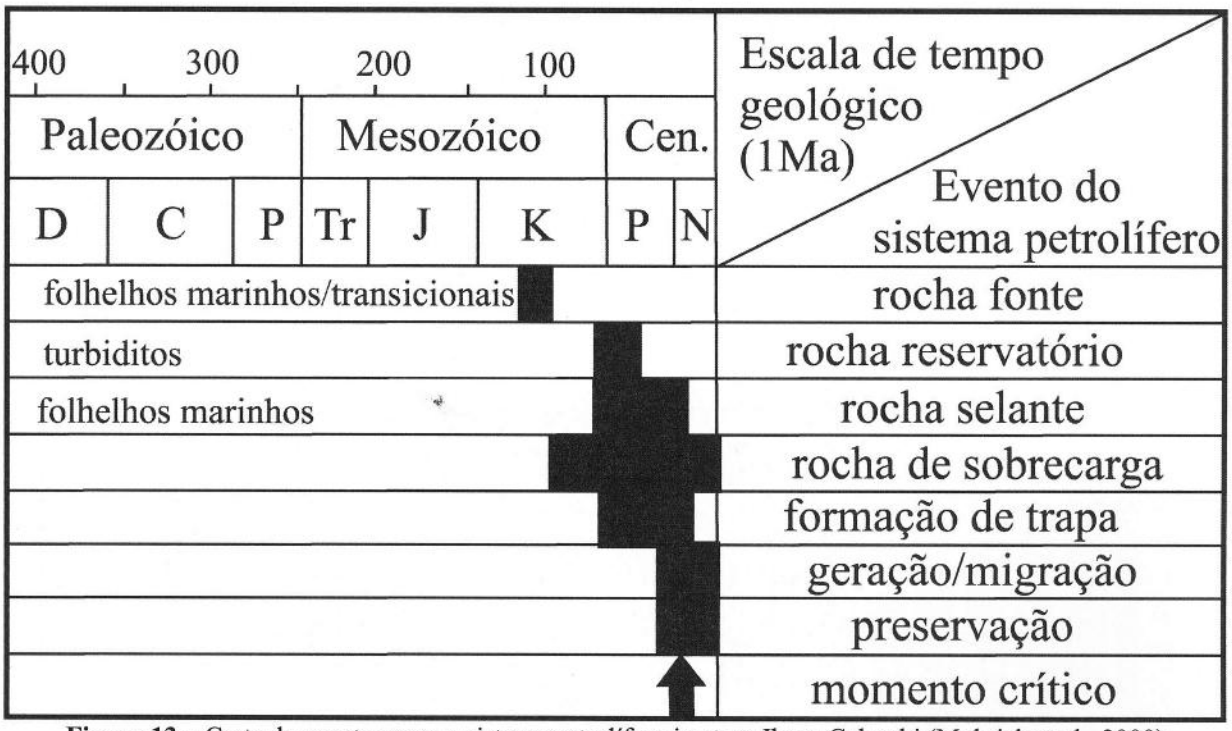

Figura 13 – Carta de eventos para o sistema petrolífero imaturo Ibura-Calumbi (Mohriak et al., 2000)

Apesar da janela de geração depender muito da região considerada da bacia, de forma geral pode-se dizer que a janela de geração nos folhelhos da Formação Barra de Itiúba iniciou-se no Jiquiá e em algumas áreas prossegue até hoje. Por outro lado, nos folhelhos da Formação Muribeca, o início de geração iniciou-se entre as idades Alagoas e Eoceno e também continuam gerando até os dias atuais.

A migração dos hidrocarbonetos entre as rochas geradoras e reservatório ocorre através de quatro formas distintas na bacia de Sergipe–Alagoas: por contato normal, por contato lateral através de falhas, pela formação de dutos através de falhas e pela migração em longas distâncias através de rochas porosas ou através de uma rede de falhas. Como exemplo do caso de migração por contato normal, pode-se citar acumulações mais importantes da sub-bacia de Alagoas, localizadas em São Miguel dos Campos e Pilar. O último tipo de migração é muito bem representado pelas maiores acumulações da bacia, localizados na sub-bacia de Sergipe,

no Alto de Aracaju: neste caso, os geradores maturos mais próximos são de idade Alagoas e são armazenados a dezenas de quilômetros, no Baixo de Mosqueiro. Os maiores campos da bacia ocorrem em estruturas arqueadas, tipo dômicas formadas entre as idades Jiquiá e Alagoas. As trapas são do tipo estruturais, mas frequentemente possuem algum componente estratigráfico que contribui para o fechamento da acumulação.

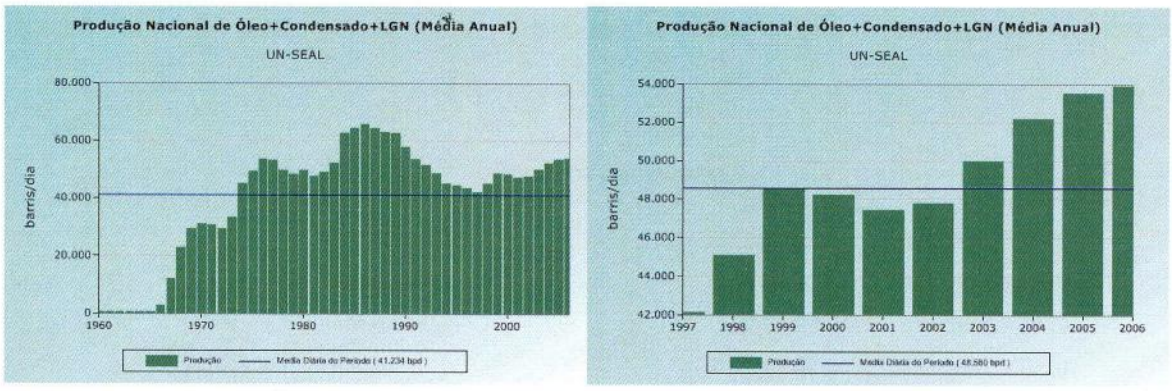

Figura 14 – Quadro de produção a partir da década de 60 (www.petrobras.com.br, 2006)

Ao analisar a história da exploração da bacia de Sergipe-Alagoas facilmente percebe-se um processo cíclico formado pela investigação de novas fronteiras explotatórias e pela aquisição e melhoria dos dados de análise geofísicos. Esse ciclo iniciou-se na década de 60, cujo objetivo era a parte rasa da bacia terrestre, continuou durante a década de 70, com as descobertas dos campos continentais (águas rasas) e seguiu com a investigação de campos de águas profundas. Nesta longa história de exploração, foi agrupado um enorme acervo de dados advindos de 1.000 poços exploratórios, 3.396 poços de desenvolvimento, 44.450km de linhas sísmicas em terra e 100.242km no mar, mapeamentos de superfície e levantamentos gravimétricos e magnetométricos.

Na Figura 14 pode-se visualizar a evolução do quadro de produção da bacia a partir da década de 60 e nos dias atuais. Como pode-se verificar, o fruto de todo esforço explotatório é

uma produção acumulada de 720 milhões de m^3 de óleo e 15 bilhões de m^3 de gás. Atualmente, 49 campos terrestres (21 na sub-bacia de Alagoas e 28 na sub-bacia de Sergipe) e 27 marítimos (5 na sub-bacia de Alagoas e 22 na sub-bacia de Sergipe) produzem cerca de 55.000 barris diários de óleo e LGN (gás líquido de gás natural) e 4.200 mil m^3 diários de gás natural (no Quadro 1 são apresentados os campos de produção). Entretanto, pelo fato do volume de hidrocarbonetos esperado em novas acumulações tender a ser pequeno, uma descoberta pode ou não ser explotada, dependendo dos custos de investimentos e produção.

CAMPOS DA UN-SEAL

SIGLA	NOME	BACIA	ATIVO
AG	AGUILHADAS	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
ALG	ALAGAMAR	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
AN	ANGELIM	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
ANB	ANAMBE	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
ARI	ARUARI	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
ATS	ATALAIA SUL	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
A025	AREA DO ALS-25	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
A027	AREA DO ALS-27	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
A032	AREA DO ALS-32	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
BRG	BREJO GRANDE	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CAU	CIDADE DE ARACAJU	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CAV	CAIPE VELHO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CB	CAIOBA	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
CCE	CIDADE DE CORURIPE	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
CG	CARAPITANGA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CL	CASTANHAL	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CM	CAMORIM	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
CP	CARMOPOLIS	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CPU	CIDADE DE PIRAMBU	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CR	CRISTO REDENTOR	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CS	COQUEIRO SECO	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
CSF	CIDADE SEBASTIAO FERREIRA	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
CSM	CIDADE DE SAO MIGUEL CAMPOS	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
CV	CAVALA	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
DO	DOURADO	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
FBV	FAZENDA BOA VISTA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
FGT	FAZENDA GUINDASTE	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
FPB	FAZENDA PAU BRASIL	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL

FRI	FAZENDA RIACHUELO	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
FU	FURADO/FAZENDA TOMADA	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
FVB	FOZ VAZA BARRIS	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
GA	GUARICEMA	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
IP	ILHA PEQUENA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
JA	JEQUIA	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
LPC	LAGOA PACAS	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
MD	MARECHAL DEODORO	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
ME	MERO	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
MG	MATO GROSSO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
MO	MOSQUEIRO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
NAB	NORTE DE AREIA BRANCA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
PARU	PARU	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
PBA	PONTAL DA BARRA	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
PDM	PONTA DOS MANGUES	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
PIA	PIACABUCU	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
PIR	PILAR/RIO REMEDIO	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
PRM	PIRANEMA	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
PRP	PONTE RIO POXIM	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
RA	RIACHO AGUA BOA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
RB	ROBALO	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
RFA	RIACHO FRANCISCO ALVES	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
RO	RIACHUELO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
RPO	RIO POMONGA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
RSF	RIO SAO FRANCISCO	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
SCE	SUL DE CORURIPE	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
SF	SEBASTIAO FERREIRA	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
SG	SALGO	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
SMC	SAO MIGUEL DOS CAMPOS	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
SSC	SUL DE SAO CRISTOVAO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
SZ	SIRIRIZINHO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
S002	AREA DO SES-2	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S019	AREA DO SES-19D	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S029	AREA DO SES-29	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S030	AREA DO SES-30	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S052	AREA DO SES-52	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S054	AREA DO SES-54	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S070	AREA DO SES-70	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S079	AREA DO SES-79	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S086	AREA DO SES-86B	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S091	AREA DO SES-91	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S092	AREA DO SES-92	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S100	AREA DO SES-100	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM

S106	AREA DO SES-106	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
TA	TAINHA	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
TG	TIGRE	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
TM	TABULEIRO DOS MARTINS	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
TTG	TARTARUGA	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
VB	VAZA BARRIS	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST

Quadro 1 – Listagem dos campo de produção da bacia de Sergipe-Alagoas (www.petrobras.com.br)

O mapeamento regional e a interpretação dos sistemas petrolíferos da bacia de Sergipe-Alagoas indica que há ainda potencial para novas descobertas na plataforma continental e nas regiões de águas profundas da bacia. Entretanto, grande parte dos turbiditos que constituem essas potenciais acumulações são provavelmente situados na crosta oceânica, reduzindo seu potencial exploratório. Para otimizar o processo de exploração de petróleo, reduzindo-se os riscos envolvidos nos prospectos de ultra águas profundas, deve-se integrar os instrumentos da geologia, geofísica e geoquímica afim de melhor analisar todas as alternativas de interpretação dos sistemas petrolíferos.

5 MÉTODOS ELETROMAGNÉTICOS

5.1 Base Teórica

5.1.1 Equações de Maxwell

Em 1865 o físico escocês James Clerk Maxwell reuniu todas as leis conhecidas da Eletrodinâmica Clássica na forma de quatro equações, as Equações de Maxwell (Jackson, 1999):

$$\begin{aligned} &\nabla \cdot D = \rho, \\ &\nabla \cdot B = 0, \\ &\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t}, \\ &\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t}. \end{aligned} \tag{1}$$

A primeira equação é a Lei de Gauss. Ela descreve como a corrente de deslocamento (***D***) depende localmente da densidade de cargas livres (ρ). A segunda equação é conhecida como a Lei de Gauss para a Indução Magnética (***B***). Ela descreve que para campos magnéticos as linhas de indução devem ocorrer em *loops* fechados, ou seja, não podem se originar de fontes tais como monopolos magnéticos. A terceira equação é a Lei de Faraday, e trata da indução de um campo elétrico provocada pela variação temporal da indução magnética. A última equação, por fim, é a Lei de Ampère, e cuida da indução de um Campo Magnético (***H***) causada por correntes de cargas livres (***J***) e correntes de deslocamento (***D***).

Essas quatro equações fundamentais permitem derivar outras leis. Por exemplo, tirando a derivada com relação ao tempo da primeira lei, temos:

$$\nabla \cdot \frac{\partial D}{\partial t} = \frac{\partial \rho}{\partial t}. \tag{2}$$

Aplicando-se o divergente na quarta lei, lembrando-se que o divergente de um rotacional é zero:

$$\nabla \cdot \nabla \times H = 0 = \nabla \cdot J + \nabla \cdot \frac{\partial D}{\partial t}. \tag{3}$$

Combinando-se as duas equações, temos:

$$\nabla \cdot J + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \tag{4}$$

Esta é a Lei da Conservação da Carga. Toda a informação sobre os campos elétrico e magnético está contida nas equações de Maxwell. A interação entre estes campos e a matéria é dada pela força de Lorenz:

$$F = q(E + v \times B). \tag{5}$$

Sendo $\boldsymbol{F}$ a força sobre a carga elétrica q e v a velocidade desta carga. Note que a carga sofre ação do campo magnético ($\boldsymbol{B}$) somente se a carga estiver em movimento, e, além disso, a forma da força mostra que o único efeito do campo magnético é alterar a direção do movimento da carga. O campo magnético **não** realiza trabalho.

5.1.1 Equações de Maxwell em Meios Lineares

Em meios lineares define-se a polarizabilidade ($\boldsymbol{P}$) e a densidade de magnetização ($\boldsymbol{M}$) por:

$$\begin{aligned} P &= \chi_e \varepsilon_0 E, \\ M &= \chi_m H. \end{aligned} \tag{6}$$

Desta forma, os campos $\boldsymbol{D}$ e $\boldsymbol{H}$ relacionam-se com os campos $\boldsymbol{E}$ e $\boldsymbol{B}$ da seguinte forma:

$$\begin{aligned} D &= \varepsilon_0 E + P = (1 + \chi_e)\varepsilon_0 E = \varepsilon E, \\ B &= \mu_0 (H + M) = (1 + \chi_m)\mu_0 H = \mu H. \end{aligned} \tag{7}$$

As quantidades χ_e e χ_m são, respectivamente, as susceptibilidades elétrica e magnética do meio.

Para a grande maioria dos materiais condutores lineares a dependência da velocidade de arraste dos portadores de carga através do material (e, portanto, a densidade de corrente $\boldsymbol{J}$) é proporcional à força aplicada sobre estas cargas. Desta forma, temos:

$$J = \alpha f. \tag{8}$$

onde $\boldsymbol{f}$ é a força exercida sobre os portadores de carga. Caso seja aplicado unicamente um campo elétrico sobre o material, temos, de acordo com a força de Lorenz (temos, neste caso, $\boldsymbol{B}=\boldsymbol{0}$):

$$J = \alpha q E = \sigma E \tag{9}$$

Esta relação é conhecida como Lei de Ohm, e é utilizada para diversos sistemas, principalmente em circuitos eletrônicos.

5.1.2 Condições de Fronteira

Uma análise das equações de Maxwell permite observar que os campos magnéticos dependem, a nível microscópico, de propriedades locais dos materiais (susceptibilidades elétrica e magnética, por exemplo). No tratamento anterior, quando foram considerados materiais lineares, tais propriedades eram constantes em todo o meio. Convém obter, contudo, estas condições em fronteiras entre dois meios, onde estas propriedades variam descontinuamente.

Em primeiro lugar, deve-se apresentar as equações de Maxwell no formato integral. Elas estão dadas no conjunto de equações (10), com auxílio dos teoremas de Gauss e Stokes.

$$
\begin{aligned}
&\int_S D \cdot nda = \int_V \rho d^3 r, \\
&\int_S B \cdot nda = 0, \\
&\oint_C H \cdot dl = \int_{S'} \left[J + \frac{\partial D}{\partial t} \right] \cdot nda, \\
&\oint_C E \cdot dl = -\int_{S'} \frac{\partial B}{\partial t} \cdot nda,
\end{aligned}
\tag{10}
$$

sendo S a superfície que envolve o volume V e C o contorno da superfície aberta S'.

Para obter estas condições de fronteira para campos elétricos, seja uma superfície fechada no formato de uma caixa de pílulas que abrange os dois meios (ver Figura 15). Imaginando esta caixa de pílulas de um tamanho muito reduzido (Jackson, 1999), pode-se aproximar as primeira e segunda integrais das equações da seguinte maneira:

$$
\begin{aligned}
&\int_S D \cdot nda = [(D_1 - D_2) \cdot n] da = \Omega da, \\
&\int_S B \cdot nda = [(B_1 - B_2) \cdot n] da = 0,
\end{aligned}
\tag{11}
$$

sendo $\boldsymbol{n}$ a normal à superfície da interface entre os dois meios e Ω uma densidade superficial de carga que pode existir nesta interface.

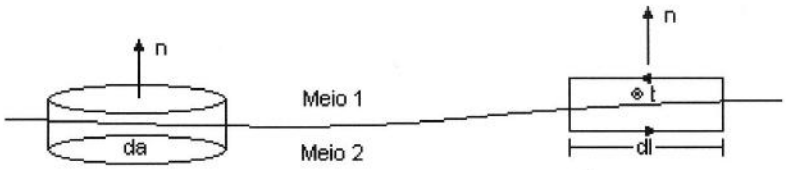

Figura 15 – Superfície e circuito englobando os dois meios de propriedades diferentes. A direção do vetor **t** (normal ao plano do circuito) aponta para fora da página.

De forma equivalente, seja um circuito no formato de retângulo que abrange os dois meios (ver Figura 15). Imaginando-se que este circuito é suficientemente pequeno, de modo que a variação temporal dos campos neste circuito é desprezível, tem-se que as terceira e quarta integrais podem ser aproximadas pelo seguinte:

$$\oint_C H \cdot dl = (t \times n) \cdot (E_2 - E_1)\Delta l = \int_{S'} \left[J + \frac{\partial D}{\partial t} \right] \cdot nda = K \cdot t\Delta l,$$
$$\oint_C E \cdot dl = (t \times n) \cdot (E_2 - E_1)\Delta l = -\int_{S'} \frac{\partial B}{\partial t} \cdot nda = 0, \tag{12}$$

sendo $\boldsymbol{t}$ a normal ao plano do circuito e $\boldsymbol{K}$ uma densidade linear de corrente que pode existir na interface.

Em geral pode se considerar que não existem descontinuidades de carga ou corrente entre os dois meios. Desta forma, tem-se $\boldsymbol{K}=\boldsymbol{0}$ e $\Omega=0$, e temos, para as condições de fronteira:

$$\begin{aligned} &n \cdot (\varepsilon_2 E_2 - \varepsilon_1 E_1) = 0, \\ &n \cdot (\mu_2 H_2 - \mu_1 H_1) = 0, \\ &n \times (E_2 - E_1) = 0, \\ &n \times (H_2 - H_1) = 0. \end{aligned} \tag{13}$$

5.1.3 Ondas em Meios Condutores

Em meios condutores lineares, conforme já foi visto, vale a lei de Ohm (ver Equação 9). Neste caso as equações de Maxwell na ausência de cargas são dadas da seguinte forma:

$$\begin{aligned} &\nabla \cdot \varepsilon E = 0, \\ &\nabla \cdot \mu H = 0, \\ &\nabla \times E + \mu \frac{\partial H}{\partial t} = 0, \\ &\nabla \times H - \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} - \sigma E = 0. \end{aligned} \tag{14}$$

Em meios condutores, ao contrário de meios isolantes, as componentes longitudinais à direção de propagação devem ser considerados. Separando-se as componentes longitudinal e transversal dos campos, tem-se, em uma variável espacial ξ qualquer:

$$\begin{aligned} &E(\xi,t) = E_{long}(\xi,t) + E_{tr}(\xi,t), \\ &B(\xi,t) = B_{long}(\xi,t) + B_{tr}(\xi,t). \end{aligned} \tag{15}$$

Pelas equações de Maxwell, então, tem-se as seguintes relações para a componente longitudinal dos campos:

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial H_{long}}{\partial \xi} = 0, \\
&\frac{\partial H_{long}}{\partial t} = 0, \\
&\frac{\partial E_{long}}{\partial \xi} = 0, \\
&\frac{\partial E_{long}}{\partial t} = -\frac{\sigma}{\varepsilon} E_{long}.
\end{aligned} \tag{16}$$

Pelas primeira e segunda equações do sistema (16) é possível observar que a componente do campo magnético longitudinal, se existir, deve ser uniforme e estática (constante no tempo e espaço), justamente como no caso dos meios isolantes, e, portanto, não exerce influência direta sobre a dinâmica da onda. A partir da terceira e quarta equações, obtém-se para o campo elétrico:

$$E_{long} = E_0 e^{-\frac{\sigma t}{\varepsilon}}. \tag{17}$$

Observando a equação (17) tem-se, portanto, que a componente longitudinal do campo elétrico, caso exista, deve ser uniforme no espaço, e deve possuir um decaimento exponencial com o tempo. Este decaimento pode ser muito rápido em meios muito condutores (valores altos de σ). Deste modo, pode-se considerar, como boa aproximação, apenas campos transversais.

Considerando campos da seguinte forma:

$$\begin{aligned}
&E = E_0 e^{i(k \cdot x - \omega t)}, \\
&B = B_0 e^{i(k \cdot x - \omega t)}.
\end{aligned} \tag{18}$$

Para outros tipos de onda pode ser utilizado o princípio da superposição. A partir das equações de Maxwell, tem-se:

$$H = \frac{1}{\mu\omega}(k \times E),$$
$$i(k \times H) + i\varepsilon\omega E - \sigma E = 0. \tag{19}$$

Os campos $\boldsymbol{E}$ e $\boldsymbol{H}$ podem ser resolvidos um em função do outro, resultando nas equações:

$$\left[k^2 - \left(\mu\varepsilon\omega^2 + i\mu\omega\sigma\right)\right]E = 0,$$
$$\left[k^2 - \left(\mu\varepsilon\omega^2 + i\mu\omega\sigma\right)\right]B = 0. \tag{20}$$

Uma solução simultânea destas equações é dada pelo seguinte:

$$k^2 = \mu\varepsilon\omega^2\left(1 + i\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right) \tag{21}$$

Pela forma desta equação tem-se que $\boldsymbol{k}$ deve ser complexo, sendo da seguinte forma:

$$k = \alpha + i\beta = \left[\sqrt{\mu\varepsilon}\frac{\omega}{2}\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2} + 1\right] + i\left[\sqrt{\mu\varepsilon}\frac{\omega}{2}\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2} - 1\right]. \tag{22}$$

Para meios cuja condutividade é baixa, tem-se, em primeira ordem de $\sigma/\omega\varepsilon$:

$$\frac{\sigma}{\omega\varepsilon} << 1$$
$$k = \alpha + i\beta \approx \sqrt{\mu\varepsilon}\,\omega + i\frac{1}{2c}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}\sigma. \tag{23}$$

Para meios cuja condutividade é alta, tem-se:

$$\frac{\sigma}{\omega\varepsilon} >> 1$$
$$k \approx (1 + i)\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}. \tag{24}$$

Desta forma, os campos elétrico e magnético possuem a seguinte forma:

$$E = E_0 e^{-\beta n \cdot x} e^{i\omega n \cdot x - i\omega t},$$
$$H = H_0 e^{-\beta n \cdot x} e^{i\omega n \cdot x - i\omega t}. \tag{25}$$

A partir destas expressões pode-se ver que o termo β corresponde à uma atenuação dos campos, causada pelo fato do meio se condutor. Colocando-se estas expressões nas equações de Maxwell, obtem-se as seguintes relações entre as intensidades dos campos elétrico e magnético, $\boldsymbol{E_0}$ e $\boldsymbol{H_0}$:

$$E_0 \cdot n = 0,$$
$$H_0 = \frac{1}{\mu\varepsilon}(\alpha + i\beta) n \times E_0. \tag{26}$$

Tem-se, para o módulo e fase de $\boldsymbol{k}$:

$$|k| = \sqrt{\alpha^2 + \beta^2} = \sqrt{\mu\varepsilon}\omega\left[1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2\right]^{1/4},$$
$$\phi = arctg\frac{\beta}{\alpha} = \frac{1}{2}arctg\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right) \tag{27}$$

Desta forma, pode-se escrever a segunda relação do sistema 26 da seguinte forma:

$$H_0 = \sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}}\left[1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2\right]^{1/4} e^{i\phi} n \times E_0. \tag{28}$$

Esta equação indica que o campo magnético possui uma diferença de fase ϕ em relação ao campo elétrico que pode ser próximo de π/4, se o meio for um bom condutor. A relação entre os módulos dos dois campos é dada, para bons condutores, por:

$$\frac{|H_0|}{|E_0|} = \sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}}\left[1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2\right]^{1/4} \approx \frac{1}{\omega\mu r}. \tag{29}$$

Sendo r a resistividade do meio. A partir das equações em 25, define-se a distância para que os campos sejam atenuados à uma quantidade $1/e \approx 0{,}368$:

$$\delta = \frac{1}{\beta} = \sqrt{\frac{2}{\mu\omega\sigma}} = \gamma\sqrt{\frac{r}{f}} = \gamma\sqrt{rT}. \tag{30}$$

Sendo, nesta equação, f a freqüência e γ uma constante que depende da permeabilidade magnética do meio. A quantidade δ é conhecida como *skin depth* do meio (Telford, 1990).

5.1.4 Potenciais

Dada uma distribuição de cargas e correntes o cálculo dos campos elétrico e magnético pode ser bastante complicado, devido à natureza vetorial dos campos, o que envolve o cálculo de ao menos seis componentes. Contudo, existe um meio de simplificar este cálculo empregando entidades conhecidas como *potenciais*.

Partindo-se da segunda equação de Maxwell (equações (1)), tem-se que o fluxo magnético $\boldsymbol{B}$ possui divergente nulo, e, a partir de um teorema de cálculo bem conhecido, $\boldsymbol{B}$ pode ser escrito da seguinte forma:

$$B = \nabla \times A. \tag{31}$$

O vetor $\boldsymbol{A}$ é conhecido como *vetor potencial*. Desta forma, de acordo com a terceira equação de Maxwell tem-se:

$$\nabla \times \left(E + \frac{\partial A}{\partial t} \right) = 0. \tag{32}$$

De acordo com outro teorema do cálculo, o fato do termo entre parênteses da equação (32) ser irrotacional implica que este termo dever ser dado na forma de um gradiente, ou seja:

$$E + \frac{\partial A}{\partial t} = -\nabla \phi, \tag{33}$$

ou, de outra forma, tem-se, para $\boldsymbol{E}$:

$$E = -\frac{\partial A}{\partial t} - \nabla \phi. \tag{34}$$

A quantidade ϕ é conhecida como *potencial escalar*. O potencial vetorial é gerado pelas correntes e o potencial escalar, pelas cargas envolvidas.

As primeiras equações de Maxwell são satisfeitas identicamente definindos os potenciais vetorial e escalar desta forma. As demais equações indicam qual o comportamento destas quantidades. Substituindo as expressões (31) e (34) nas primeira e quarta equações:

$$\begin{aligned} &\nabla^2\phi + \nabla\cdot\left(\frac{\partial A}{\partial t}\right) = -\frac{\rho}{\varepsilon}, \\ &\nabla\times\nabla\times A + \mu\varepsilon\left[\frac{\partial^2 A}{\partial t^2} + \nabla\left(\frac{\partial\phi}{\partial t}\right)\right] = \mu J. \end{aligned} \tag{35}$$

Logo, por meio destes potenciais é possível transformar o problema de se resolver quatro equações em um problema onde apenas duas equações estão envolvidas. Contudo, estas equações ainda estão acopladas. Por outro lado, o modo como estes potenciais são definidos permitem que eles não sejam únicos, mas que exista uma liberdade de escolha sem que os campos sejam alterados. Esta liberdade é condicionada ao seguinte:

$$\begin{aligned} &A \rightarrow A' = A + \nabla\Lambda, \\ &\phi \rightarrow \phi' = \phi - \frac{\partial\Lambda}{\partial t}, \end{aligned} \tag{36}$$

sendo Λ uma função escalar qualquer. Estas transformações são conhecidas como *transformações de gauge*. Em particular, existe um *gauge* que permite desacoplar as equações (35). Este *gauge* é conhecido como condição de Lorentz, o qual, se vale a lei de Ohm (equação (9)), sem a influência de correntes externas, é dado por:

$$\nabla\cdot A = -\left(\mu\varepsilon\frac{\partial\phi}{\partial t} + \mu\sigma\phi\right) \tag{37}$$

Utilizando este *gauge*, as equações (35) são dadas da seguinte forma:

$$\nabla^2 A - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 A}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial A}{\partial t} = 0,$$
$$\nabla^2 \phi - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \phi}{\partial t} = -\frac{\rho}{\varepsilon}, \tag{38}$$

ou seja, o problema é reduzido a quatro equações desaclopadas (três componentes de $\boldsymbol{A}$ e o escalar ϕ), as quais possuem essencialmente a mesma forma.

Considerando meios lineares e isotrópicos com fontes de densidade de polarização externar, $\boldsymbol{P_{ext}}$ e $\boldsymbol{M_{ext}}$, porém sem cargas ou correntes macroscópicas separadas, o meio é descrito pela permissividade elétrica e susceptibilidade magnética, ε e μ. Os campos macroscópicos são descritos da seguinte forma:

$$D = \varepsilon E + P_{ext},$$
$$B = \mu H + \mu_0 M_{ext}. \tag{39}$$

Desta forma, de acordo com as equações (38) tem-se, para os potenciais vetor e escalar:

$$\mu\varepsilon \frac{\partial^2 A}{\partial t^2} - \nabla^2 A = \mu \frac{\partial P_{ext}}{\partial t} + \mu_0 \nabla \times M_{ext},$$
$$\mu\varepsilon \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} - \nabla^2 \phi = -\frac{1}{\varepsilon} \nabla \cdot P_{ext}. \tag{40}$$

Tendo-se como *gauge* a condição de Lorentz (equação (37)), introduz-se os potenciais de Hertz Π_e e Π_m, de forma a paralelizar as estruturas do lado direito das equações (40). Desta forma, deve-se ter

$$A = \mu \frac{\partial \Pi_e}{\partial t} + \mu_0 \nabla \times \Pi_m,$$
$$\phi = -\frac{1}{\varepsilon} \nabla \cdot \Pi_e. \tag{41}$$

A forma com que a condição de Lorentz seja automaticamente satisfeita. As equações (40), então, assumem a seguinte forma:

$$\nabla \cdot \left[\nabla^2 \Pi_e - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \Pi_e}{\partial t^2} + P_{ext} \right] = 0,$$
$$\mu \frac{\partial}{\partial t} \left[\nabla^2 \Pi_e - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \Pi_e}{\partial t^2} + P_{ext} \right] + \mu_0 \nabla \times \left[\nabla^2 \Pi_m - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \Pi_m}{\partial t^2} + M_{ext} \right] = 0. \tag{42}$$

A partir da primeira das equações (42) tem-se que a quantidade entre colchetes deve ser igual ao rotacional de alguma função vetorial, e, inserindo este resultado na segunda equação, tem-se um rotacional que se anula, e, portanto, deve ser igual ao gradiente de um campo escalar. Estes campos podem ser removidos por uma transformação de *gauge*, e, portanto, pode-se escrever, sem perda de generalidade:

$$\mu\varepsilon \frac{\partial^2 \Pi_e}{\partial t^2} - \nabla^2 \Pi_e = P_{ext},$$
$$\mu\varepsilon \frac{\partial^2 \Pi_m}{\partial t^2} - \nabla^2 \Pi_m = M_{ext}. \tag{43}$$

Finalmente, os campos elétrico e magnético são dados da seguinte forma, em termos dos potenciais de Hertz:

$$E = \frac{1}{\varepsilon} \nabla(\nabla \cdot \Pi_e) - \mu \frac{\partial^2 \Pi_e}{\partial t^2} - \mu_0 \nabla \times \frac{\partial \Pi_m}{\partial t},$$
$$B = \mu \nabla \times \frac{\partial \Pi_e}{\partial t} + \mu_0 \nabla \times \nabla \times \Pi_m. \tag{44}$$

5.1.5 Resistividade Aparente

Quando a estrutura da condutividade é distribuída em *N+1* camadas isotrópicas na *direção z, as soluções das equações (14) incluem termos para ondas viajando para cima (z* positivo) e para baixo (*z* negativo) em cada camada (Key, 2003). A impedância elétrica na superfície unidimensional (1D) pode ser encontrada adicionando-se os efeitos dos campos eletromagnéticos viajando para cima e para baixo em cada camada. Desta forma, a

impedância Z_i no topo da camada i em um modelo com camadas 1D pode ser calculada com auxílio da equação recursiva (Nabighian, 1987).

$$\hat{Z}_i = Z_i \frac{\hat{Z}_{i+1} + Z_i \tanh(ik_i h_i)}{Z_i + \hat{Z}_{i+1} \tanh(ik_i h_i)}, \tag{45}$$

sendo h_i a espessura da camada i e Z_i a impedância intrínseca da camada i:

$$Z_i = \frac{\omega\mu_0}{k_i}. \tag{46}$$

A recursão inicia-se na camada N sobreposta ao semi-espaço infinito. Como h_{N+1} é infinito e $tanh(ik_{N+1}h_{N+1}) = 1$, a impedância no semi-espaço Z_{N+1} é igual à impedância intrínsica Z_{N+1}. A impedância pode então pode ser propagada para a camada acima, e assim por diante, até a superfície. É importante notar que a impedância no topo de uma dada camada é independente das camadas acima dela. Logo, um modelo 1D como uma camada de oceano terá uma impedância no fundo do mar que é independente da camada oceânica. A impedância superficial Z_1 dada pela razão dos campos elétrico e magnético, podem então ser transformadas em uma resistividade aparente ρ_a

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0}\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2. \tag{47}$$

Enquanto ρ fornece a resistividade real do semi-espaço, ρ_a contém os efeitos de reflexão e atenuação de cada camada superpostos e que variam suavemente com as freqüências, com freqüências mais altas sendo mais sensíveis às camadas mais rasas e freqüências menores (com *skin depths* maiores) sensíveis à estruturas mais profundas. A fase de Z_1 não está mais vinculada ao semi-espaço 45°, e como a resistividade aparente varia com a freqüência.

Na presença de estruturas 2D ou 3D (falhas ou outras) a impedância Z não é horizontalmente invariante, dependendo da distância do ponto de medida até a estrutura e dos ângulos que o *strike* faz com os eixos coordenados. Logo, Ex não varia somente com Hy, mas

também com Hx, o mesmo valendo para Ey. Desta forma, a impedância deve ser tomada não como um escalar Z, mas como um tensor $\boldsymbol{Z}$ de impedâncias, o qual é dado por:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}, \tag{48}$$

ou simplesmente por:

$$E_{horizontal} = ZH_{horizontal}. \tag{49}$$

Desta forma, ao invés de um único escalar tem-se quatro componentes tensoriais para a impedância. Para determiná-los, deve-se registrar as componentes horizontais de $\boldsymbol{E}$ e $\boldsymbol{H}$ (isto normalmente é feito em levantamentos magnetotelúricos, mas não é necessário caso se saiba de antemão que se trata de uma estrutura 1D).

5.2 Método Magnetotelúrico

5.2.1 Correntes Telúricas

O campo magnético terrestre induz sistemas de correntes e campos elétricos na Terra. Estas correntes e estes campos são conhecidos como correntes "telúricas" e campos "magnetotelúricos" respectivamente (Telford, 1990).

A existência de correntes elétricas naturais em larga escala na Terra foi primeiramente estabelecida por Barlow (Barlow, 1847), no estudo do primeiro sistema telegráfico britânico. Registros de correntes telúricas foram realizadas, então, em Greenwich, Paris e Berlim no fim do século XIX, e, nos dias de hoje, são feitos registros em vários observatórios ao redor do mundo.

A fonte destas correntes muito provavelmente é localizada fora da Terra. Flutuações periódicas e transientes podem ser correlacionadas com variações diurnas do campo

magnético terrestre, causadas por emissão solar, entre outros efeitos. Estas atividades possuem uma influência direta nas correntes da ionosfera. Acredita-se que as correntes telúricas são induzidas na terra por correntes ionosféricas.

O mecanismo indutivo é um campo eletromagnético propagando-se com uma pequena atenuação em grandes distâncias entre a ionosfera e a superfície terrestre, um processo que pode ser aproximado por uma onda guiada entre duas placas condutoras paralelas. Desta forma, o campo fica oscilando entre as duas terminações e, portanto, possui uma grande componente vertical. A grandes distâncias da fonte este campo é uma onda plana de freqüência variável (de 10^{-5}Hz até o comprimento de áudio, no mínimo). Obviamente estes campos magnetotelúricos podem penetrar a Terra para produzir correntes telúricas.

O padrão destes sistemas de correntes terrestres está mostrado na Figura 16. Os grandes circuitos cobrem milhões de quilômetros quadrados, são fixos com relação ao Sol e giram no sentido horário e anti-horário alternativamente. Nas latitudes medianas ocorrem dois máximos e dois mínimos por dia, e a direção média é no sentido do meridiano magnético. Próximo ao equador (Peru, Madagascar), por outro lado, ocorrem apenas um máximo e um mínimo por dia, as amplitudes são consideravelmente menores e a direção média é no sentido Leste-Oeste. Para sinais no intervalo de período de 10 a 40s a intensidade da corrente é muito maior no lado iluminado da Terra, assim como em latitudes de aurora, se compararmos com a parte temperada. Os campos elétricos relacionados a estas correntes são da ordem de 10mV/km, enquanto os campos magnéticos são da ordem de picoTeslas.

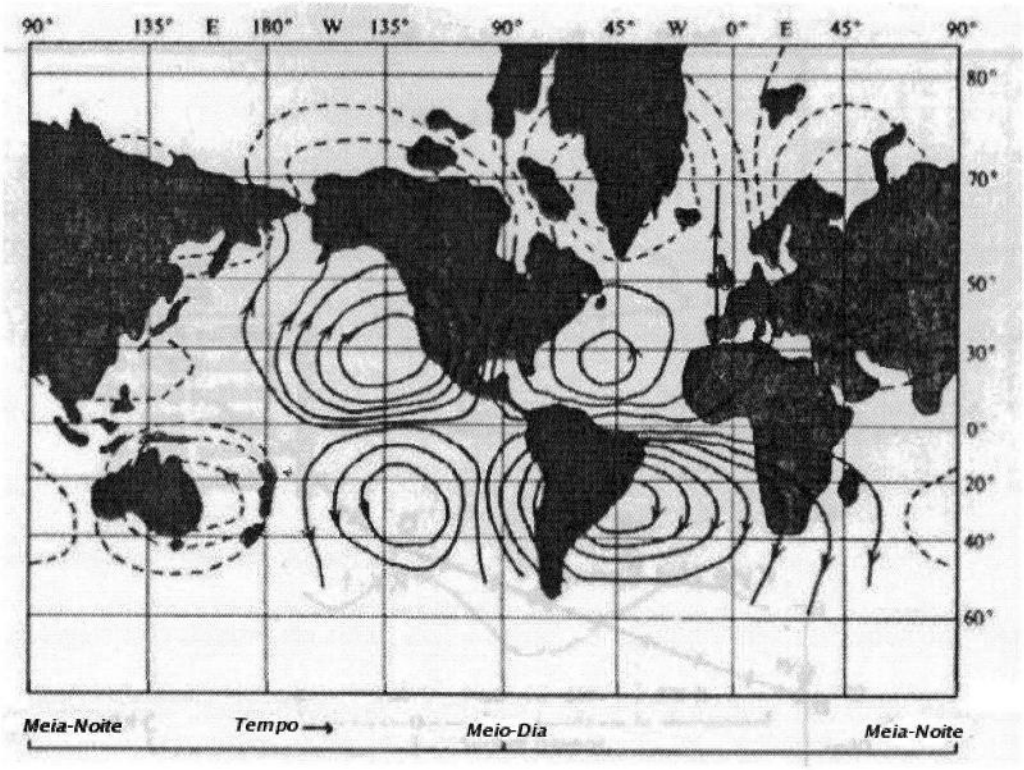

Figura 16 – Correntes telúricas da Terra. Traduzido de Telford, 1990.

Superimposta a este campo telúrico médio estão flutuações aleatórias, cujas intensidades variam com distúrbios elétricos na ionosfera, tais como tempestades elétricas. Estes pulsos ocorrem geralmente em freqüências altas, tais como 100kHz, embora possam ocorrer em freqüências menores. Como resultado o registro telúrico consiste também de variações erráticas no potencial.

5.2.2 Aquisição dos Dados

As medidas magnetotelúricas envolvem medidas de corrente e do campo magnético (Telford, 1990). Uma vez que as correntes não podem ser medidas diretamente, para medi-las é necessário medir o gradiente do potencial entre os eletrodos na superfície. Para reduzir potenciais erráticos na superfície de contato, causados por reações eletroquímicas dos metais

com o solo, deve-se utilizar eletrodos não polarizáveis. Placas de chumbo, material razoavelmente inerte quimicamente, podem ser suficientes. Outros metais, tais como aço inoxidável ou bronze podem também ser utilizados, se enterrados, e aceitáveis para freqüências acima de 1Hz. O sinal medido pelos eletrodos é, então, amplificado e registrado, podendo antes passar por uma série de filtros de acordo com o tipo de sinal que se deseja medir. Para contrabalancear o potencial estático entre os dois eletrodos, o qual pode medir vários volts, é utilizado um potenciômetro ou um capacitor, este com uma constante de tempo que deve ser consideravelmente maior do que o período máximo a ser registrado.

Para se registrar a direção do sinal, assim como a amplitude, são utilizados dois pares de eletrodos, horizontais e perpendiculares entre si. O registro contínuo das duas componentes horizontais é então obtido. Com esses dados é possível comparar as variações do campo elétrico, com respeito à freqüência, à fase e à amplitude.

Para medir o campo magnético é necessário outro tipo de aparato. Para períodos extremamente longos é possível medir o campo magnético com um magnetômetro de fluxo, sendo que o sensor para este propósito é normalmente uma bobina de muitas voltas, ou um longo solenóide enrolado em ferrite ou outro núcleo com alta permeabilidade. A bobina deve ser capaz de detectar o intervalo de freqüências desejado. São medidas três componentes magnéticas: duas horizontais, paralelas às direções em que são medidas as componentes da corrente, e uma vertical, como indicador de estruturas bidimensionais. A bobina é uma componente particularmente crítica no aparato de medida. É necessário instalá-la em uma plataforma rasa, uma vez que pequenos movimentos podem originar ruído, principalmente em áreas arborizadas. Um diagrama de um desses instrumentos é mostrado na Figura 17.

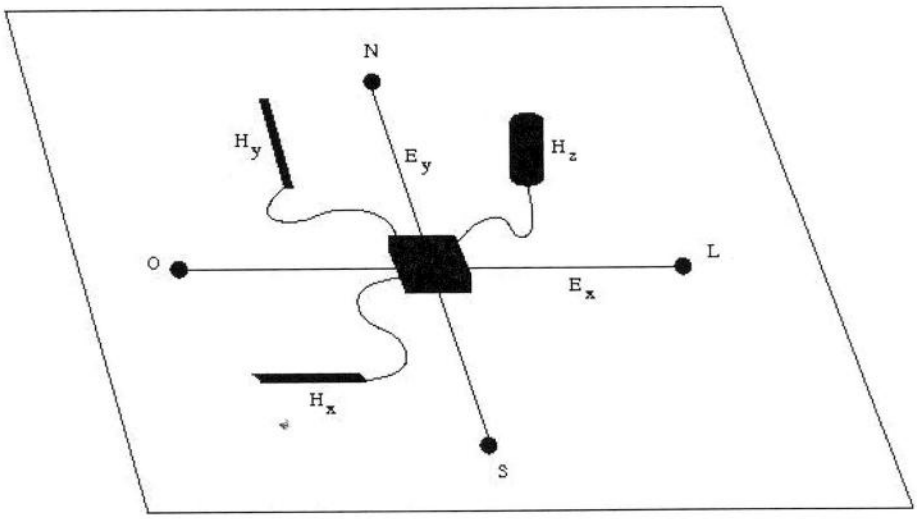

Figura 17 – Aparelho utilizado para medidas magnetotelúricas terrestres. Dispostos na área a ser medida estão bobinas para medição do campo magnético e dipolos para medição do campo elétrico.

As medidas magnetotelúricas marinhas sofreram um forte impulso com a introdução do instrumento da instituição de oceanografia Scripps (Constable et al., 1998). Este instrumento permitiu a medida de sinais com períodos menores, o que antes era impossibilitado pelo fato da água do mar atenuar campos magnéticos com freqüências superiores a 0.01Hz. Anteriormente os equipamentos tradicionais de medidas magnetotelúricas eram utilizados somente com fins acadêmicos para estudar a estrutura do manto, por exemplo (ver Filloux, 1980). Estas medidas utilizavam equipamentos tradicionais, tais como magnetômetros de fluxo e sensores de campo elétrico acoplados que mediam os campos no intervalo de 500 a 100.000s. Estes períodos não são muito sensíveis a estruturas relativamente rasas (de 0 a 10km) dos objetivos de exploração nas plataformas continentais e aos sistemas de crosta e manto superior em cristas mid-oceânicas (Key, 2003). O instrumento desenvolvido com maior largura de banda (Constable et al., 1998) contorna esta dificuldade utilizando sensores AC acoplados, que removem a porção DC (ou de período muito longo), de forma que o sinal menor de períodos de 0,1 a 10.000s podem ser amplificados de forma a poderem ser registrados. Nos últimos anos vários tipos de aparelhos de medida foram desenvolvidos, de

forma a se chegar em um sistema robusto e eficiente (Key, 2003). Um diagrama de um desses instrumentos é mostrado na Figura 18.

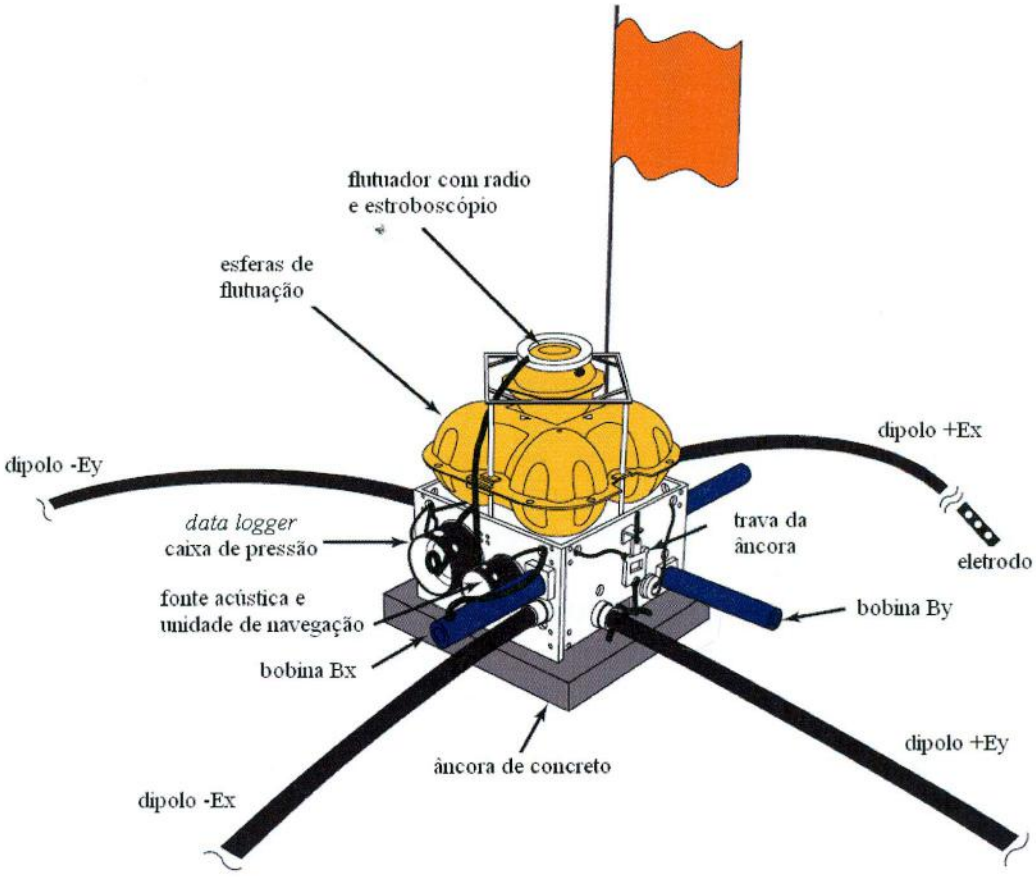

Figura 18 – Aparelho utilizado para medidas magnetotelúricas marinhas. Além dos dispositivos de medição (bobinas para medição do campo magnético e dipolos para medição do campo elétrico), estão presentes os flutuadores e fontes acústica e de rádio, que permitem a recuperação do aparelho após as medidas. Traduzido de Key, 2003.

Um dos últimos modelos de instrumentos para prospecção marítima pode ser descrito conforme o seguinte. Um sistema de eletrodos de prata-cloreto de prata de baixo ruído e baixa impedância e um amplificador de campo elétrico AC acoplado (Webb et al., 1985) mede o campo elétrico horizontal nas extremidades dos braços de 10m dos dipolos. O amplificador do campo elétrico possui um ganho de 10^6 e utiliza um filtro corta-baixas de um polo, com freqüência de corte no período de 10s. Os campos magnéticos horizontais são medidos

utilizando-se magnetômetros de bobina altamente sensível, leve e de baixo poder de indução. O magnetômetro consiste de uma barra de Permalloy de 174cm de comprimento e 1.25cm de diâmetro (que possui alta permeabilidade magnética) com 4 bobinas de alumínio, com cerca de 44.000 voltas, no total. Uma vez que os instrumentos precisam flutuar de volta após a medida, o peso é uma variável fundamental. Por isso utiliza-se alumínio ao invés de cobre, que possui uma densidade três vezes maior. O Permalloy é utilizado para concentrar o fluxo magnético, resultando em um ganho 4000 vezes maior do que se não tivesse nada em seu lugar. É utilizado um amplificador no caso da medida do campo magnético da mesma maneira que é utilizado para se medir o campo elétrico. Contudo, não se utiliza filtragem corta-baixas, uma vez que o magnetômetro possui uma resposta natural proporcional à freqüência do sinal. Esta configuração permite que o instrumento possa medir campos elétricos e magnéticos no período de 0.1 a 10.000s, apesar da atenuação dos campos pela água do mar. Uma âncora de 150kg feita de concreto estabiliza o aparelho no fundo do mar. Uma unidade acústica independente é utilizada para rastrear o instrumento a partir da âncora. Um compasso magnético registra a orientação do instrumento no fundo do mar. Uma bóia contendo luzes e sinal de rádio permite que o aparelho seja recuperado mesmo à noite ou de dia com visibilidade limitada.

5.2.3 Processamento dos Dados

A partir das séries temporais de campos elétrico e magnético medidos, o próximo passo é estimar o tensor de impedância para cada local, em intervalos discretos de freqüência. O processamento dos dados consiste nesta estimativa do tensor $\boldsymbol{Z}$. Desde que o método magnetotelúrico foi inventado muitos avanços ocorreram na forma de processar os dados.

Atualmente se utiliza uma adaptação de uma rotina robusta feita por Egbert (1997) e (Egbert, 2002). As rotinas de processamento tiveram que ser adaptadas para acomodar as mudanças ocorridas na forma de se obter os dados, que nos dias de hoje contam com medidas simultâneas em diversas estações, de forma a melhor distinguir o sinal do ruído.

Os primeiros algoritmos utilizavam uma regressão univariada do seguinte modelo:

$$E = HZ + r. \tag{50}$$

Esses modelos explicitam o ruído (***r***), mas apenas em ***E***. Enquanto métodos como o de referência remota robusta podem minimizar ruído incoerente em ***H*** e amortecer os efeitos de agentes externos severos, não possuem a habilidade de explicitamente incluir ruído em ***H*** e não provêem um meio de estimar o ruído coerente e efeitos de fontes de ondas não planas. Ou seja, estes efeitos vão ser incluídos na estimativa de ***Z*** sem que se possa diagnosticar sua presença, a não ser que o comportamento do próprio ***Z*** pareça estranho, ou seja, não-físico.

O modelo de Egbert (1997; 2002) permite ruído em todos os canais, e fornece uma estimativa da dimensão da fonte. Esta técnica incorpora dados da medida simultânea de muitos locais, e permite uma melhor distinção entre sinal e ruído.

O modelo de Egbert possui a seguinte forma:

$$X_i = \begin{bmatrix} h_{1i} \\ e_{1i} \\ \vdots \\ h_{Ji} \\ e_{Ji} \end{bmatrix} = Ua_i + Vb_i + \varepsilon_i = Wc_i + \varepsilon_i. \tag{51}$$

O vetor de dados magnetotelúricos $\boldsymbol{X_i}$ é obtido no domínio das freqüências para uma dada freqüência e intervalos de tempo i=1, ..., I. Supondo que existem J locais com 4 canais de dados cada um (E_x, E_y, H_x e H_y), então X_i é composto por $K=4J$ canais de dados (***h*** e ***e***). Os canais de dados são relacionados aos $K \times M$ sinais vetoriais contidos em ***U*** que geram o espaço

resposta (Egbert e Booker, 1989). Para uma fonte tipo onda plana quase uniforme assumida no método magnetotelúrico, M=2, e as duas colunas de $\boldsymbol{U}$ fornecem os campos totais associados com duas polarizações independentes variando no tempo dados em $\boldsymbol{a}_i$ (dimensão 2×1). Este modelo se relaciona com fontes de ruído coerente e efeitos de fonte não uniforme através da matriz $\boldsymbol{V}$ e seu vetor de polarização $\boldsymbol{b}_i$. O número de colunas L de V é ditado pelo número de fontes de ruído coerente. O vetor K-dimensional de ruído incoerente ε fornece o ruído incoerente em cada canal. O campo fonte e o ruído coerente são combinados na matriz $\boldsymbol{W}$. O número de colunas em $\boldsymbol{W}$, N=M+L, é conhecido como a dimensão de coerência dos dados (Egbert, 1997), e representa a combinação linear do sinal coerente e do ruído coerente. Com uma estimativa correta de $\boldsymbol{W}$ a dimensão de coerência N pode ser encontrada, permitindo testar se os dados estão livres de ruído coerente e compatíveis com o modelo de onda plana, sendo que, para isso, deve-se ter N=2.

Uma estimativa de $\boldsymbol{W}$ é obtida fazendo-se a decomposição de valores singulares (SVD) da matriz de densidade espectral normalizada (a matriz de todas as médias dos produtos cruzados) $\boldsymbol{S}$.

$$S = \left\langle XX^{+} \right\rangle = 1/I \sum_{i} XX^{+}. \tag{52}$$

Normalizando $\boldsymbol{S}$ pela matriz de covariância do ruído incoerente estimado $\sum_N = E(\varepsilon\varepsilon^{+})$, e tomando a decomposição tem-se

$$S' = \sum_N^{-1/2} S \sum_N^{-1/2} = W \Lambda W^{+}. \tag{48}$$

Na equação (48) tem-se que Λ é uma matriz diagonal de autovalores e as colunas de $\boldsymbol{W}$ são os autovetores correspondentes. O número de autovalores de $\boldsymbol{W}$ que são significativamente maiores do que 1 fornecem uma estimativa da dimensão de coerência dos dados N (Egbert, 1997). Se N=2 os dados são compatíveis com o modelo de onda plana,

enquanto $N>2$ sugere a presença de ruído coerente ou fontes mais complicadas. Quando $N=2$, $\boldsymbol{U}=\boldsymbol{W}$ e o tensor de transferência $\boldsymbol{T}$ entre qualquer par de canais e outros canais em $\boldsymbol{X}$ pode ser computado particionando-se a matriz $\boldsymbol{U}$ em uma matriz 2×2 $\boldsymbol{U_1}$ contendo um único par de canais e uma matriz $(K\text{-}2)\times2$ $\boldsymbol{U_2}$ contendo todos os outros canais, e, então, tomando-se o seguinte produto:

$$T = U_2 U_1^{-1}. \tag{53}$$

Desta forma a impedância estimada pode ser calculada para cada estação local, assim como as funções de transferência interadas intra-estações. Em Egbert (1997) é descrito em detalhes um esquema de ponderamento para a matriz densidade $\boldsymbol{S}$ e um método iterativo para as estimativas não enviesadas das variâncias do ruído incoerente. Também fornece diversas sugestões para se decompor $\boldsymbol{W}$ em $\boldsymbol{U}$ e $\boldsymbol{V}$ para o caso em que $N>2$.

O próximo passo na análise é estabelecer a geometria e as características elétricas da estrutura. Primeiramente se estabelece o *strike* e então as impedâncias e resistividades paralelas ao *strike*. Uma vez que inicialmente é improvável que se tenha o azimute de qualquer onda ou a estrutura, os eixos do levantamento estarão normalmente a um ângulo arbitrário de ambos. A série de medidas produz dados para se encaixar nas equações 48. Através de uma rotação analítica dos eixos de levantamento, então, alinha-se as componentes paralelas e normais à estrutura nas equações (48). Este procedimento é conhecido como a *determinação dos eixos principais*, desacoplando-se as quatro impedâncias tensoriais, de forma que as equações ? tornam-se:

$$\begin{aligned} E'_x &= Z'_{xy} H'_y, \\ E'_y &= Z'_{yx} H'_x, \end{aligned} \tag{54}$$

na qual E_x', E_y', H_x' e H_y' definem os eixos paralelo e perpendicular ao strike e as impedâncias principais $\boldsymbol{Z}_{xy}$ e $\boldsymbol{Z}_{yx}$ relacionam-se com as impedâncias tensoriais conforme o seguinte:

$$
\begin{aligned}
Z_{xx} &= \frac{1}{2}\left(Z'_{xy}+Z'_{xy}\right)sen2\theta, \\
Z_{yy} &= -\frac{1}{2}\left(Z'_{xy}+Z'_{xy}\right)sen2\theta, \\
Z_{xy} &= Z'_{xy}-\left(Z'_{xy}+Z'_{xy}\right)sen^2\theta, \\
Z_{xy} &= Z'_{yx}-\left(Z'_{xy}+Z'_{xy}\right)sen^2\theta,
\end{aligned}
\tag{55}
$$

onde θ é o ângulo de rotação horária entre o levantamento e os eixos principais. É fácil ver que

$$
\begin{aligned}
Z_{xx} + Z_{yy} &= 0, \\
Z_{xy} - Z_{yx} &= Z'_{xy} - Z'_{yx} = Const..
\end{aligned}
\tag{56}
$$

A segunda relação diz que a quantidade $\boldsymbol{Z}_{xy}$ - $\boldsymbol{Z}_{yx}$ permanece constante para todo θ. Em uma rotação de 180° os elementos não diagonais $\boldsymbol{Z}_{xy}$ e $\boldsymbol{Z}_{yx}$ passam por dois máximos (0°, 180°) e um mínimo (90°). O elemento diagonal $\boldsymbol{Z}_{xx}$ possui dois mínimos (-45°, 135°), com um máximo em 45°, enquanto pra $\boldsymbol{Z}_{yy}$ ocorre o contrário. Quando os eixos da medida são paralelos e normais ao srike, $\boldsymbol{Z}_{xx} = \boldsymbol{Z}_{yy} = 0$. Já foi provado que a condição $\boldsymbol{Z}_{xx} = - \boldsymbol{Z}_{yy}$ vale mesmo para um empilhamento de camadas horizontais anisotrópicas (Vozoff, 1972). De acordo com Sims e Bostick (1969) a equação (52) é válida também para estruturas 3D, embora a análise seja muito difícil para tais estruturas.

Na prática, usando as melhores estimativas das impedâncias obtidas de dados nos quais existe ruído, os valores de θ não serão exatamente 0° e 90°, ou seja, $\boldsymbol{Z}_{xx} + \boldsymbol{Z}_{yy} \neq 0$, e $\boldsymbol{Z}_{xy}$ - $\boldsymbol{Z}_{yx}$ não será constante ao longo de θ. Uma medida desta discrepância é dada por

$$
S = \frac{\left|Z_{xx} + Z_{yy}\right|}{\left|Z_{xy} - Z_{yx}\right|}. \tag{57}
$$

Teoricamente, S deve ser zero, e, portanto S deve ser o menor possível. Desvios indicam o grau de confiança nos resultados. Um S grande pode ser a indicação também de que a estrutura não é, na realidade, 2D, ao menos não no intervalo de freqüência escolhido para se

fazer as estimativas. Outro parâmetro que serve como checagem na rotação própria θ é o *tipper* (Telford, 1990).

Pode-se, então, determinar as resistividades aparentes através das respectivas impedâncias. Ou seja:

$$\begin{aligned} \rho'_{xy} &= 0{,}2T\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2 = 0{,}2T\left|Z'_{xy}\right|^2, \\ \rho'_{yx} &= 0{,}2T\left|\frac{E_y}{H_x}\right|^2 = 0{,}2T\left|Z'_{yx}\right|^2. \end{aligned} \tag{58}$$

Estes valores de ρ são escalares, ρ'_{xy} sendo a polarização $\boldsymbol{H}$ e ρ'_{yx} para a polarização $\boldsymbol{E}$.

5.3 Método Eletromagnético com Fonte Controlada

5.3.1 Necessidade de uma fonte controlada

Nas medidas magnetotelúricas marinhas, como já foi dito, os campos se propagam na água do mar, que é eletricamente condutiva, e, para profundidades abissais de 4km, campos de freqüências maiores do que 0,1Hz são atenuadas além do que os sensores dos equipamentos de medida modernos são capazes de medir. Uma vez que as componentes de alta freqüência dos campos se torna ausente, propriedades das camadas mais rasas da subsuperfície condutiva não podem ser determinadas usando apenas o método magnetotelúrico. Este fato serve de motivação para se utilizar uma fonte ativa no fundo do mar ou próximo dele. Além disso, os dados magnetotelúricos são sujeitos à distorção devido a efeitos galvânicos batimétricos ou efeitos de costa (Behrens, 2005).

Um transmissor é utilizado para gerar uma fonte de corrente eletromagnética no fundo do mar no intervalo de freqüências $0{,}1 < f < 100$Hz. Uma vantagem intrínsica é que o ruído ambiental é muito fraco acima de 0,1Hz, dependendo da profundidade da água. Campos não-

planares induzidos devidos às correntes se movendo na água do mar de acordo com o campo magnético terrestre também estão presentes (Cox et al., 1968), porém são tipicamente menores nas freqüências em que a fonte atua (Chave e Luther, 1990). Medidas no norte do Oceano Pacífico indicam uma correlação entre movimentos do oceano barotrópicos (independentes da profundidade) e campos elétricos horizontais no fundo do mar para $f \leq 2\times10^{-6}$Hz ($T \geq$ 5dias) (Luther et al., 1991).

5.3.2 Aquisição dos dados

Até o presente os dados são adquiridos da seguinte maneira. Primeiramente posiciona-se diversos sensores do mesmo tipo dos usados em medidas magnetotelúricas (ver Figura 5.4). Os conjuntos de receptoes podem ser lineares, circulares, etc., dependendo do objetivo. Um transmissor do tipo Dipolo Elétrico Horizontal (em inglês, Horizontal Electric Dipole – HED) é, então baixado até o fundo do mar através de um cabo, o qual é preso atrás do barco de reboque (Figura 19). O caminho que o reboque percorre também pode obedecer a vários padrões dependendo do objetivo. Depois de efetuadas as medidas, os receptores são soltos de suas âncoras por controle remoto acústico e recuperados, da mesma maneira que na aquisição de dados magnetotelúricos.

Uma voltagem AC é aplicada no HED, com a água do mar servindo como retorno do caminho da corrente. Tipicamente a voltagem segue um padrão de onda quadrada, mas outros padrões mais elaborados tem sido usados para se construir o sinal da fonte. Os sinais medidos são, então, transformados para o domínio das freqüências para a análise.

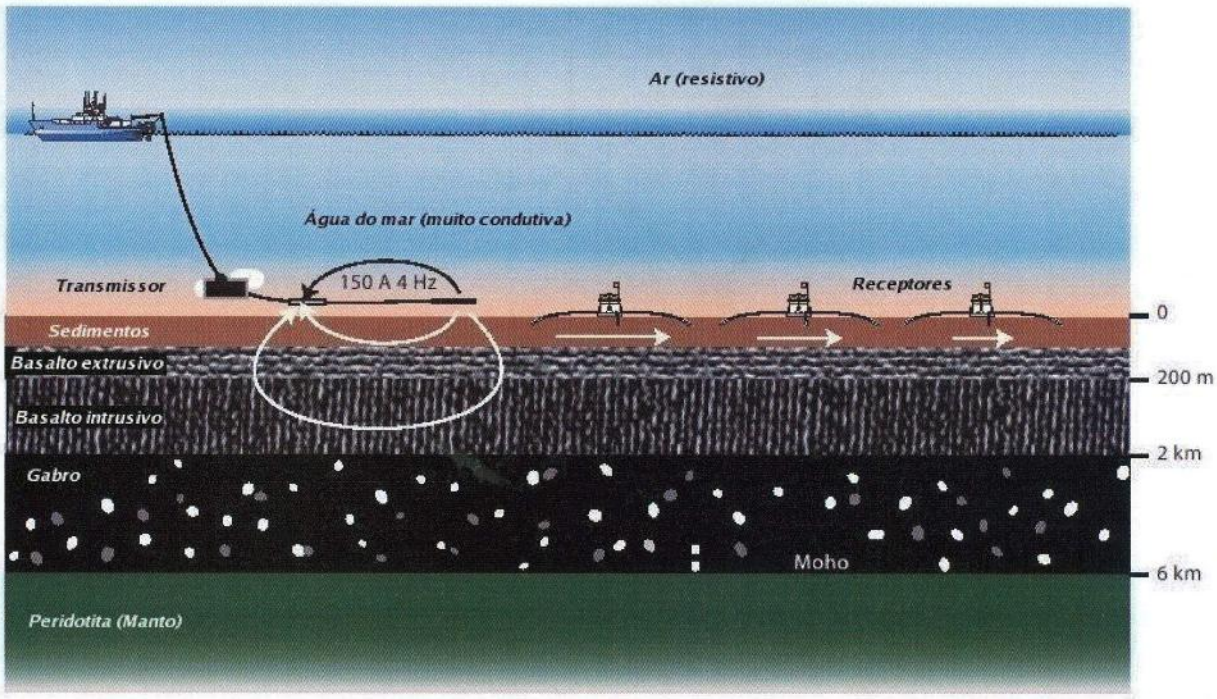

Figura 19 – Aquisição dos dados CSEM. Traduzido de Behrens, 2005.

No método CSEM os dois modos tipicamente discutidos são o modo radial e o modo azimutal. Estes nomes têm origem na solução dos campos elétricos horizontais das componentes cilíndricas em um modelo terrestre 1D.

Para o caso 1D isotrópico o modo radial (ϕ=0°, 180°) é onde a componente horizontal E_ϕ se anula, e o modo azimutal (ϕ=90°, 270°) é onde a componente radial E_ρ vai a zero. Em azimutes intermediários o campo horizontal pode ser decomposto em uma soma harmonicamente proporcionada dessas duas componentes (Figura 20). Para propagação através de um material de alguma condutividade em particular, as duas componentes exibem diferentes taxas de atenuação e diferença de fase de acordo com aumento da distância fonte-receptor.

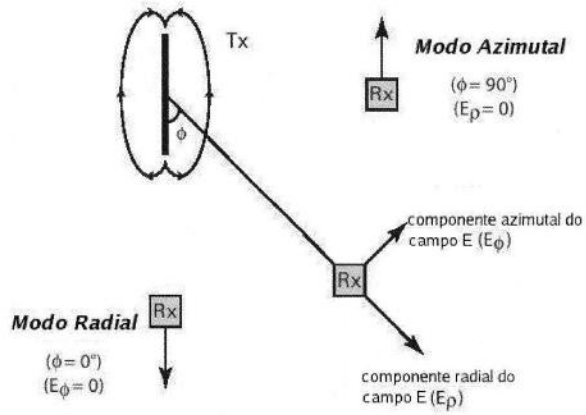

Figura 20 – Modos radial, azimutal e intermediário. Traduzido de Behrens, 2005.

Essa interpretação modal perde o sentido na presença de um meio anisotrópico ou estruturas com mais dimensões, porém os termos costumam ser utilizados em aplicações práticas. Algumas vezes elas são chamadas de componentes *in-line* (radial) e *broadside* (azimutal).

5.4 Método Transiente (TDEM)

5.4.1 Introdução ao Método

Um dos métodos mais aplicados para se investigar estruturas superficiais é o método transiente (TEM – Transient ElectroMagnetic ou TDEM no domínio do tempo). Nos métodos electromagnéticos de freqüência variável as estruturas superficiais são detectadas através do campo secundário gerado pelos condutores na presença de um campo primário alternado. O problema destes sistemas é que o campo secundário é detectado na presença do campo primário. O campo secundário é muito pequeno quando comparado ao primário. Como a intensidade do campo secundário diminui com o aumento da profundidade das estruturas que os originam, torna-se muito difícil detectá-las na presença do campo primário. O método

transiente foi inventado com o objetivo de se contornar este obstáculo. Neste método o campo secundário é detectado sem a presença do primário.

No método TDEM primeiramente é gerado um campo eletromagnético estacionário, fazendo-se passar uma corrente elétrica contínua através de uma bobina. Este campo, por ser estacionário, não produz correntes induzidas no subsolo. Ao se desligar a corrente da bobina o campo é cortado rapidamente, de forma que são geradas correntes no subsolo as quais, por sua vez, geram um campo magnético secundário que tende a cancelar a diminuição do campo primário.

As correntes geradas no subsolo formam um sistema que se assemelha a um sistema de correntes circulares paralelas à superfície do terreno e que se difunde atingindo profundidades maiores com o passar do tempo (ver Figura 21). Desta forma, a informação obtida nos instantes imediatamente depois do corte da corrente é influenciada pelas estruturas mais superficiais do terreno, ao passo que as informações obtidas para tempos superiores diz respeito à estruturas mais profundas. Analisando-se o comportamento do campo magnético observado no receptor ao longo de um intervalo de tempo é possível obter informações sobre a estrutura geoelétrica do terreno.

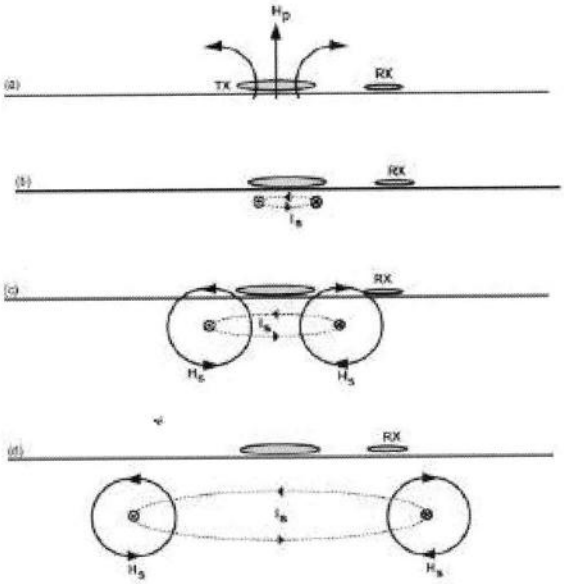

Figura 21 – Correntes induzidas circulares na subsuperfície. Extraído de Santos, 2005.

5.4.2 Aquisição dos Dados

Na aquisição de dados TDEM são possíveis várias configurações fonte-receptor. As mais freqüentemente utilizadas são a bobina central (central loop), bobinas coincidentes ou bobina única (single loop ou coincident loop) e bobinas laterais. As diferentes configurações possuem, obviamente, diferentes sensibilidades. A dimensão das bobinas, geralmente na forma de um quadrado, podem variar de 1×1m até 2000×2000m para investigações de grande profundidade. Aumentando-se a área do transmissor, aumenta-se o momento da fonte, contribuindo para a melhoria do sinal do receptor, o que permite estudar estruturas mais profundas.

A utilização do processo de empilhamento, isto é, a soma de sucessivos sinais no receptor correspondentes a diferentes sinais no receptor permite o cancelamento do ruído não coerente, melhorando-se a relação sinal/ruído, e possibilitando a medida dos sinais fracos correspondentes às estruturas profundas.

Existem sistemas de prospecção em que o transmissor e o receptor são aerotransportados e outros baseados em terra. Estes sistemas são bastante úteis para a investigação de grandes áreas de difícil acesso.

5.4.3 Processamento dos Dados

O processamento dos dados envolve o carregamento dos dados e a geração de um banco de dados georeferenciados com todas as medidas de todas as estações. O próximo passo, então, é calcular as resistividades aparentes por estação e análise das curvas geradas (resistividade aparente *versus* período). A partir destes dados, então, realizam-se inversões 1D suavizadas Occam (Constable *et al.*, 1987) para se obter a estratigrafia geoelétrica sob cada estação (Morais e Menezes, 2006).

Nesta inversão estabelece-se um modelo inicial onde são determinados o número de camadas e suas respectivas espessuras e resistividades. O problema inverso é resolvido iterativamente, onde uma aproximação prévia serve como base para os próximos parâmetros (espessura e resistividade das camadas). O processo termina quando se atinge um percentual de erro de ajuste pré-estabelecido. A escolha do modelo inicial pode ser determinada considerando algum conhecimento prévio da geologia de subsuperfície ou considerando um semi-espaço homogêneo. O produto da inversão 1D para cada estação com resistividades e espessuras específicas.

5.5 Estudo de Caso

O único levantamento externo à Petrobras utilizando métodos eletromagnéticos na bacia Sergipe-Alagoas até o momento foi feito por Eutair R. Morais e Paulo T. L. Menezes em 2005 (Morais e Menezes, 2006). Este consiste em um levantamento TDEM cujo objetivo era obter a estratigrafia geoelétrica da seção carbonática na bacia Sergipe-Alagoas, mais precisamente na região do Campo de Riachuelo, localizada no Sergipe. Esta seção (Formação Riachuelo) constitui uma seção mista carbonática siliciclástica de idade Neo-Aptiana/Eocenomaniana, definida como superciclo de segunda ordem e subdividida em três seqüências de terceira ordem.

Os dados foram adquiridos ao longo de quatro perfis de direção Nordeste-Sudeste (ver Figura 22). O espaçamento médio entre estações de cada perfil foi de 1500m. O levantamento foi executado com a configuração *single loop*, em *loops* quadrados de 100 e 50m de lado, respeitando-se as dificuldades de acesso, a distância em relação às redes de transmissão elétrica e a permissão do proprietário do terreno. Em cada estação foram realizadas diversas medidas (*runs*) de forma a se obter uma curva de decaimento de boa qualidade. Cada *run* é caracterizado pelo empilhamento dos registros, variando de 256 a 1024 e sendo coletados de 25 a 50 janelas de tempo.

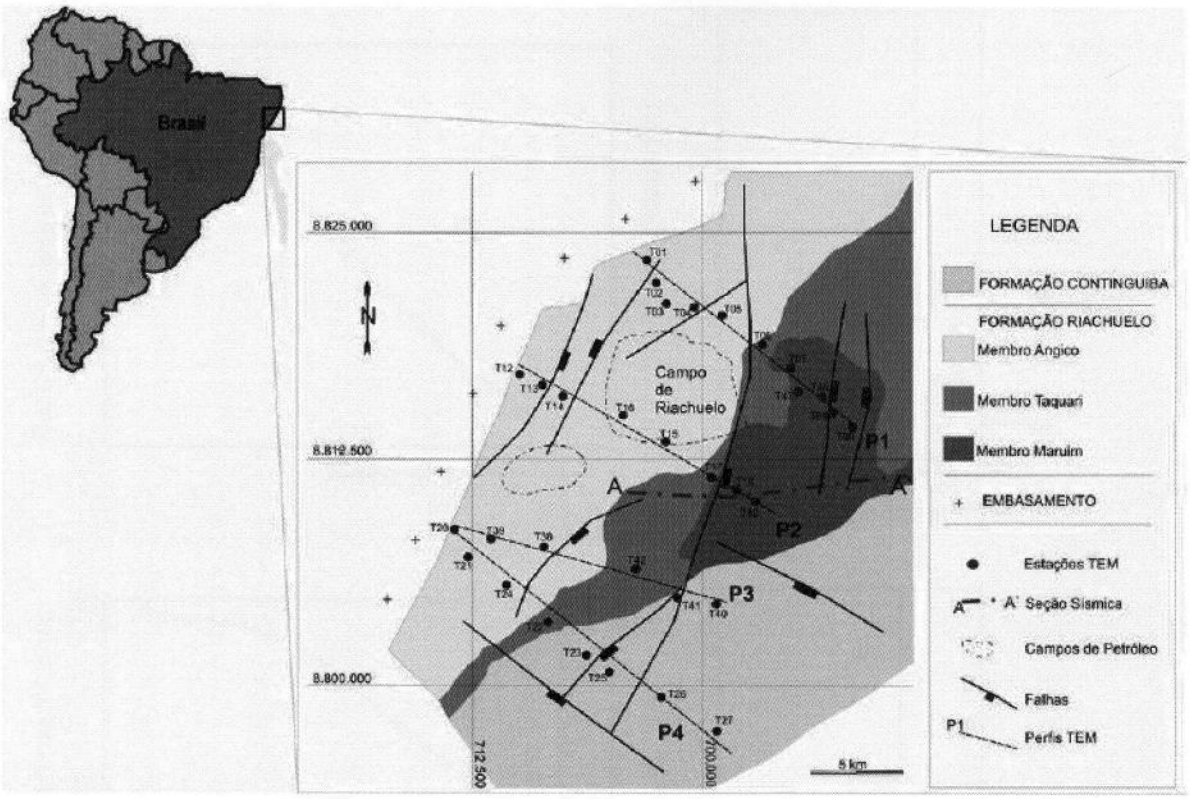

Figura 22 – Área do levantamento TEM. Extraído de Morais e Menezes, 2006.

Na Figura 23 estão ilustrados os modelos inversos e as curvas de ajuste para as estações TEM34 e TEM49. a análise desta figura mostra o bom ajuste entre o dado observado e o calculado, o que permite observar que o modelo unidimensional consegue explicar satisfatoriamente toda a curva de resistividade aparente. A profundidade de investigação para todo o conjunto de dados variou de 10 a 400m. Como os levantamentos sísmicos na área só possuem dados interpretáveis para profundidade superiores a 150m, a estratigrafia geoelétrica serviu como complemento à sísmica da região.

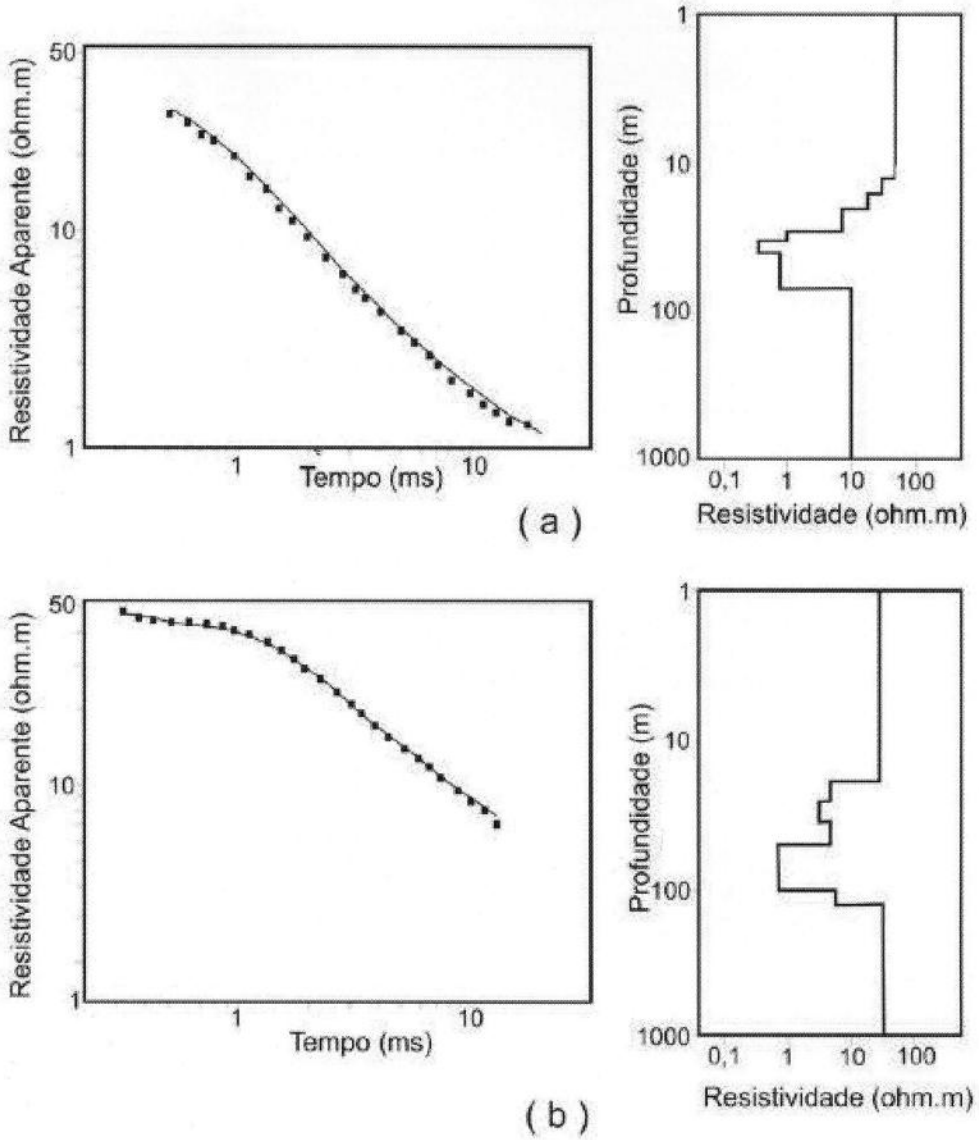

Figura 23 – Modelos inversos e curvas de ajuste para a)Estação TEM34 e b)TEM49. Extraído de Morais e Menezes, 2006.

Os dados inversos foram, então, posicionados de acordo com a posição de cada estação TEM nos perfis, formando-se seções compostas de inversão 1D Occam, conforme pode ser visto na Figura 24.

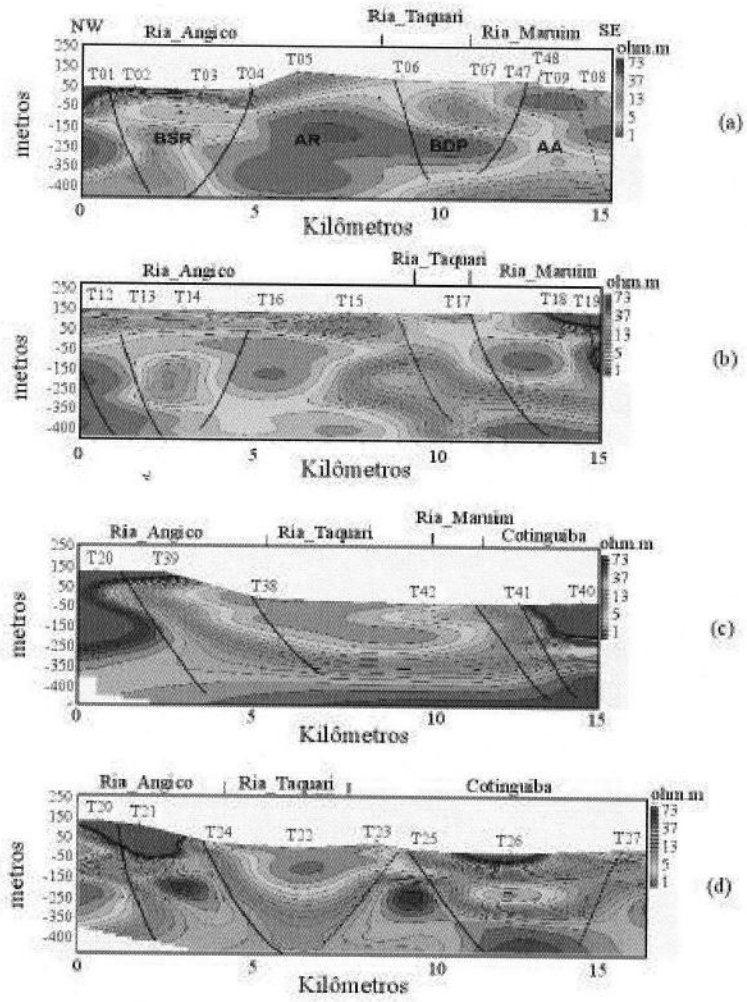

Figura 24 – Seções composta ao longo dos quatro perfis estudados: a)Perfil 1; b)Perfil 2; c) Perfil 3; d) Perfil4. Note a boa concordância com as falhas interpretadas através da sísmica. Extraído de Morais e Menezes, 2006.

As seções obtidas apresentaram uma boa correlação estrutural com as principais falhas da região, de acordo com a interpretação sísmica. Estas estruturas puderam ser identificadas nos perfis a partir das descontinuidades laterais das camadas geoelétricas (Morais e Menezes, 2006).

A estratigrafia geoelétrica nos perfis teve como base correlações das resistividades obtidas a partir da compilação dos dados de 48 poços descritos na literatura. Folhelhos, calcilutitos e rochas correlatas estão associadas a valores de resistividade na faixa de 1 a

20ohm.m; arenitos estão associados a valres de 20 a 60ohm.m, e carbonatos estão associados a resistividades maiores do que 60ohm.m.

Os perfis 1 e 2 (Ver Figura 25), localizados na porção centro-norte da área estudada apresentam como característica valores de resistividade relativamente baixos, sugerindo a predominância de folhelhos, calcilutitos e arenitos. Os perfis 3 e 4, na porção centro-sul, apresentam valores médios e altos de resistividades, sugerindo uma litologia predominantemente arenosa e carbonática, ocorrendo localmente lentes de clásticos grossos e conglomerados.

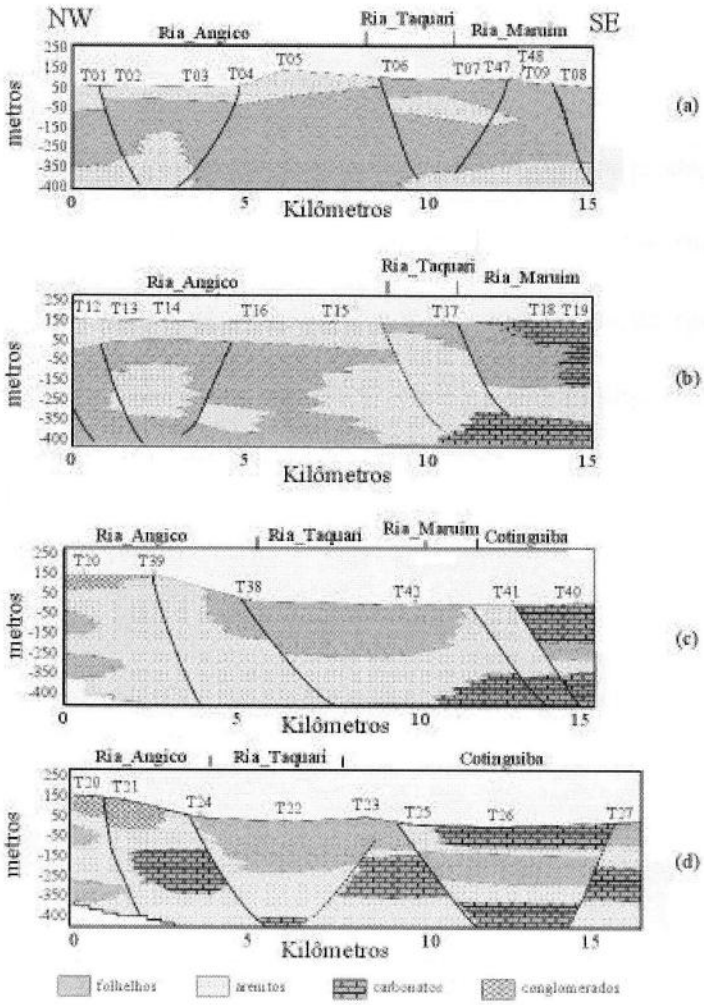

Figura 25 – Estratigrafia geoelétrica ao longo dos perfis estudados: a)Perfil 1; b)Perfil 2; c) Perfil 3; d)Perfil4. Extraído de Morais e Menezes, 2006.

6 CONCLUSÕES

Como pode ser verificado no estudo de caso, a caracterização das propriedades eletromagnéticas através dos variados métodos existentes – magnetotelúrico, CSEM, transiente – pode trazer diversas infrmações importantes a respeito da geologia das bacias estudadas, complementando as investigações geológicas tradicionais e a sísmica. As técnicas vêm crescentemente evoluindo, e já possuem um papel de destaque na geofísica atual, inclusive na prospecção de petróleo, onde podem servir como idicadores diretos de hidrocarbonetos.

Relativamente à caracterização geológica da bacia de Sergipe-Alagoas, pode-se ressaltar que principalmente devido esta não estar entre as bacias brasileiras mais prolíferas, as informações relacionadas a ela não são atualizadas e são relativamente restritas, ou seja, o conteúdo das inúmeras referências desta bacia são muito semelhantes, e algumas vezes até iguais.

Com relação aos dados sobre levantamento eletromagnéticos na região os dados são igualmente restritos. Com a evolução das técnicas e o conseqüente aumento do interesse por eleas, contudo, este quadro tende a se alterar.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASMUS, H. E.; PONTE, F. C. The Brazillian Marginal Basins. In: The Ocean Basin and Margins. NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G. (Ed.), v. 01, 1973, New York, p. 87-133.

ARIENTI, L. M., AZAMBUJA FILHO, N. C., BACKHEUSER Y. High-resolution stratigraphy and geometry of lacustrine turbiditic deposits in a rift succession – Alagoas Basin, Brazil. **SPE 38952**.

AQUINO, G. S. de; LANA, M. da C. Exploração na Bacia de Sergipe – Alagoas: O "Estado da arte". Sergipe – Alagoas basin: current exploration status. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 04, n.01, p. 75-84, jan/mar 1990.

BEHRENS, J. P. **The Detection of Electrical Anisotropy in 35 Ma Pacific Litosphere: Results from a Marine Controlled-Source Electromagnetic Survey and Implications for Hydration of the Upper Mantle**. 2005. 194p. Tese (Doutorado em Ciências da Terra) – University of California, San Diego, USA.

BISOL, D. L. **Atlas de seções sísmicas das bacias sedimentares brasileiras**: Bacias marítimas da costa leste. v. 01, 1992. Relatório Interno Petrobras/DEPEX/CENPES. Não publicado.

BRITO, I. M. **Bacias sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil**. Rio de Janeiro: Ed. Interciência, 1979, 127p.

CAINELLI, C. **Sequence Stratigraphic, Canyons, and Gravity Mass-Flow Deposits in the Piaçabucu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**. 1992. 233p. Tese de doutorado na University of Texas, Austin.

CASTRO, A. H. A de. **Geologia e sistemas petrolíferos das bacias sedimentares brasileiras**. Sobre material prévio de E. J. Milani e J. L. Dias, 2000. UN- EXP/ATEX-C-ES/PC, Rio de Janeiro, 2004.

CHAVE, A. D.; LUTHER, D. S. Low frequency, motionally induced electromagnetic fields in the ocean. 1. Theory. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, pp. 7185-7200, 1990.

CONSTABLE, S. C. Marine magnetotellurics for petroleum exploration Part I: A seafloor equipment system. **Geophisics**. v. 63, p. 816-825, 1998.

COX, C. S.; FILLOUX, J. H.; LARSEN, J. C. Electromagnetic studies of ocean currents and electrical conductivity below the ocean-floor, In: MAXWELL, A. E. (ed.) **The Sea**. pp. 637-693. New York: Wilwey, 1968.

EGBERT, G. D. Robust multiple station magnetotelluric data processing. **Geophysical Journal International**, v. 130, p. 475-496, 1997.

EGBERT, G. D. Processing and interpretation of electromagnetic induction array data. **Surveys in Geophysics**, v. 23, p. 207-249, 2002.

EGBERT, G. D.; BOOKER, J. R. Multivariate analysis of geomagnetic array data 1, the response space. **Journal of Geophisical Research**, v. 94, n. 14, p. 227-248, 1989.

FEIJÓ, F. J. **Boletim de geociências Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 08, n. 01, p. 149 – 161, jan/mar 1994.

FERNANDES, G. J. F.; MATOS, Z. V.; FIGEIREDO, A. M. F.; FISHER, W. L.; BROWN Jr, L. F. Basin Analysis of the Rift Phase and Oil and Gas Play Analysis, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. **Petrobrás Internal Report**, 1981.

FIGUEIREDO, A. M. F. **Depositional Systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their Relationships to Petroleum Accumulations, Middle Rift Sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**. 1981. 275p. Tese de doutorado na University of Texas, Austin.

FIGUEIREDO, A. M. F.; MOHRIAK W. U. A tectônica salífera e as acumulações de petróleo na bacia de Campos. In: Sociedade Brasileira de Geologia. 33ª Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, v. 03, p. 1380-1384, 1984.

FILLOUX, J. H. North Pacific magnetotellurics experiments. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**. v. 32, p. 33-43, 1980.

JACKSON, J. D.. **Classical Electrodynamics**. 3 ed. New York: Wiley, 1999, 833p. ISBN 4713-0932.

KENN, C. E., POTTER, D. P. The transition from volcanic to a non-volcanic rifted margin of eastern Canada. **Tectonics**, Washington, v. 14, n. 02, p. 359-371, 1995.

KEY, K. W. **Application of Broadband Marine Magnetotelluric Exploration to a 3D Salt Structure and a Fast-Spreading Ridge**. 2003. 126p. Tese (Doutorado em Ciências da Terra) – University of California, San Diego, USA.

KOUTSOUKOS, E. A. M.; MELLO, M. R.; AZAMBUJA FILHO, N. C.; HART, M. B.; MAXWELL, J. R. The upper Aptian-Albian succession of the Sergipe Basin, Brazil: an integrated paleoenvironmental assessment. **AAPG Bulletin,** v. 75, n. 03, p. 479-498, 1991.

LANA, M. C. **Rifteamento na Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil.** 1985. 124 p. Tese de Mestrado na Universidade Federal de Ouro Preto, UFOP, Ouro Preto.

LUTHER, D. S.; FILLOUX, J. H.; CHAVE, A. D. Low frequency, motionally induced electromagnetic fields in the ocean. 2. Electric field and Eulerian current comparison, **Journal of Geophysical Research**, v. 96, pp. 12797-12814, 1991.

MOHRIAK, W. U. Elusive salt tectonics in the deep water region of the Sergipe-Alagoas basin: evidence from deep seismic reflection profiles. In: International congress of the

Brasilian geophysical society, 04., 1995a, Rio de Janeiro. **Expanded abstracts...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1995a, v. 1, p. 51-54.

MOHRIAK, W. U. Salt tectonics structural styles: contrasts and similarities between the South Atlantic and Gulf of México. In: Society of economic paleontologists and mineralogists foundation. Gulf coast section, 16., 1995, Houston. **Salt, sediment and hydrocarbons**. Austin: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation. Gulf Coast Section, 1995b, 308 p. 77-191.

MOHRIAK, W. U., BARROS, M. C., RABELO, J. H. L., MATOS, R. D. Deep seismic survey of brazilian passive basin: the northern and northeastern regions. In: Sociedade Brasileira de Geologia. Congresso internacional, 03., 1993, Rio de Janeiro. **Resumos expandidos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1993, v. 02, p. 1134-1139.

MOHRIAK, W. U., BASSETTO, M., VIEIRA, I. S. Observações sobre a carta estratigráfica e a evolução tectono-sedimentar das bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 11, n. 1/2, p. 84-115, jan/dez 1997.

MOHRIAK, W. U., MELLO, M. R., BASSETTO M., VIEIRA, I. S. e KOUTSOUKOS, E. A. M., Crustal architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe-Alagoas basin, northeastern Brazil. MELLO, M. R., KATZ, B. J. (Ed.), **Petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir**, v. 73, 2000, p. 273-300.

MOHRIAK, W. U., RABELO, J. H. L. Sísmica profunda nas bacias marginais brasileiras: integração megaregional e resultados preliminares em Sergipe-Alagoas e Jacuípe. **Seminário de interpretação exploratória**, Rio de Janeiro , v. 02, p. 246-251, 1994.

MORAIS, E. R.; MENEZES, P. T. L. Estratigrafia Geoelétrica da Seção Carbonática da Bacia de Sergipe-Alagoas, Região do Campo de Riachuelo, Sergipe. **Revista de Geologia**, v.18, n.02, p.175-185, Janeiro 2006.

NABIGHIAN, M. **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics**, Tulsa: Society of Exploration Geophysics, 1987. ISBN 0-9318-3046X.

POAG, C. W. Stratigraphic reference section for Georges Bank Basin: depositional model for New England passive margin. **American Association of Petroleum Geologists . Bulletin,** Tulsa, v. 66, n. 08, p. 1021-1041, 1982.

PONTE, F. C.; FONSECA, J. R.; CAROZZI, A. V. Petroleum habitats in the Mesozoic-Cenozoic of the continental margin of Brazil. MIALL, D. A. (Ed.) **Facts and principles of world petroleum occurrence.** Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1980, p. 857-886.

PONTES, C. E. S., CASTRO, F. C. C., RODRIGUES, J. J. G., ALVES, R. R. P., CASTELLANI, R. T., SANTOS, S. F., MONIS, M. B. Reconhecimento tectônico e estratigráfico da bacia Sergipe-Alagoas em águas profundas. In: Congresso Brasileiro de geofísica, 2, 1991, Salvador. **Boletim de resumos expandidos**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geofísica, v. 02, p. 638-643, 1991.

SIMS, W. E.; BOSTICK, F. X. J.; SMITH, H. W. The estimation of magnetotelluric tensor elements from measured data. In: Vozoff, K. (ed.) **Magnetotelluric Methods**, pp. 167-171. Tulsa: Society of Exploration Geophysics, 1996.

SOUZA-LIMA, W., PINHO, G. C., SILVA, P. M., PARAIZO, P. L. B. Classificação de rochas ígneas em perfis elétricos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 01, p. 185-191, nov. 2005/maio 2006.

TELFORD, W. M., GELDART, L. P. e SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. 2ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. ISBN 0-521-33938-3.

UESUGUI, N. Posição estratigráfica dos evaporitos da bacia de Sergipe e Alagoas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 02, p. 131-134, 1987.

VOZOFF, K. The magnetotelluric method. In: The magnetotelluric method. In: NABIGHIAN, M. N. (ed.) **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics**. 02ed. pp. 641-711. Tulsa: Society of Exploration Geophysics, 1991.

WEBB, S. C. *et al.* A seafloor electric field instrument. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**. v. 37, p. 1115-1130, 1985.

Sergipe alagoas basin field trip. 8 a 11 de novembro1998. Cidade: Editora, 1998, CD-ROM.

PETROBRÁS. Petronet: sites internos. Abastecimento - Unidades de Negócios. Disponível em: http://petronet.petrobras.com.br. Acesso em: out/2006.