



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA



GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

MODELAGEM GEOELÉTRICA DE  
RESERVATÓRIOS EM AMBIENTES DE ÁGUAS  
DOCES: ESTUDOS DA SENSIBILIDADE DE  
MEDIDAS DE IP-RESISTIVIDADE NA  
EXPLORAÇÃO PETROLÍFERA

FERNANDA DARCLÉ SILVA FREITAS

SALVADOR – BAHIA

Novembro – 2008



MODELAGEM GEOELÉTRICA DE RESERVATÓRIOS EM AMBIENTES  
DE ÁGUAS DOCES: ESTUDOS DA SENSIBILIDADE DE MEDIDAS DE  
IP-RESISTIVIDADE NA EXPLORAÇÃO PETROLÍFERA

por

FERNANDA DARCLÉ SILVA FREITAS

Orientador: Prof. Dr. Olivar Antonio Lima de Lima

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

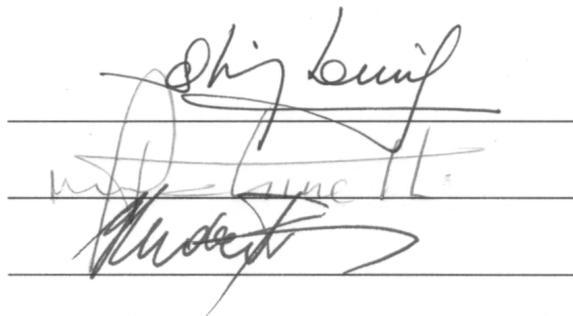
DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Comissão Examinadora

Three handwritten signatures are written on three horizontal lines. The top signature is 'Olivar Lima', the middle one is 'Marco Cesar Schinelli', and the bottom one is 'Hédison Kiuity Sato'.

Dr. Olivar Antônio Lima de Lima - Orientador

Geol. Marco Cesar Schinelli

Dr. Hédison Kiuity Sato

Data da aprovação: 24/11/2008

“A alegria de ver e entender  
é o mais perfeito dom da natureza”.  
Albert Einstein

# RESUMO

A combinação dos métodos elétricos de resistividade e polarização induzida tem tido amplo sucesso em estudo de aquíferos e de sua contaminação subterrânea por atividades urbanas, industriais e agrícolas. As medidas de resistividade e de IP têm relacionamento íntimo com feições geométrico-texturais e litológicas dos reservatórios e com a natureza dos fluidos presentes nos poros das formações. No presente estudo, o uso desses métodos geoeletricos foi avaliado quantitativamente, como forma complementar de realizar uma exploração direta de petróleo. Usando como base de modelagem dados de perfilagens elétricas de dois poços, foram construídos vários modelos de multi-camadas horizontais representativos da seqüência areno-argilosa da Formação São Sebastião, na região de Araçás-BA. Tais modelagens referem-se aos pacotes areno-argilosos totalmente saturados de água e suas condições de armazenagem de petróleo em diferentes arenitos existentes no pacote sedimentar daquela formação com cerca de 800 m de espessura. O exame das curvas teóricas de resistividade e de efeito de IP permitem reconhecer a presença de camadas com petróleo tanto por um discreto aumento nos valores de  $\rho_a$  quanto pela presença de distorções mais notáveis na curva de variação de IP com a separação  $AB/2$ .

# ABSTRACT

The combined use of resistivity and induced polarization measurements has been successful in aquifer evaluation and studies of their underground contaminations by urban, industrial and agricultural activities. The IP-resistivity measurement has a strong relationship with geometric-textural and lithological features of the fluids present in their porous space. In the present study, the use of these geoelectrical methods has been quantitatively evaluated as a complementary mean to perform the direct detection and exploration of oil reservoirs. Using as a simulation bases the data of electrical logs from two wells, we construct several horizontally multi-layered model representative of the shale-sandstone sequence of the São Sebastião Formation in the region of Araçás-BA. Such models refers to the totally saturated sandstones bodies, as well as under several conditions of oil storage within different horizons occurring in a sedimentary zone of that formation with 800 m of thickness. The examination of the theoretical curves of resistivity and IP parameters allows to recognize the presence of oil zones by discreet increase in the  $\rho_a$  values as well as by pronounced distortions in the IP-curve for increasing spacing  $AB/2$ .

# ÍNDICE

RESUMO . . . . .	iii
ABSTRACT . . . . .	iv
ÍNDICE . . . . .	v
ÍNDICE DE TABELAS . . . . .	vii
ÍNDICE DE FIGURAS . . . . .	viii
INTRODUÇÃO . . . . .	1
<b>CAPÍTULO 1</b> <b>Caracterização da Região em Estudo</b> . . . . .	<b>3</b>
1.1 Localização, Aspectos Geográficos, Econômicos e Físicos . . . . .	3
1.2 Aspectos Geológicos . . . . .	4
1.2.1 Sistemas Aquíferos . . . . .	6
1.2.2 Sistemas Petrolíferos . . . . .	7
<b>CAPÍTULO 2</b> <b>Fundamentos Teóricos</b> . . . . .	<b>10</b>
2.1 Propriedades Elétricas das Rochas . . . . .	10
2.1.1 Resistividade Elétrica . . . . .	10
2.1.2 Polarizabilidade Elétrica . . . . .	14
2.1.2.1 Polarização de Membrana . . . . .	14
2.1.2.2 Polarização de Eletrodo . . . . .	16
2.1.2.3 Permittividade Dielétrica . . . . .	17
2.2 Seção Geométrica . . . . .	17
2.3 Bases Físicas dos Métodos Elétricos . . . . .	19
2.3.1 Perfilagem Geométrica de Poços - Perfil de Indução . . . . .	19
2.3.2 Sondagem Elétrica de IP-resistividade . . . . .	21
2.3.2.1 Medida da Resistividade Elétrica . . . . .	22
2.3.2.2 Medida da Polarização Induzida . . . . .	24
<b>CAPÍTULO 3</b> <b>Tratamento e Interpretação de Dados</b> . . . . .	<b>27</b>
3.1 Metodologia . . . . .	27
3.2 Dados de Perfis de Poços . . . . .	28
3.3 Modelagens de Sondagens de IP-resistividade . . . . .	34

<b>CAPÍTULO 4</b>	<b>Conclusões . . . . .</b>	<b>41</b>
	<b>Agradecimentos . . . . .</b>	<b>42</b>
	<b>Referências Bibliográficas . . . . .</b>	<b>44</b>
<b>ANEXO I</b>	<b>Programa de Filtragem Mediana . . . . .</b>	<b>46</b>
<b>ANEXO II</b>	<b>Inversão da Curva Modelada <math>\rho_a</math> do Poço Composto A-B .</b>	<b>49</b>

# ÍNDICE DE TABELAS

2.1	Valores de cargabilidade de alguns tipos de rochas. (Telford et. al, 1976.) . .	25
2.2	Valores de efeito de frequência de alguns tipos de rochas. (Keller, 1970.) . .	25

# ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Localização do município de Araçás, Bahia. . . . .	3
1.2	Localização do sistema de bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá. Em destaque, bacia do Recôncavo. . . . .	4
1.3	Seção geológica da bacia do Recôncavo. (Adaptado de Penteadó, 1999.) . . .	5
1.4	Perfil composto e posição relativa entre os geradores (rocha fonte) e os principais reservatórios da bacia do Recôncavo. (Adaptado de ANP, 2002.) . . .	8
1.5	Campos de óleo e gás na bacia do Recôncavo. . . . .	8
2.1	Modelo esquemático do fluxo de corrente elétrica em rochas saturadas em água, <b>A</b> e na presença de fluido não eletrolítico, <b>B</b> . (Adaptado de Keller, 1970.)	13
2.2	Valores típicos de resistividade de alguns tipos de rochas. (Adaptado de Kearey <i>et al.</i> , 2002.) . . . . .	13
2.3	Fenômeno de polarização de membrana em grãos minerais. Em <b>A</b> , efeito de concentração de cargas. Em <b>B</b> , deslocamento e acúmulo de cargas após aplicação de um campo elétrico externo. (Adaptado de Telford <i>et al.</i> , 1976.)	15
2.4	Variação de cargabilidade segundo o percentual em composição em alguns tipos de minerais de argila. (Adaptado de Keller, 1970.) . . . . .	15
2.5	Fenômeno de polarização de eletrodo em rochas contendo minerais metálicos. (Adaptado de Telford <i>et al.</i> , 1976.) . . . . .	16
2.6	Modelo esquemático de um bloco de rocha formado por camadas horizontais com espessuras e resistividades variáveis. (Adaptado de Keller, 1970.) . . . .	18
2.7	Esquema do zoneamento de uma camada rochosa devido a infiltração radial de lama de perfuração na parede do poço.(Adaptado de Nery, 2004.) . . . . .	20
2.8	Configuração dos arranjos de eletrodos Wenner, Schlumberger e dipolo-dipolo.	23
2.9	Comportamento da curva potencial com a interrupção do fluxo de corrente elétrica. . . . .	24
3.1	Perfil ILD, em preto, e SN, em vermelho do poço B. Intervalo de água doce, em azul, e de água salgada, em vermelho, interpretados. . . . .	28
3.2	Perfil de indução do poço A, com interpretação litológica com base na resistividade das micro e macro-camadas. . . . .	30
3.3	Correlação entre os poços A e B. . . . .	31
3.4	Perfil indução do poço composto A-B no intervalo de 0 a 400 m, com interpretação de litologias usando a resistividade das macro-camadas. . . . .	32

3.5	Perfil indução do poço composto A-B no intervalo de 400 a 800 m, com interpretação de litologia usando a resistividade das macro-camadas. . . . .	33
3.6	Curvas de cargabilidade e resistividade aparente modeladas a partir de dados do poço composto A-B. . . . .	35
3.7	Curvas de cargabilidade e resistividade aparente medidas em campo. . . . .	36
3.8	Identificação das camadas predominantemente arenosas a serem simuladas como reservatórios de petróleo. . . . .	37
3.9	Curvas de resistividade e cargabilidade para simulações de saturação em petróleo na camada arenosas - parte 1. . . . .	38
3.10	Curvas de resistividade e cargabilidade para simulações de saturação em petróleo na camada arenosas - parte 2. . . . .	39
3.11	Curvas de resistividade e cargabilidade para simulações de saturação em petróleo nas camadas arenosas - parte 3. . . . .	40
II.1	Inversão da curva de resistividade aparente modelada para o poço composto A-B. . . . .	49

# INTRODUÇÃO

O território brasileiro possui cerca de 29 bacias sedimentares com maior potencial para acumulação de petróleo e gás. Segundo Milani (2000), há dois tipos de bacias sedimentares: as de margem continental e as interiores. As primeiras se formaram quando o continente sul-americano se separou do africano, processo iniciado há 150 m.a. Foi este evento que propiciou a formação das bacias e acumulação de grandes jazidas de petróleo junto a costa brasileira. O segundo tipo é mais antigo, tendo se originado entre 450 e 200 m.a., quando o Supercontinente Gondwana agrupava a América do Sul, África, Antártica, Índia e Austrália.

A bacia do Recôncavo é um segmento de um rifte abortado formado durante a abertura do oceano Atlântico. Esta é a mais antiga bacia em exploração petrolífera no Brasil, com início de investigações em 1937 e primeiro poço produtor perfurado dois anos depois, no bairro de Lobato, cidade de Salvador, Bahia, pelo engenheiro Manoel Inácio Bastos com ajuda do antigo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Um expressivo sistema aquífero constituído pelas formações Barreiras, Marizal e São Sebastião também se faz presente nessa bacia. A exploração de suas reservas hídricas parece ser antiga e começou com a fixação de populações em vilas e cidades da região.

Maior produtora de petróleo do Brasil durante quatro décadas, a bacia do Recôncavo já apresentou elevadas taxas de recuperação de óleo, tendo como principais reservatórios as formações Sergi e Água Grande. No entanto, segundo Andrade, em 1988, esta já se encontrava num estágio semi-maduro de exploração, com novas descobertas de óleo e gás condicionadas, dentre outras medidas, ao uso de novas técnicas e novos conceitos exploratórios.

A principal ferramenta na exploração petrolífera na maioria das bacias ao redor do mundo é o método sísmico. No entanto, nas últimas décadas, muitas pesquisas vêm sendo desenvolvidas relacionadas com outras metodologias que possam ser utilizadas como métodos complementares. Dentre estas, a perfilação geofísica de poços e os métodos eletromagnéticos são algumas das que mais se desenvolveram nos últimos anos.

Na bacia do Recôncavo, dispomos de um vasto conjunto de dados sísmico, gravimétricos, elétricos e de perfis de poços que garantem amplo conhecimento em relação aos seus sistemas aquíferos e petrolíferos. Há uma razoável possibilidade desses dois sistemas estarem em contato entre si, caso algumas falhas tenham possibilitado a migração de óleo de reservatórios conhecidos para altos estruturais na Formação São Sebastião.

Os métodos elétricos, de grande aplicabilidade em geofísica ambiental, prospecção de água e minério, podem trazer respostas significativas à indústria petrolífera, no caso de acumulações de óleo em ambientes geológicos de água doce, constituindo-se em ferramentas complementares importantes na exploração de campos maduros, como os da bacia do Recôncavo.

Este trabalho tem objetivo de avaliar, através de modelagens geolétricas, a sensibilidade dos métodos elétricos de eletrorresistividade e polarização induzida à presença de arenitos com óleo em meio a arenitos saturados de água doce. Intuitivamente, se espera um baixo contraste entre as medidas de resistividade elétrica, vez que, tanto o óleo quanto a água doce são altamente resistivos. Todavia, em função da presença de argilo-minerais disseminados nos arenitos espera-se forte contraste de polarização induzida entre as duas zonas, devido a redução dos efeitos de IP na presença de petróleo.

# CAPÍTULO 1

## Caracterização da Região em Estudo

A região representativa das simulações realizadas neste trabalho situa-se no município de Araçás, Bahia. Desmembrada de Alagoinhas em 1989, Araçás é uma cidade relativamente nova, de economia predominantemente agrária. O município está inserido no complexo geológico da bacia do Recôncavo Norte, situando-se sobre o sistema aquífero das formações Barreiras, Marizal e São Sebastião. Em 1964, quando Araçás ainda fazia parte de Alagoinhas, foi descoberto o primeiro poço de petróleo nos arredores da área do atual município, com a instalação da empresa PETROBRÁS na região.

### 1.1 Localização, Aspectos Geográficos, Econômicos e Físicos

O município de Araçás localiza-se na porção leste do estado da Bahia, entre os municípios de Pojuca, Catu, Alagoinhas, Itanagra e Entre Rios, a cerca de 102 km de Salvador. Seu principal acesso, partindo da capital, é através da BR-324, seguindo pela BA-093 (Figura 1.1).



Figura 1.1: Localização do município de Araçás, Bahia.

Com uma área de aproximadamente 491,9 km<sup>2</sup> e uma população de 12.108 habitantes, possui uma densidade demográfica de 29,8 hab/km<sup>2</sup> (IBGE, 2008). Cerca de 51% da população habita a zona rural, onde a predominância econômica é da agricultura, com destaque para o plantio de abacate. A indústria petrolífera tem participação significativa na economia local, gerando empregos diretos e indiretos e contribuindo com 6,52% da receita municipal através do pagamento de *royalties* (Reis *et al.*, 2005).

Localizada numa região de clima sub-úmido a megatérmico, Araçás apresenta temperaturas variando entre 21 e 26° C e vegetação predominante de floresta estacional semidecidual, típica do bioma mata atlântica, e floresta ombrófila densa (Brandão, 2008). A zona urbana é atravessada pelo rio Quiricó.

## 1.2 Aspectos Geológicos

A bacia do Recôncavo encontra-se no estado da Bahia, nordeste do Brasil. Com uma área aproximada de 11.500 km<sup>2</sup>, é limitada a norte e noroeste pelo Alto de Aporá, a sul pelo sistema de falhas da Barra, a oeste pela falha de Maragogipe e a leste pelo sistema de falhas de Salvador (Figura 1.2).



Figura 1.2: Localização do sistema de bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá. Em destaque, bacia do Recôncavo.

Componente do sistema de rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, a bacia do Recôncavo pode

ser compreendida como parte de um segmento tipo aulacógeno, cuja origem está associada ao processo de estiramento crustal que resultou na fragmentação do supercontinente Gondwana e na abertura do oceano Atlântico.

A seção geológica da Figura 1.3 ilustra a arquitetura básica da bacia: um meio-gráben com orientação NE-SW, falha de borda a leste e eventual rejeito superior a 6000 m (Aragão, 2004). Seu arcabouço estrutural é formado principalmente por falhamentos normais planares, com direção preferencial N30°E e mergulho regional das camadas para SE, em direção as áreas mais subsidentes. Zonas de transferência com orientação N40W foram formadas em resposta as taxas de extensão diferenciadas ao longo da bacia, a exemplo da falha de Mata-Catu (Milhomen *et al.*, 2003).

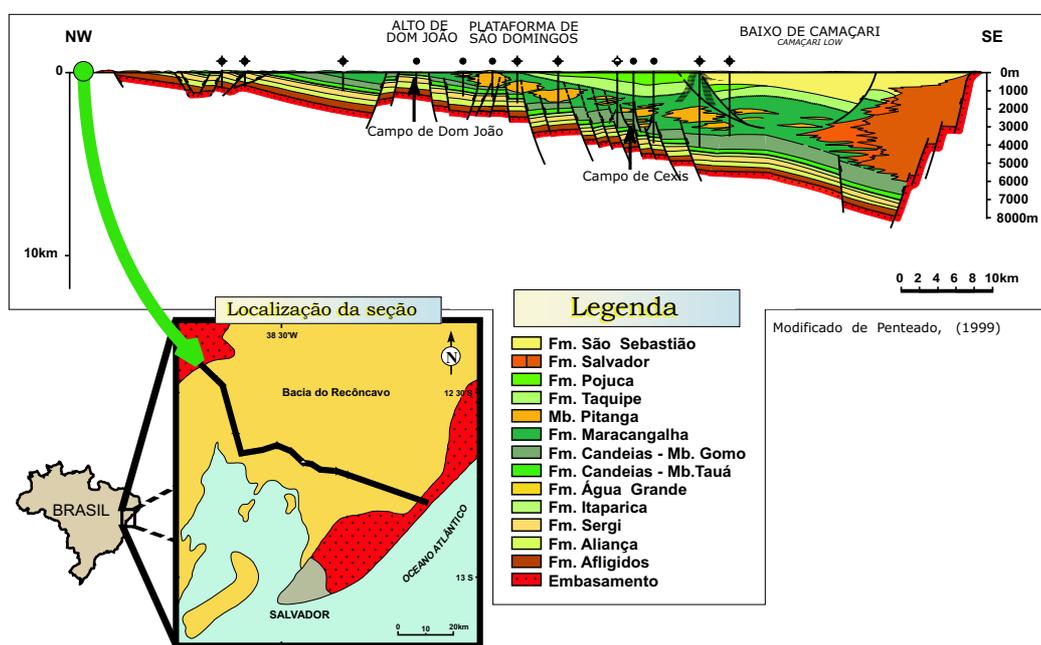


Figura 1.3: Seção geológica da bacia do Recôncavo. (Adaptado de Penteadó, 1999.)

A bacia possui uma espessura de seção sedimentar de cerca de 6.900 m, principalmente relacionada a depósitos acumulados durante as fases rifte, sin-rifte e pós-rifte de sua abertura.

Na fase de bacia intracratônica, sob atuação de um clima árido, houve a deposição, em ambiente marinho, de clásticos, evaporitos e lamitos e, em sistema lacustre, de folhelhos vermelhos, sedimentos estes representados, respectivamente pelos membros Pedrão e Cambuza da Formação Afligidos (Caixeta, 1994).

A fase pré-rifte é caracterizada por intercalações de ciclos fluvio-eólicos, representados pelo Membro Boipeba da Formação Aliança e Formações Sergi e Água Grande, com sistemas lacustres transgressivos, representados pelo Membro Capianga da Formação Aliança e Formação Itaparica (Milhomen *et al.*, 2003).

Na fase rifte, sob clima mais úmido, ocorreu a deposição de folhelhos, calcilutitos e arenitos turbidíticos do Membro Gomo da Formação Candeias (Regali, 1966). A ressedimentação de fácies deltáicas da Formação Marfim relaciona-se aos depósitos vinculados a fluxos gravitacionais que caracterizam os membros Caruaçu e Pitanga da Formação Maracangalha. O Membro Pitanga é representado por espessos pacotes de arenitos maciços, com feições de clastos de folhelhos e expressiva variação lateral (Raja, 1991). Nesta fase, a estruturação e basculamento da bacia, associados à sobrecarga de depósitos gravitacionais, determinou o início do processo de argilocinese e desenvolvimento de falhamentos lístricos sin-deposicionais (Milhomem, *et al.*, 2003).

A fisiografia da bacia assumiu uma geometria de rampa ao tempo do Andar Aratu, definindo um contexto de baixas taxas de subsidência e reduzidos gradientes deposicionais, no qual se depositaram as fácies deltáicas e seqüências pelíticas/carbonáticas lacustres da Formação Pojuca.

A reativação da falha de Paranaguá, na borda oeste da bacia, escavou um *canyon* sobre o qual se depositaram os folhelhos, siltitos, arenitos, conglomerados, margas e calcarenitos da Formação Taquipe.

A atuação do sistema de falhas de Salvador resultou na deposição dos conglomerados da Formação Salvador, a leste da bacia. A deposição das fácies fluviais que caracterizam a Formação São Sebastião encerra o assoreamento da bacia nessa fase. Na fase pós-rifte, depositaram-se os arenitos, folhelhos e calcáreos da Formação Marizal (Aragão, 2004). Sedimentos terciários ocorrem de forma subordinada na bacia, sendo representados pelas fácies de leques aluviais que caracterizam o Grupo Barreiras e por folhelhos e calcáreos da Formação Sabiá (Milhomen *et al.*, 2003).

### 1.2.1 Sistemas Aqüíferos

Graças a composição predominantemente arenosa e espessura de até 3000 m, a Formação São Sebastião constitui um excelente sistema aqüífero na bacia do Recôncavo. A espessura de água doce presente nas areias dessa formação chega até 1000 m (Cetrel, 2000). Poços profundos, perfurados pela PETROBRÁS, indicam que a salinidade desse aqüífero, em geral, varia segundo a profundidade e localização do poço, sendo encontrados indícios de águas salobras a partir de 400 m (Nascimento *et al.*, 2004).

Seu sistema hidrológico é complexo, contendo várias camadas permeáveis separadas por camadas ou lentes de material mais fino como folhelhos, gerando efeitos de confinamento localizados. As principais fontes de recarga são as precipitações pluviométricas diretas sobre as zonas de afloramento desta formação e as exudações das unidades aqüíferas sobrepostas, principalmente da unidade aqüífera Marizal (Nascimento *et al.*, 2004).

A Formação Marizal também apresenta possibilidades aquíferas significativas, principalmente devido à sua seqüência conglomerática basal. Sua espessura inferior a 50 m, indica potencialidade como reservatório inferior a Formação São Sebastião (Lima, 1999). A alimentação desta unidade se faz diretamente por precipitação pluviométrica e por exudações provenientes da Formação Barreiras.

Essas formações juntas formam o sistema aquífero Barreiras-Marizal-São Sebastião, sendo este dividido em dois componentes: um componente livre ou freático – formado pela cobertura da Formação Marizal, eventualmente com sedimentos Barreiras sobrepostos e pela parte superior da Formação São Sebastião – e um componente semi-confinado ou artesiano, representado pelos pacotes de arenitos contidos totalmente na Formação São Sebastião (Lima, 1999).

### **1.2.2 Sistemas Petrolíferos**

A Bacia do Recôncavo reúne formações geológicas com características de rocha geradora, rocha reservatório e rocha selante a um conjunto de trapas estruturais e estratigráficas, formando sistemas petrolíferos que vêm sendo explorados desde 1937. Seus principais reservatórios são de natureza siliciclástica e envolvem fácies fluvio-eólicas, deltáicas ou vinculadas a fluxos gravitacionais. As maiores acumulações desta bacia encontram-se nas formações Sergi e Água Grande. As rochas geradoras, em geral, concentram-se nos membros Gomo e Tauá da Formação Candeias. O óleo migra através de planos de falha ou por contato direto gerador-reservatório, em sua maioria, estabelecido por falhas de natureza normal ou listrica. Folhelhos sobrepostos/intercalados funcionam como rocha selante (ANP, 2002). A posição relativa entre geradores e os principais reservatórios é ilustrada na Figura 1.4.



No campo Araçás, suspeita-se que falhas possam ter permitido a migração secundária de óleo de reservatórios conhecidos para altos estruturais na Formação São Sebastião, notável até então pelo seu alto potencial aquífero. Diante dessa possibilidade, buscou-se estudar a sensibilidade dos métodos elétricos à presença de arenitos contendo óleo em meio a arenitos saturados em água doce, avaliando a viabilidade de aplicação dos métodos eletrorresistivo e de polarização induzida em exploração petrolífera. Esses estudos basearam-se em dados geoeletricos obtidos de perfilagem de poços de exploração de água e de petróleo perfurados na região.

## CAPÍTULO 2

# Fundamentos Teóricos

A teoria dos métodos elétricos e da perfilagem geométrica de poços apoia-se nos fundamentos da eletricidade e do eletromagnetismo. Conceitos importantes como corrente e potencial elétrico, campo elétrico e eletromagnético alicerçam toda a teoria desenvolvida para o estudo do comportamento elétrico das rochas em subsuperfície. Amplamente utilizados em ambientes de bacias sedimentares, esses métodos objetivam determinar as propriedades elétricas dos materiais geológicos no subsolo. Através destas, é possível avaliar outras propriedades físicas que auxiliam na definição do tipo de litologia e de fluidos presentes numa área em estudo.

### 2.1 Propriedades Elétricas das Rochas

A prospecção elétrica, de maneira geral, envolve a detecção de efeitos superficiais produzidos pelo fluxo de corrente elétrica no subsolo (Telford *et al.*, 1976). A condução de corrente elétrica numa rocha pode ocorrer através de seus minerais constituintes ou pelo fluido contido em seus poros. Nas rochas, a condução elétrica ocorre segundo dois processos: iônico e eletrolítico. Rochas porosas podem conduzir corrente elétrica por meio dos sais dissolvidos na água contida em seus poros por condução eletrolítica. Mecanismos de condução da corrente elétrica através de sólidos só são relevantes em relação a condução eletrolítica em três ocasiões: em rochas contendo alto percentual de minerais condutivos, em rochas completamente congeladas e em rochas tão abaixo da superfície que seus poros foram fechados pela pressão de carga (Keller, 1970).

O comportamento elétrico das rochas pode ser compreendido através de suas principais propriedades elétricas.

#### 2.1.1 Resistividade Elétrica

A resistividade elétrica é definida como a resistência oferecida por um material ao fluxo de corrente elétrica quando submetido a ação de um campo elétrico externo. Inversamente, a

condutividade é a habilidade relativa de materiais conduzirem corrente elétrica. Matematicamente, a resistividade,  $\rho$ , é definida pela Lei de Ohm,

$$\vec{E} = \rho \vec{J}, \quad (2.1)$$

segundo a qual, o campo elétrico num ponto de um material é proporcional a densidade de corrente elétrica passando naquele ponto, sendo  $\vec{E}$  o campo elétrico medido em volts por metro (V/m) e  $\vec{J}$  a densidade de corrente elétrica dada em ampere por metro quadrado (A/m<sup>2</sup>). No Sistema Internacional, a unidade de resistividade é o ohm-metro ( $\Omega \cdot m$ ) (Keller, 1970).

Em alguns casos, é mais conveniente tratar da condutividade de uma rocha,  $\sigma$ , ao em vez de sua resistividade. Como  $\sigma = 1/\rho$ , a unidade de condutividade é siemens por metro (S/m).

Os mecanismos de condução de corrente elétrica dependem da natureza do material. Em metais e semi-condutores eletrônicos, a corrente é transmitida por meio dos elétrons móveis que envolvem os íons metálicos. Nos metais, como ouro e cobre, a quantidade desses elétrons é aproximadamente igual à quantidade de átomos de sua estrutura, daí seus altos valores de condutividade. Em semi-condutores, como o diamante, relativamente poucos elétrons estão livres para se mover através do retículo cristalino, por isso estes são menos condutores que os metais.

Muitas rochas são constituídas por minerais que podem ser considerados eletrólitos sólidos, ou seja, material no qual o fluxo de corrente elétrica é representado pelo movimento de íons. Este é o caso do granito, gabro e basalto, por exemplo.

Na maioria das rochas próximas da superfície terrestre, a condução de corrente elétrica é feita inteiramente através da água contida em seus poros. A condução por meio de minerais é possível em algumas rochas que contêm minerais metálicos em altas concentrações. Existem muitos minerais condutivos, mas poucos ocorrem em quantidade suficiente para alterar consideravelmente as propriedades elétricas de uma rocha. Esse é o caso, ocasionalmente, da magnetita, hematita, carbono, grafita, pirita e pirrotita. Cerca de 5% de magnetita ou hematita, por exemplo, podem reduzir a resistividade de uma rocha para 0,1  $\Omega \cdot m$  ou menos. Grafita e pirita são minerais que mais comumente aumentam a condutividade de uma rocha, sendo muito habituais em ardósias (Keller, 1970).

A maioria das rochas da superfície terrestre são porosas. Em rochas sedimentares o volume de poros pode chegar até 30% ou mais de seu volume total. Em circunstâncias razoáveis, esses poros são parcial ou completamente preenchidos por água que carrega sais em solução, formando um meio favorável a condução de corrente elétrica. A resistividade dessa rocha depende da quantidade de água presente, da salinidade dessa água e do meio no qual a água está distribuída, ou seja, da textura da rocha. As propriedades elétricas dessa água intergranular são semelhantes às propriedades elétricas de um eletrólito.

Quando um campo elétrico é aplicado num eletrólito, a quantidade de corrente que flui é proporcional ao número de íons presentes (concentração) e a velocidade em que se movem (mobilidade). Em rochas totalmente saturadas, o volume de água pode ser comparado com a porosidade da rocha. Uma relação empírica entre resistividade e porosidade é determinada pela Lei de Archie. Segundo esta, a resistividade em rochas porosas completamente saturadas em água,  $\rho_{sat}$ , e sem argila, varia com a porosidade de acordo com a função

$$\rho_{sat} = a\rho_w\varphi^{-m}, \quad (2.2)$$

onde  $\rho_w$  é a resistividade da água contida nos poros da rocha,  $\varphi$  é a porosidade expressa como razão entre o volume de poros e o volume total da rocha;  $a$  e  $m$  são parâmetros experimentais que dependem do tipo de rocha:  $a$  varia entre 0,5 e 2,5, enquanto o valor de  $m$  varia com o grau de compactação da rocha – que é função da respectiva idade – variando entre 1,3 para formações recentes, 1,9 para formações do Paleozóico, com o máximo de 2,5. São necessárias várias medidas de porosidade e resistividade para determinar os valores de  $a$  e  $m$ , sendo comum para arenitos uma primeira aproximação de  $a$  igual a 1 e  $m$  igual a 1,8.

Em rochas parcialmente saturadas em água, aplica-se a forma geral da Lei de Archie,

$$\rho = a\rho_w\varphi^{-m}S_w^{-n}, \quad (2.3)$$

onde  $S_w$  é a fração dos poros com água e  $n$  é outro parâmetro experimental. O valor de  $n$  é aproximadamente 2. A partir de (2.2) e (2.3), podemos reescrever a Lei de Archie sob sua forma simplificada:

$$\rho = \rho_{sat}S_w^{-n}. \quad (2.4)$$

Pela equação (2.4) compreende-se que quanto menor a saturação em água, maior a resistividade da rocha. No caso de presença de óleo ou gás, a saturação em água é reduzida e maiores valores de resistividades são encontrados. Microscopicamente, a diminuição da quantidade de fluido eletrolítico acarreta redução da quantidade de sais, aumentando a dificuldade para o fluxo de corrente elétrica, como exemplifica a Figura 2.1.

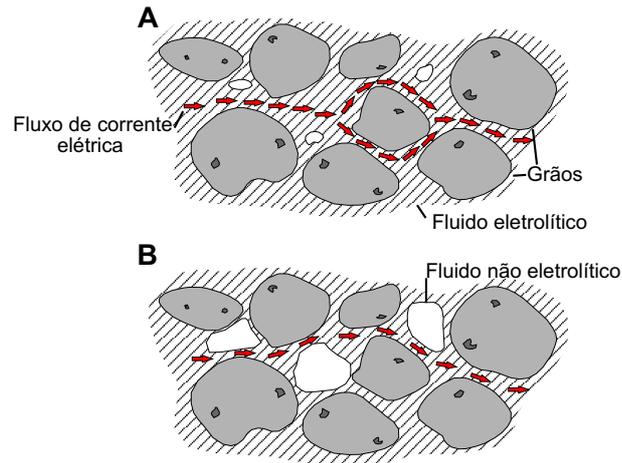


Figura 2.1: Modelo esquemático do fluxo de corrente elétrica em rochas saturadas em água, **A** e na presença de fluido não eletrolítico, **B**. (Adaptado de Keller, 1970.)

A resistividade de um material ainda pode variar segundo a temperatura a qual está submetido. Em metais, por exemplo, a resistividade cresce com o aumento da temperatura. Semicondutores, em geral, têm uma relação inversa entre temperatura e resistividade, podendo, em alguns casos, apresentar um coeficiente positivo entre estes. Em rochas contendo água, em condições de temperaturas moderadas, o aumento da temperatura ocasiona aumento da condutividade da rocha (Keller, 1970).

A Figura 2.2 traz valores de resistividade de algumas rochas. Percebe-se que muitas litologias possuem uma grande faixa de variação dessa propriedade, que depende de fatores como os citados anteriormente.

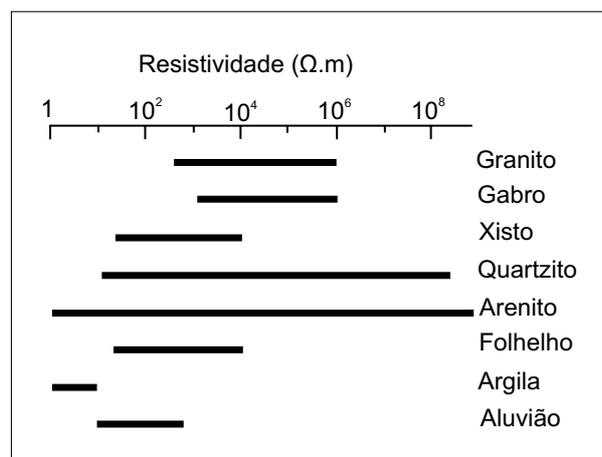


Figura 2.2: Valores típicos de resistividade de alguns tipos de rochas. (Adaptado de Kearey *et al.*, 2002.)

### 2.1.2 Polarizabilidade Elétrica

A aplicação de corrente elétrica no substrato rochoso pode resultar na polarização elétrica do meio. A nível microscópico, quando um material é submetido a ação de um campo elétrico suas cargas internas são deslocadas de suas posições estatísticas de equilíbrio. Sendo assim, as posições relativas entre cargas positivas e negativas são alteradas, resultando no acúmulo de cargas não equilibradas na superfície do material. Esse acúmulo de cargas gera um potencial secundário e um campo elétrico que se opõe a ação do campo primário aplicado. Esse fenômeno resulta na polarização elétrica do material.

Existem duas formas principais de polarização: a polarização de membrana e a polarização de eletrodo.

#### 2.1.2.1 Polarização de Membrana

O efeito de polarização de membrana é comum em rochas porosas, onde o fluxo de corrente elétrica a baixa frequência ocorre predominantemente por condução eletrolítica. Na interface entre o grão mineral e o fluido contido nos poros da rocha concentram-se cargas negativas que atraem íons positivos da solução (Figura 2.3 **A**). A concentração de cargas positivas estende-se até  $10^{-6}$  cm de profundidade, podendo ser da mesma ordem da dimensão dos poros da rocha. Quando um potencial elétrico é aplicado, a nuvem de cátions em volta do grão mineral funciona como uma membrana seletiva de íons, permitindo a passagem de cargas positivas e impedindo o fluxo de cargas negativas. Consequentemente, ocorre uma concentração de cátions de um lado da membrana e, de ânions do outro (Figura 2.3 **B**). Os gradientes de concentração das cargas se opõem ao fluxo de corrente, reduzindo a mobilidade global dos íons. A diferença de mobilidade entre cátions e ânions é, em parte, responsável pela polarização do meio.

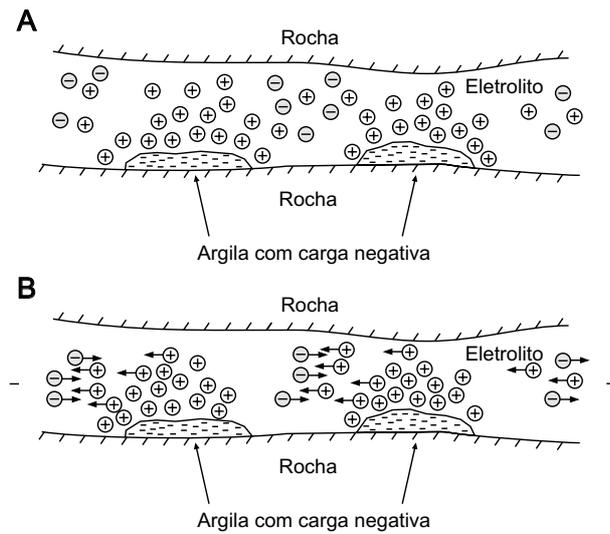


Figura 2.3: Fenômeno de polarização de membrana em grãos minerais. Em **A**, efeito de concentração de cargas. Em **B**, deslocamento e acúmulo de cargas após aplicação de um campo elétrico externo. (Adaptado de Telford *et al.*, 1976.)

Na presença de minerais de argila os poros das rochas são particularmente menores e o efeito de polarização é mais pronunciado. No entanto, a sua magnitude não cresce regularmente com a concentração desse mineral: com o aumento da quantidade de argila a magnitude da polarização cresce atingindo um máximo, a partir do qual começa a diminuir (Telford *et al.*, 1976). A concentração ótima varia com os diferentes tipos de argila segundo exemplifica a Figura 2.4.

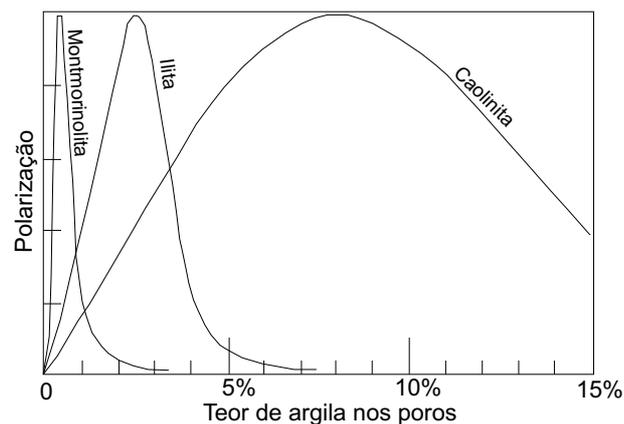


Figura 2.4: Variação de cargabilidade segundo o percentual em composição em alguns tipos de minerais de argila. (Adaptado de Keller, 1970.)

O efeito de polarização de membrana depende ainda da salinidade do fluido intergranular. Quanto maior a concentração em sais no eletrólito, menor a magnitude da polarização. Isso ocorre porque com o aumento da salinidade, maiores opções para o fluxo de corrente

elétrica através das rochas são criadas, diminuindo a eficiência de retenção de cargas da nuvem de cátions. Pequenas variações na salinidade da água, na ordem de algumas partes por milhão, podem diminuir a polarização do meio (Cristina de Lima, 1999).

Geralmente esse tipo de polarização é máxima em rochas contendo minerais de argila a uma concentração de até 10% e preenchidos por um fluido eletrolítico de baixa salinidade. Os arenitos argilosos são as rochas que apresentam as maiores intensidades de polarização de membrana.

A presença de fluido não eletrolítico nos poros das rochas diminui o efeito de polarização, pois reduz a saturação em água do meio, diminuindo a quantidade de íons. Logo, rochas com presença de óleo ou gás devem apresentar menores magnitudes de polarização de membrana que rochas saturadas apenas em água.

### 2.1.2.2 Polarização de Eletrodo

Em rochas que contém minerais metálicos, o armazenamento de energia elétrica é realizado, principalmente, pelo efeito de polarização de eletrodo. O fluxo de corrente é parte eletrolítico, parte eletrônico, ocorrendo um efeito parcialmente semelhante ao da polarização de membrana.

A superfície dos grãos minerais metálicos possui pequena atração por íons formando uma camada fixa de cargas de espessura molecular ao redor do sólido. Essas cargas atraem íons da solução de carga oposta, formando uma camada de espessura variável e com razoável mobilidade, a camada difusa. Essa configuração forma uma dupla camada de cargas em volta dos grãos (Figura 2.5). A camada fixa é relativamente estável, enquanto o comportamento da camada difusa depende da concentração iônica do eletrólito, da valência dos íons, da constante dielétrica e da temperatura do meio.

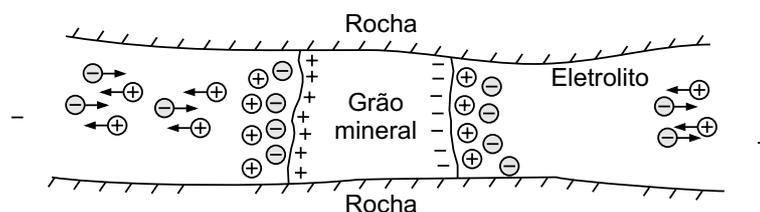


Figura 2.5: Fenômeno de polarização de eletrodo em rochas contendo minerais metálicos. (Adaptado de Telford *et al.*, 1976.)

O transporte de corrente através da interface entre um eletrólito e um metal pode ocorrer pela transferência física de elétrons através da interface ou por carga e descarga da dupla camada.

A polarização de eletrodo é mais intensa na presença de minerais condutivos do tipo

pórfiro ou tipo filonar descontínuo, devido a maior área total das interfaces em que se acumulam as cargas. Esse efeito é comumente observado em rochas portadoras de sulfetos (Martins, 2000).

### 2.1.2.3 Permitividade Dielétrica

Num meio semi-condutor ou dielétrico, a intensidade de um campo elétrico depende de propriedades intrínsecas do meio, como a permitividade dielétrica. Segundo a relação constitutiva

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E}, \quad (2.5)$$

existe uma constante de proporcionalidade entre o vetor deslocamento elétrico  $\vec{D}$  e o campo elétrico  $\vec{E}$ . Essa constante  $\varepsilon$  é denominada permitividade dielétrica. Considerando o valor de  $\varepsilon$  no vácuo,  $\varepsilon_0$ , determina-se a constante dielétrica  $\kappa$  de um material como a razão  $\varepsilon/\varepsilon_0$ , sendo que  $\varepsilon_0=8,854 \times 10^{-12}$  Faraday por metro (F/m). A constante  $\kappa$  nos indica o grau de polarização dos materiais.

Conhecidas as propriedades elétricas dos materiais, pode-se calcular a resistividade média em uma seção geométrica.

## 2.2 Seção Geométrica

Alguns ambientes geológicos podem apresentar características elétricas semelhantes por centenas de metros, enquanto outros consistem em camadas de rochas com diferentes resistividades e espessuras variáveis. O que determina as medidas geométricas num volume rochoso não homogêneo é a forma como essas propriedades variam no meio. Neste caso, parâmetros geométricos podem ser determinados considerando uma coluna de rocha com altura  $H$ ,  $1 \text{ m}^2$  de seção transversal e composta por  $m$  camadas horizontais de espessura  $h_i$  e resistividade  $\rho_i$  (Figura 2.6).

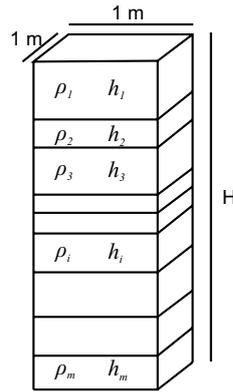


Figura 2.6: Modelo esquemático de um bloco de rocha formado por camadas horizontais com espessuras e resistividades variáveis. (Adaptado de Keller, 1970.)

A resistividade média dessa unidade geológica é determinada considerando a resistividade para uma corrente fluindo transversalmente ao acamamento das rochas,  $\rho_{\perp}$ , e a resistividade para uma corrente fluindo na mesma direção da disposição das camadas,  $\rho_{\parallel}$ .

A resistência total do bloco para a corrente fluindo perpendicularmente aos estratos,  $R_{\perp}$ , é encontrada associando em série as contribuições das resistências de cada camada constituinte. A resistência de cada um prisma da coluna é definida como o produto da resistividade pela razão de seu comprimento,  $l$ , pela a área de sua seção transversal,  $A$ . Nesse caso, temos  $l = h$  e  $A = 1 \text{ m}^2$ , logo a resistência ao fluxo transversal de corrente elétrica, em cada camada, fica definida como:

$$R_{\perp i} = \rho_i h_i. \quad (2.6)$$

A soma dos  $R_{\perp i}$  nos dá a resistência total do meio ao fluxo perpendicular de corrente elétrica. A resistividade transversal média,  $\bar{\rho}_{\perp}$ , é encontrada dividindo a resistência transversal total pela altura da coluna de rocha. Logo,

$$\bar{\rho}_{\perp} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_i h_i}{\sum_{i=1}^n h_i}. \quad (2.7)$$

Já a resistência total para fluxo de corrente paralelo a direção do acamamento,  $R_{\parallel}$ , é igual a combinação em paralelo, das resistências  $R_{\parallel i}$  de cada camada. Neste caso,  $l$  e  $A$  valem, respectivamente, 1 e  $h_i$ . Assim,

$$R_{\parallel i} = \frac{\rho_i}{h_i}, \quad (2.8)$$

e a resistividade longitudinal média,  $\bar{\rho}_{\parallel}$ , fica definida como:

$$\bar{\rho}_{\parallel} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n h_i / \rho_i}. \quad (2.9)$$

Enfim, a resistividade média,  $\bar{\rho}$ , para o meio homogêneo equivalente ao meio heterôgeneo proposto é dada por:

$$\bar{\rho} = \sqrt{\bar{\rho}_{\perp}\bar{\rho}_{\parallel}}. \quad (2.10)$$

Uma seção geométrica mapeia bem os contrastes de resistividade entre camadas, principalmente devido a mudança de textura, de conteúdo e natureza da água das rochas. No entanto, nem sempre as interfaces geométricas coincidem com contatos geológicos, pois estes são estabelecidos utilizando critérios de identificação que nem sempre apresentam resposta elétrica significativa, como a presença de fósseis. Uma única seção geológica composta por rochas com pouca variação textural pode conter diversas unidades geométricas, assim como, rochas de diferentes idades geológicas podem ser uniformes eletricamente, combinando-se numa única unidade de uma seção geométrica. Os contatos entre rochas em seções geológicas e geométricas coincidem, principalmente, quando há mudanças marcantes na textura das camadas rochosas.

## 2.3 Bases Físicas dos Métodos Elétricos

Em geofísica, a investigação das propriedades elétricas da subsuperfície pode ser realizada através de diversos métodos, dentre os quais desempenham papel fundamental a perfilagem geométrica de poços, o método eletrorresistivo e o método de polarização induzida.

### 2.3.1 Perfilagem Geométrica de Poços - Perfil de Indução

Em perfilagem de poços, medidas de diversas propriedades são realizadas enquanto sondas são deslocadas em lento e contínuo movimento ascendente ao longo do poço. A cerca de 80 anos, os irmãos Schlumberger usaram um arranjo de eletrodos dentro de um poço na França, registrando as medidas de resistividade elétrica. Os resultados foram apresentados na forma de uma curva discreta de resistividade em função da profundidade amostrada a cada metro de deslocamento. A partir de então, a perfilagem geofísica de poços começou a se tornar um importante método na pesquisa de poços produtores de petróleo (Nery, 1989). Atualmente, uma variedade de técnicas instrumentais permite a medida da resistividade das camadas cortadas por um poço. Sistemas mono e multieletrodos, sistemas elétricos focalizados, perfis de microrresistividade e perfis de indução medem num furo a resistividade das rochas com diferentes raios de investigação.

Durante a perfuração de um poço, é utilizado um fluido de perfuração, mais conhecido como lama, que, dentre outras funções, age resfriando a broca e provendo sustentação as paredes do poço. Essa lama deve ser condicionada de forma que sua pressão hidrostática fique pelo menos igual a pressão intrínseca dos fluidos nas camadas. Por questões de segurança

operacional, para evitar surgências fluidas perigosas, utiliza-se um fluido de perfuração com um peso um pouco superior a do fluido das rochas. Devido a diferença de pressão entre a lama e a formação, ocorre invasão do fluido de perfuração através dos poros e/ou fraturas das rochas. A parte líquida da lama, denominada filtrado, penetra nos poros das rochas, enquanto a parte sólida permanece junto a parede do poço, impermeabilizando-a e formando um reboco. A extensão radial da penetração do filtrado depende de fatores como: tempo gasto na perfuração do poço, diferencial de pressão entre a lama e a camada perfurada, viscosidade do filtrado e porosidade e permeabilidade das rochas (Nery, 2004).

A Figura 2.7 ilustra a configuração do zoneamento radial de fluidos próximo a parede de um poço. O filtrado invade lateralmente a camada deslocando e substituindo grande parte do fluido interporoso e permanecendo na zona lavada. Uma zona transicional, onde coexistem fluidos filtrados e fluidos nativos das rochas, separa a zona lavada da zona verdadeira ou virgem, onde estão os fluidos da rocha em suas proporções volumétricas originais.

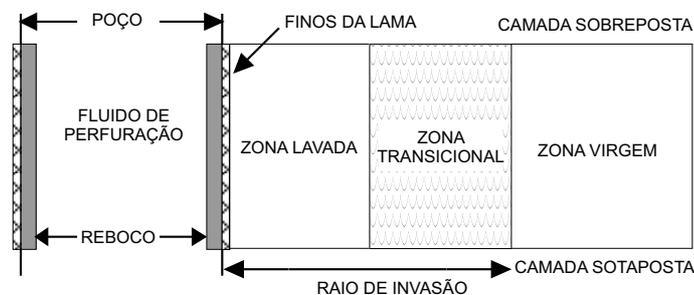


Figura 2.7: Esquema do zoneamento de uma camada rochosa devido a infiltração radial de lama de perfuração na parede do poço. (Adaptado de Nery, 2004.)

Diversos perfis elétricos já foram e são utilizados para medir a resistividade a partir da parede de um poço até diferentes profundidades da camada perfilada. Os perfis com eletrodos medem a resistência à passagem de corrente elétrica através das camadas localizadas entre dois eletrodos. São classificados em macro e microvolumétricos, tendo seus eletrodos configurados nos sistemas mono e multieletrodos. As configurações operacionais dos macro e micro perfis diferem apenas nas distâncias que separam os eletrodos, o que resulta na investigação de diferentes volumes de rochas. O perfil da normal curta, SN, possui separação entre eletrodos de 16" e é utilizado para medir a resistividade da zona lavada, por exemplo.

As companhias de perfilagem desenvolveram ainda sistemas de eletrodos focalizados para melhorar a leitura de resistividade em zonas mais distais da parede do poço. No entanto, essas ferramentas necessitam de um meio condutivo para facilitar o acoplamento elétrico entre os eletrodos e as rochas, não sendo utilizados em poços perfurados com lamas muito condutivas - situação na qual os eletrodos entrariam em curto-circuito - ou isolante - onde as correntes não penetrariam totalmente nas rochas. Visando solucionar esse problema,

em 1948, foi desenvolvido o perfil de indução, ILD, cujo princípio físico tem por base o acoplamento eletromagnético indutivo entre os sensores e as rochas, capaz de minimizar o efeito lama-poço (Nery, 2004).

A ferramenta de indução tem como sensores básicos um par de bobinas, uma transmissora e outra receptora, coaxiais ao eixo do poço. Uma corrente alternada de intensidade constante e frequência entre 20 e 30 kHz circula na bobina transmissora produzindo, a sua volta, um campo eletromagnético variável e calculado pela Lei de Biot-Savart. Para uma espira circular percorrida por uma corrente  $I$ , o campo total,  $B$ , num ponto P é dado por:

$$B = \frac{\mu_o I r^2}{2\pi(r^2 + x^2)^{\frac{3}{2}}}, \quad (2.11)$$

onde  $\mu_o$  é a permeabilidade magnética no vácuo ( $\mu_o = 4\pi \times 10^{-7}$ ) e  $r$  é a distância do ponto de observação referida ao centro da bobina. Esse campo eletromagnético se irradia tanto na lama quanto nas camadas situadas ao nível da bobina transmissora. Segundo a Lei de Faraday, o campo eletromagnético induz em condutores uma corrente elétrica de sentido contrário ao da corrente geradora cuja magnitude depende das características de condutividade das rochas circunvizinhas. Essas correntes criam um campo magnético secundário que gera na bobina receptora uma voltagem alternada mensurável pelo equipamento. Quanto menor a condutividade da rocha, menor o campo secundário.

O perfil de indução, possui uma separação de 40'' entre as bobinas e realiza medidas mais profundadas nas camadas rochosas, investigando a resistividade da formação na sua zona virgem. As limitações desse perfil são relacionadas, principalmente, à resistividade do fluido de perfuração e das rochas investigadas, sendo menos eficaz em poços com lama muito salgada e em rochas com baixíssima condutividade.

Utilizando os perfis de SN e ILD, pode-se avaliar qualitativamente a salinidade dos fluidos da formação. Se SN for menor que ILD significa que a resistividade do filtrado é menor que a resistividade do fluido da formação. Caso contrário, se a leitura do SN for maior que a do ILD, indica que o fluido da formação é mais condutivo.

### 2.3.2 Sondagem Elétrica de IP-resistividade

As propriedades elétricas das rochas também podem ser obtidas por métodos não invasivos, como o método eletrorresistivo. Este consiste, basicamente, na medida da diferença de potencial entre dois pontos, criada pela injeção de uma corrente elétrica contínua ou de baixa frequência no subsolo. O primeiro a aplicar essa técnica foi Conrad Schlumberger. Sua idéia consistia em comparar a distribuição de potencial resultante da aplicação de corrente à terra real, com a distribuição que existiria se o meio fosse homogêneo (Johansen, 1977). Através do mapeamento dessa distribuição de potencial é possível obter a resistividade elétrica das rochas e informações sobre polarizabilidade elétrica do meio.

### 2.3.2.1 Medida da Resistividade Elétrica

O princípio do método elétrico consiste na aplicação de uma corrente elétrica artificial que circula no subsolo através de um par de eletrodos,  $A$  e  $B$ , denominados eletrodos de corrente, e na medida do potencial estabelecido nas adjacências desse fluxo de corrente através de outro par de eletrodos,  $M$  e  $N$ , conhecidos como eletrodos de potencial. Um volume rochoso pode ser composto por litologias com diferentes comportamentos elétricos. Para avaliar a variabilidade elétrica com a profundidade pode-se utilizar a técnica da sondagem elétrica vertical (SEV).

A idéia essencial de uma SEV, admitindo-se variações de resistividade apenas em profundidade, é que à medida que a distância  $AB$  aumenta, uma fração da corrente que passa através de  $MN$  retorna a superfície após atingir camadas cada vez mais profundas. Neste caso, a diferença de potencial medida e, conseqüentemente, a resistividade encontrada, terão maior influência dessas camadas mais distantes da superfície. Essa técnica mostra-se muito eficiente no estudo geoeletrico de áreas sedimentares com estratos plano-paralelos de baixo mergulho.

Para um meio homogêneo pode-se mostrar que a resistividade medida com um arranjo qualquer de quatro eletrodos é dada por:

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I}, \quad \text{com} \quad (2.12)$$

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}}, \quad (2.13)$$

sendo designado o fator geométrico do arranjo,  $\Delta V$  a diferença de potencial observada entre  $M$  e  $N$  e  $I$  a corrente injetada entre  $A$  e  $B$ .

A equação (2.12) é válida para se obter o valor da resistividade elétrica de um semi-espaco homogêneo. Quando utilizada para alcançar resultados em situações generalizadas, particularmente não homogêneas, o valor da resistividade elétrica assim obtido é chamado de resistividade aparente,  $\rho_a$ , que corresponde a resistividade de um meio homogêneo equivalente que, substituindo o subsolo real, reproduz os mesmos valores de  $I$  e  $\Delta V$ , nas mesmas condições geométricas dos pontos  $A$ ,  $B$ ,  $M$  e  $N$  (Sato, 2002).

O parâmetro  $k$  varia segundo o tipo de arranjo de eletrodos utilizado. Diversos arranjos com diferentes configurações de eletrodos já foram pesquisados e nomeados. A Figura 2.8 ilustra os principais arranjos empregados na aquisição de dados elétricos.

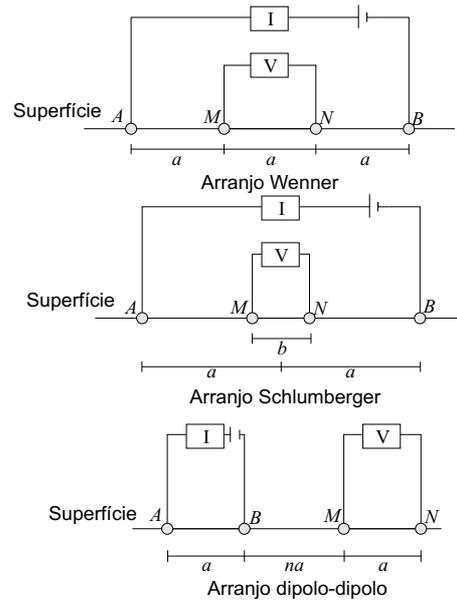


Figura 2.8: Configuração dos arranjos de eletrodos Wenner, Schlumberger e dipolo-dipolo.

- Arranjo Wenner - formado por quatro eletrodos colineares, separados entre si por uma distância  $a$ . O fator geométrico desse arranjo é  $k = 2\pi a$ .

Para estudar a variação vertical de resistividade numa SEV, os quatro eletrodos são deslocados a partir de um ponto fixo (centro do arranjo), crescendo o espaçamento  $a$  a cada medida realizada.

- Arranjo Schlumberger - formado por quatro eletrodos de corrente colineares, com  $A$  e  $B$  separados do centro do arranjo por uma distância  $a$  e  $M$  e  $N$  separados entre si por uma distância  $b$ . Para este arranjo  $k = \pi \left( \frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right)$ . Na aquisição de dados os eletrodos de potencial permanecem fixos enquanto os eletrodos de corrente são deslocados simetricamente em relação ao centro do arranjo. Para distâncias muito grande de  $a$ , pode ser necessário aumentar  $b$  de maneira a manter o potencial mensurável. Esse procedimento é mais conveniente que o de deslocamento do arranjo Wenner, pois apenas dois eletrodos são constantemente deslocados no decorrer da aquisição.
- Arranjo dipolo-dipolo - formado por quatro eletrodos alinhados, com  $M$  e  $N$  dispostos externamente ao par  $A$  e  $B$ , cada par com uma distância  $a$  e separados entre si por uma distância  $na$ . Seu fator geométrico é dado como  $k = \pi na(n+1)(n+2)$ .

A escolha de um arranjo de eletrodos para aquisição de dados deve levar em consideração, dentre outros fatores, os objetivos da aquisição, a razão sinal/ruído – que depende da posição relativa dos eletrodos de corrente e de potencial – e a profundidade de exploração – que depende de fatores como geometria do arranjo e sua orientação em relação ao alvo.

### 2.3.2.2 Medida da Polarização Induzida

Em medidas da resistividade elétrica notou-se que ao se desligar abruptamente a corrente, o potencial respondia com uma forte queda inicial seguida de um lento decaimento no tempo, da ordem de segundos até alguns minutos. Essa curva de decaimento equivale ao retorno da configuração elétrica do meio ao seu estado inicial, antes da aplicação de corrente e da atuação de efeitos de polarização elétrica, como a polarização de membrana e de eletrodo. A queda desse potencial induzido pode ser estudada em sua totalidade ou apenas num intervalo de tempo e sua medida caracteriza a cargabilidade do material. Através do entendimento desse fenômeno desenvolveu-se uma técnica geofísica relativamente nova, a Polarização Induzida ou IP (*Induced Polarization*). Esse fenômeno ocorre no intervalo de frequência de  $10^{-4}$  Hz a 1 MHz.

As medidas de IP podem ser efetuadas no domínio do tempo ou no domínio da frequência. No domínio do tempo, a corrente elétrica é periodicamente injetada e desligada através dos eletrodos  $A$  e  $B$ . Após o desligamento da corrente a voltagem medida entre os eletrodos  $M$  e  $N$  sofre um decaimento. A maneira mais comum de quantificar esse efeito é comparar a voltagem residual  $V_R$  existente num tempo  $t$  após o corte da corrente, com a voltagem  $V$  medida no final do intervalo de fluxo de corrente (Figura 2.9).

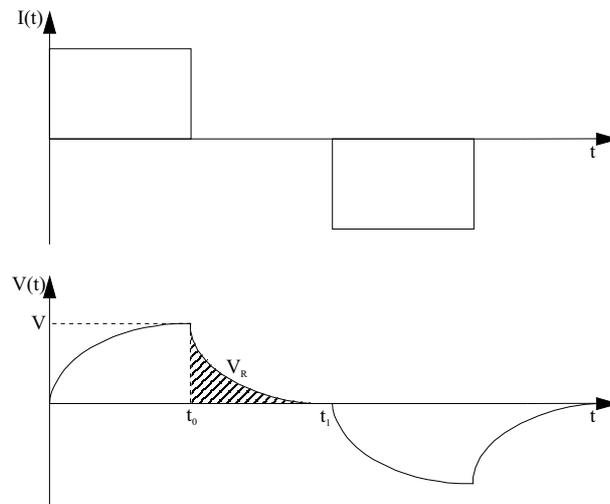


Figura 2.9: Comportamento da curva potencial com a interrupção do fluxo de corrente elétrica.

Essa comparação é feita através do parâmetro físico denominado cargabilidade,  $m$ , definido por:

$$m = \frac{1}{V} \int_{t_0}^{t_1} V_R(t) dt. \quad (2.14)$$

Quando  $V$  e  $V_R$  têm a mesma unidade,  $m$  é dado em milisegundos (ms), podendo ainda

ser expresso em milivolts por volts (mV/V) ou em %. Os valores de cargabilidade de alguns tipos de rocha estão disponíveis na Tabela 2.1.

Rocha	Cargabilidade (ms)
Tufo vulcânico	300 - 800
Arenito, siltito	100 - 500
Rochas vulcânicas densas	100 - 500
Folhelho	50 - 100
Granito, granodiorito	10 - 50
Carbonato, dolomito	10 - 20

Tabela 2.1: Valores de cargabilidade de alguns tipos de rochas. (Telford et. al, 1976.)

Utilizando corrente alternada, percebeu-se que as medidas de resistividade variam com a frequência adotada. Em geral, a medida que se aumenta a frequência, menores valores de resistividade são registrados. Essa taxa de decréscimo é insignificante na maioria das rochas, causando uma queda de 1% ou menos na resistividade a cada década de aumento na frequência. Em rochas com altos efeitos de polarização induzida, sob as mesmas condições, essa taxa de decréscimo fica entre 10 e 20%. Esse comportamento da resistividade a diferentes frequências é utilizado para medir a polarização induzida do meio, através do Efeito de Frequência,  $EF$ , definido como:

$$EF = \frac{\rho_{dc} - \rho_{ac}}{\rho_{ac}}, \quad (2.15)$$

onde  $\rho_{dc}$  e  $\rho_{ac}$  são as resistividades aparentes medidas, respectivamente, numa corrente contínua (*direct current*) e numa corrente alternada (*alternated current*) de alta frequência. Podendo ser dado também em porcentagem, o  $EF$  varia segundo o tipo de rocha, como exemplifica a Tabela 2.2.

Rocha	Efeito de Frequência (% por década)
Tufo vulcânico	2 - 4
Arenito, siltito	1 - 3
Basalto	1 - 2
Granito	0,1 - 0,5

Tabela 2.2: Valores de efeito de frequência de alguns tipos de rochas. (Keller, 1970.)

Estudos recentes (Lima, 2007) demonstram ainda que o  $EF$  também depende da saturação em água da rocha e de sua argilosidade. Como ocorre no método eletrorresistivo, se as medidas de polarização induzida são realizadas sobre um meio homogêneo,  $m$  nos fornece

sua cargabilidade real. Em meios heterogêneos o parâmetro resultante das medidas de IP no domínio do tempo é denominado cargabilidade aparente,  $m_a$ . A definição de cargabilidade proposta por Seigel (1959) é

$$m = \frac{\lim_{t \rightarrow \infty} V(t) - \lim_{t \rightarrow 0} V(t)}{\lim_{t \rightarrow \infty} V(t)}. \quad (2.16)$$

Utilizando a teoria da transformada de Laplace, pode-se afirmar que

$$\lim_{t \rightarrow \infty} V(t) = J\rho_{dc} \quad \text{e} \quad \lim_{t \rightarrow 0} V(t) = J\rho_{\infty}, \quad (2.17)$$

sendo  $\rho_{\infty}$  a resistividade aparente para frequências muito altas e  $J$  a densidade de corrente elétrica. Supondo  $\rho_{\infty} = \rho_{ac}$ , temos que

$$m_a = \frac{\rho_{dc} - \rho_{ac}}{\rho_{dc}}. \quad (2.18)$$

A partir das equações (2.18) e (2.15) é possível realizar a conversão matemática entre medidas no domínio do tempo e medidas no domínio da frequência através da seguinte relação:

$$m_a = \frac{EF}{1 + EF}. \quad (2.19)$$

Na prática essa relação é, apenas, aproximadamente válida, pois as medidas de cargabilidade não são realizadas nem em corrente contínua, nem em frequências altas.

## CAPÍTULO 3

# Tratamento e Interpretação de Dados

No intuito de avaliar a sensibilidade dos métodos elétricos de eletrorresistividade e polarização induzida à presença de óleo em arenitos presentes em ambientes geológicos de águas doces, foram realizadas modelagens geoeletricas a partir de dados de perfis de poços da região de Araçás-BA, focando o intervalo da Formação São Sebastião.

Modeladas as curvas de resistividade e cargabilidade aparentes para situações reais de saturação em água, examinamos como estas se comportariam caso algumas camadas arenosas situadas em diferentes profundidades estivessem saturadas em óleo. Os resultados das simulações realizadas foram também comparados com sondagens elétricas experimentais realizadas na área de estudo para destacar a consistência da análise.

### 3.1 Metodologia

No desenvolvimento deste trabalho, foram utilizados dados de perfis geofísicos de poços perfurados pela PETROBRÁS no campo Araçás, entre 1967 e 2000. Dois poços com dados de perfis geofísicos de resistividade normal curta (SN) e indução (ILD) foram selecionados, priorizando os registros de dados em intervalos da Formação São Sebastião.

Os perfis foram discretamente analisados e micro e macro-camadas de comportamentos resistivos distintos foram identificadas. Para tanto foi desenvolvido um programa de filtragem mediana em linguagem FORTRAN90, com filtros de diferentes dimensões, no intuito de melhor precisar as resistividades médias das micro-camadas (escala decimétrica a métrica)

A resistividade média das macro-camadas (escala métrica a decamétrica) foi calculada em planilhas EXCEL e a construção dos perfis foi realizada nos programas gráficos CORELDRAW versão 12 e GRAPHER versão 6. As modelagens dos dados de sondagens geoeletricas foram realizadas no modo direto do programa RES1D da *Geotomo Software*. Para inversão de sondagens reais realizadas na região foi utilizado o programa RESIST.

Os dados de sondagens de IP-resistividade foram medidos através do equipamento SYSCAL R2, utilizando o arranjo Schlumberger, com espaçamentos  $AB/2$  variando logaritmicamente de 10 até 2000 m.

### 3.2 Dados de Perfis de Poços

Os dois perfis de poços utilizados são aqui identificados como poços A e B. O poço A, de exploração de água, foi perfurado no intervalo entre 30,1 e 431 m e o poço B, de exploração petrolífera, entre 238 e 3382 m, cujos dados foram examinados até cerca de 2000 m de profundidade.

Primeiramente, identificamos qualitativamente a salinidade do fluido presente na formação. Para tanto, utilizamos dados dos perfis SN e ILD, determinando os intervalos de água doce ( $ILD > SN$ ) e de água salgada ( $ILD < SN$ ) no poço de maior profundidade (Figura 3.1).

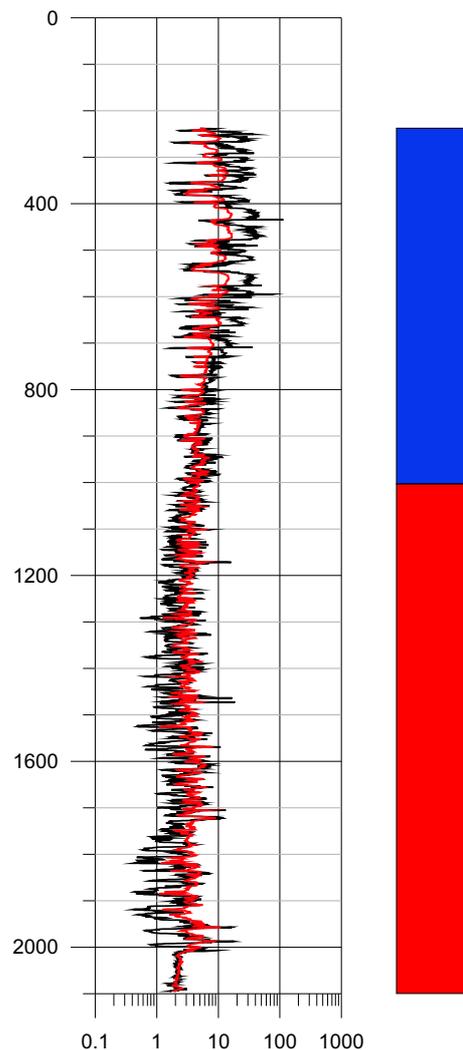


Figura 3.1: Perfil ILD, em preto, e SN, em vermelho do poço B. Intervalo de água doce, em azul, e de água salgada, em vermelho, interpretados.

O contato água doce/água salgada é evidenciado a cerca de 1060 m de profundidade. Nossa análise de dados limitou-se aos primeiros 1200 m da da Formação São Sebastião com ênfase no intervalo de rochas saturadas com águas doces.

Com os dados dos perfis ILD dos poços, avaliamos os comportamentos dos modelos geoeletricos e camadas compatíveis com os dados dos perfis. Para identificação das micro e macro-camadas elétricas foi desenvolvido um programa de filtragem mediana com diferentes comprimentos de filtro apresentado no Anexo I. Esse programa, basicamente, lê um vetor de dados por janela de valores especificados, organiza seus componentes em ordem crescente, identifica o valor mediano e substitui o dado em cada ponto observado pelo valor mediano encontrado. O número de componentes desse vetor de dados de entrada é fornecido pelo usuário e deve ser ímpar. Após alguns testes iniciais, foi determinado para os poços considerados, uma janela de 11 dados para delimitação das micro-camadas e uma janela de 51 dados para demarcação das macro-camadas. Com auxílio desse filtro, estimamos a espessura das macro-camadas e a espessura e resistividade das micro-camadas, interpretando como folhelho, estratos com  $\rho < 10 \Omega.m$  e como arenito com diferentes argilosidades, os caso contrário.

Considerando espessura e resistividade das micro-camadas e utilizando as equações (2.6) a (2.10), calculamos a resistividade média das macro-camadas mapeadas e interpretamos esses estratos como folhelhos, arenitos, arenitos argilosos ou folhelhos arenosos, a depender de suas resistividades médias calculadas e das micro-camadas que as compõem.

A Figura 3.2 traz o perfil de indução do poço A, com o mapeamento das micro (em azul) e macro-camadas (em laranja) e suas interpretações litológicas: em amarelo, arenitos; em verde escuro, folhelhos; em laranja, arenitos argilosos e em verde claro, folhelhos arenosos. Admitimos que os primeiros 30 m não perfilados seriam correspondentes a uma camada arenosa de resistividade  $\rho = 150 \Omega.m$ .

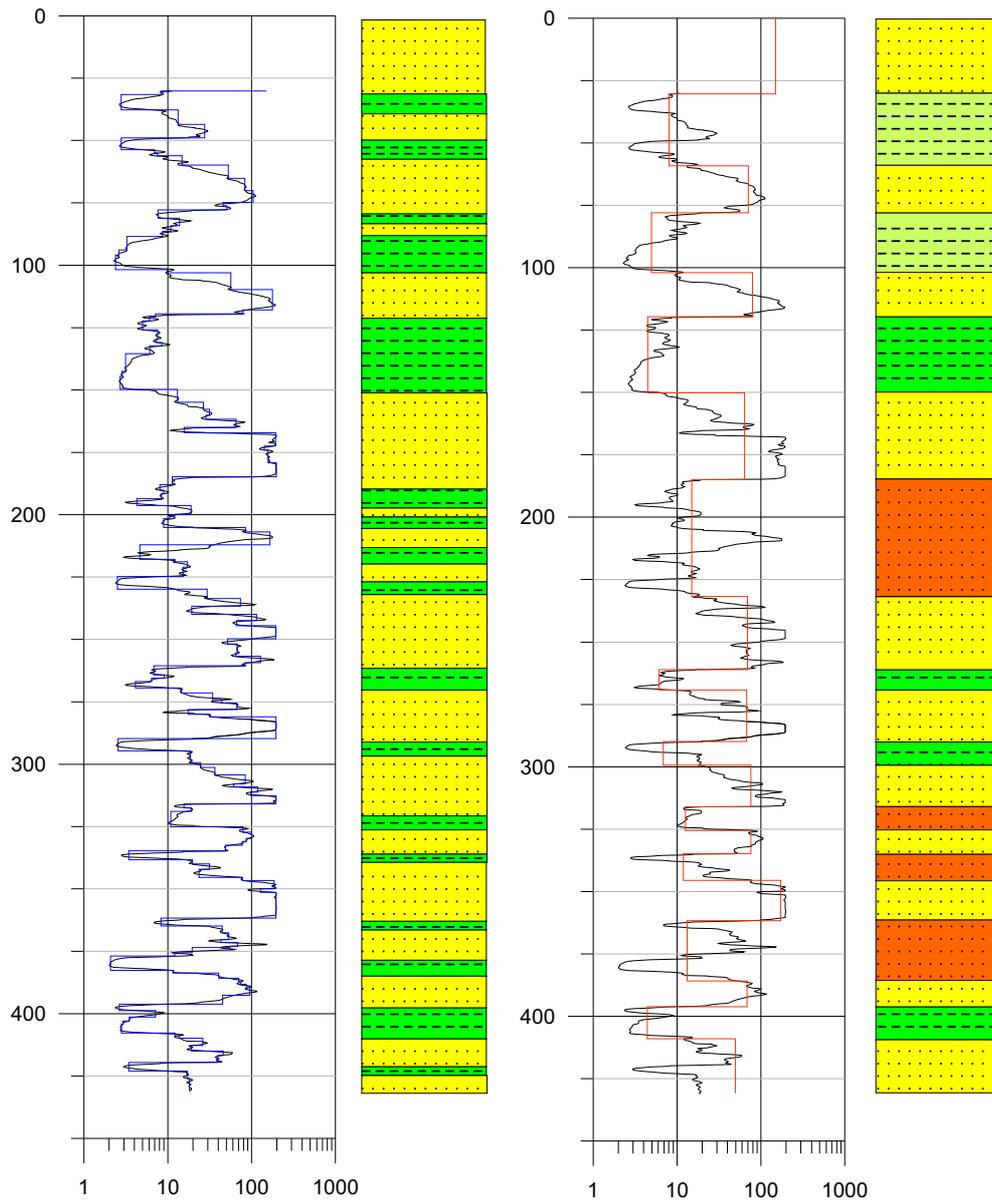


Figura 3.2: Perfil de indução do poço A, com interpretação litológica com base na resistividade das micro e macro-camadas.

Percebe-se que a característica de alternância folhelhos/arenitos na Formação São Sebastião se faz presente, com camadas arenosas de diferentes resistividades, a depender de sua quantidade de argila.

O poço B possui maior intervalo de rocha perfilada, no entanto seus dados só foram registrados a partir de 238 m de profundidade. A fim de obter um conjunto de informações mais completos referentes aos primeiros 800 m de profundidade, correlacionamos os poços A e B, a partir de marcos elétricos identificados em ambos os perfis (Figura 3.3). Esses marcos elétricos são, em geral, camadas litológicas de folhelhos de extensão significativa e com respostas elétricas características. A partir desses marcos, é possível identificar as

camadas litológicas correspondentes entre diferentes poços.

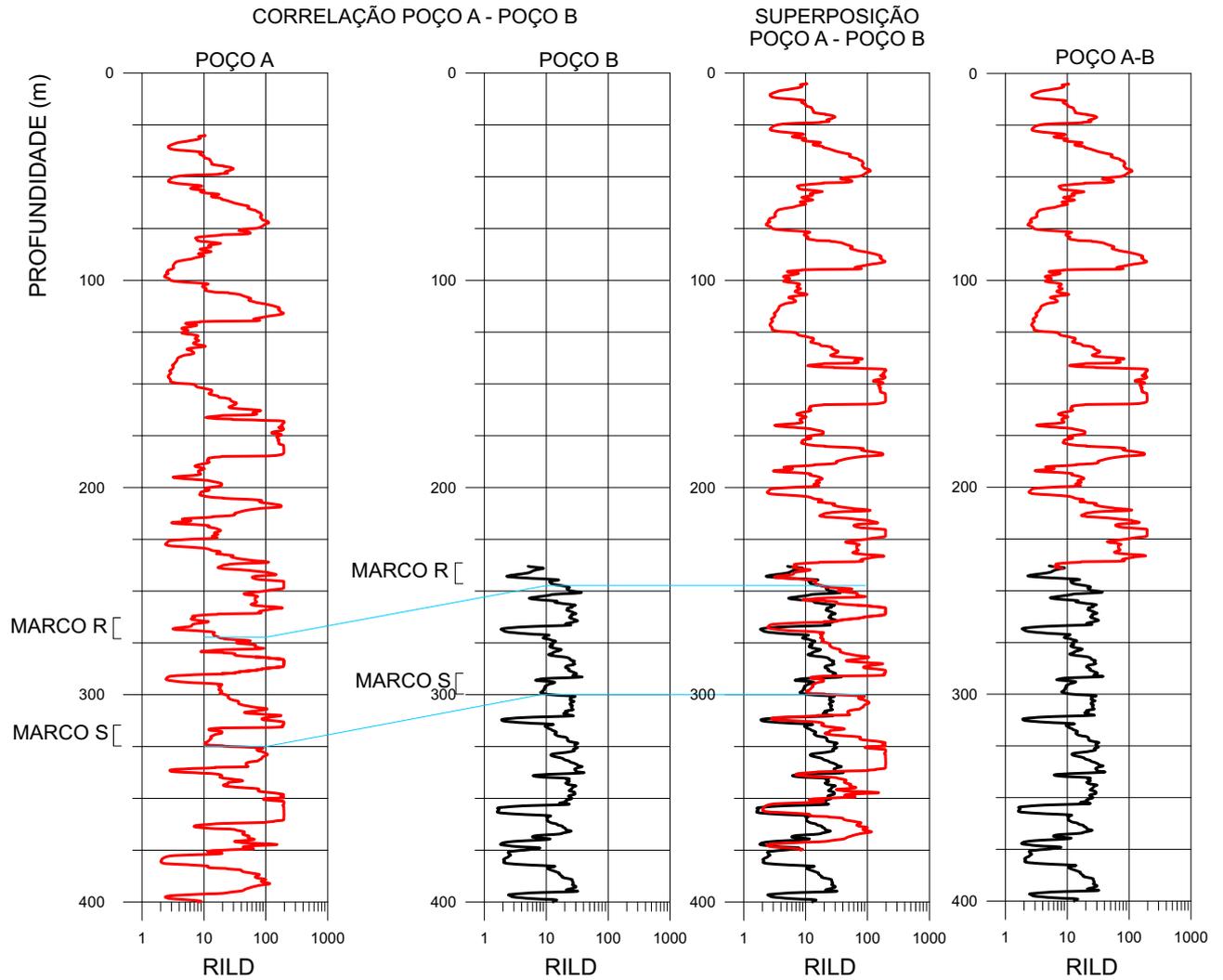


Figura 3.3: Correlação entre os poços A e B.

O poço composto A-B obtido por correlação e superposição foi quadratizado utilizando os mesmos critérios usados no poço B. As Figuras 3.4 e 3.5 ilustram a sucessão de litologias interpretadas nesse perfil quebrado nos intervalos de profundidade de 0 a 400 m e de 400 a 800 m, respectivamente.

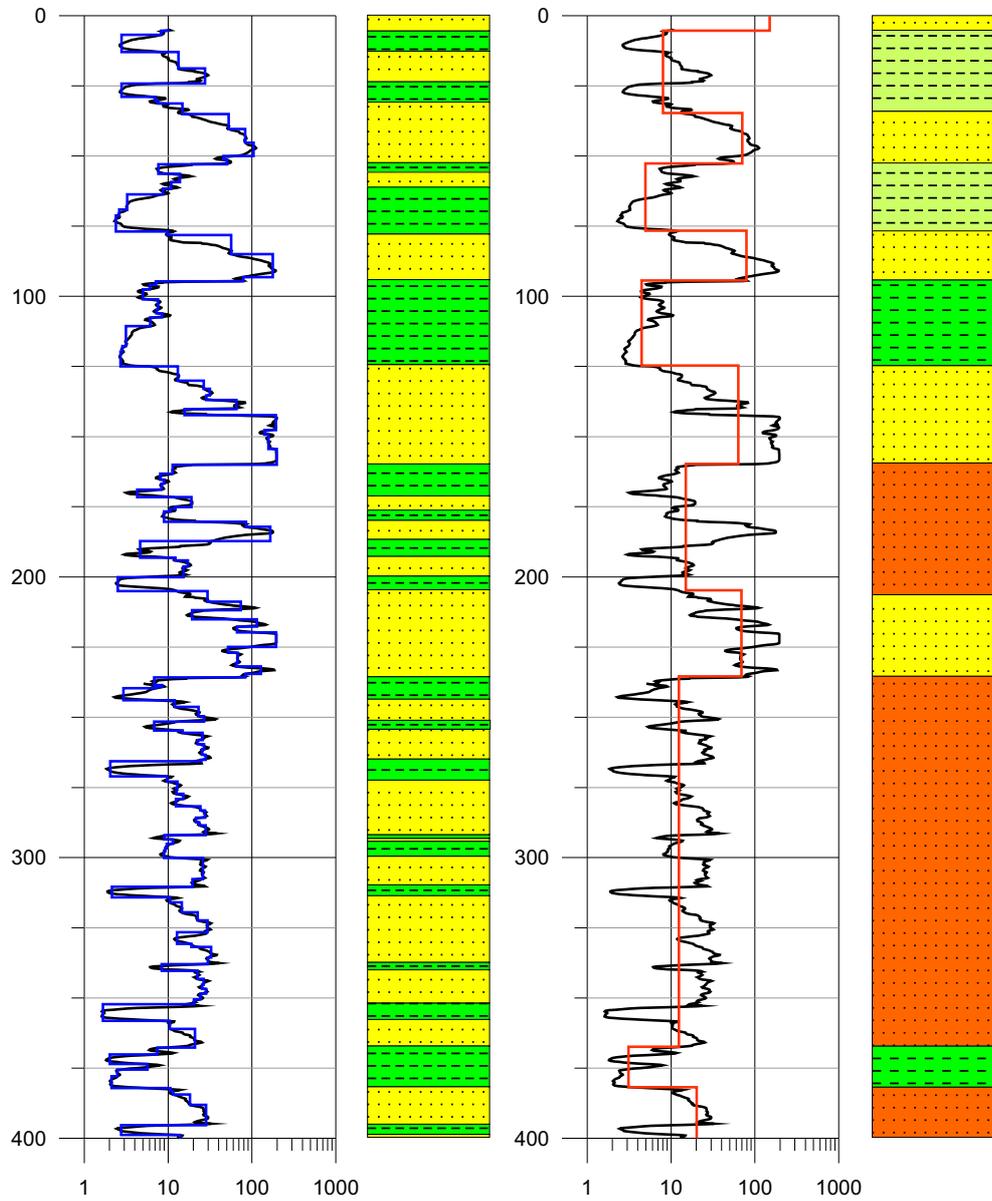


Figura 3.4: Perfil indução do poço composto A-B no intervalo de 0 a 400 m, com interpretação de litologias usando a resistividade das macro-camadas.

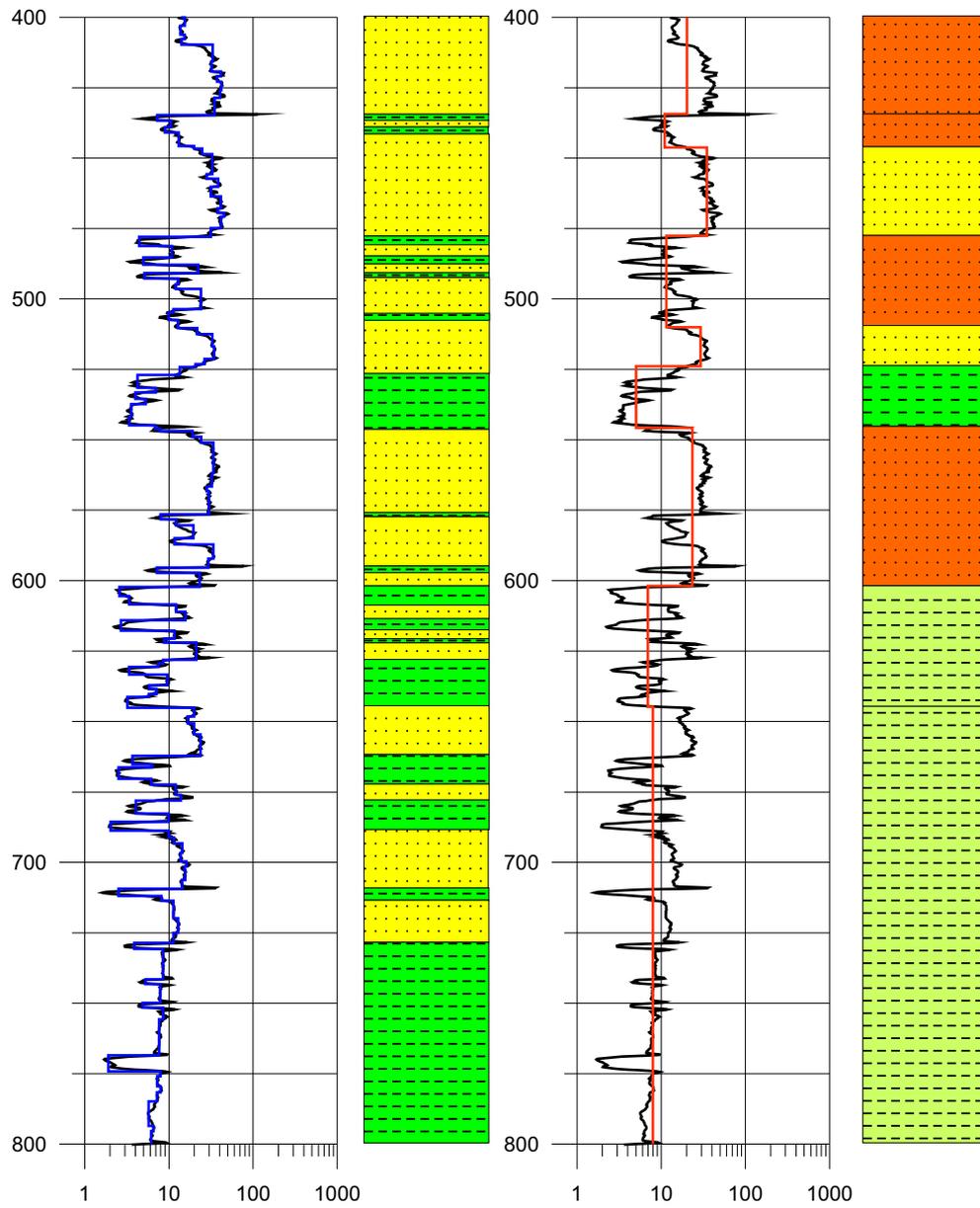


Figura 3.5: Perfil indução do poço composto A-B no intervalo de 400 a 800 m, com interpretação de litologia usando a resistividade das macro-camadas.

Com os dados de resistividade e espessura das macro-camadas definidas nos perfis, modelamos sondagens geoeletricas de IP-resistividade para o poço composto A-B, avaliando também o comportamento das curvas de resistividade e de cargabilidade aparentes simulando situações em que as várias camadas arenosas estivessem saturadas com petróleo a 50 e 75 % de saturação.

### 3.3 Modelagens de Sondagens de IP-resistividade

Sondagens elétricas, em geral, medem resistividade e cargabilidade aparentes, sendo estes resultados apresentados em curvas  $\rho_a$  versus  $AB/2$  e  $m_a$  versus  $AB/2$ , a primeira em escala bilogarítmica e a segunda em escala log-linear. Podemos obter os valores numéricos de  $\rho_a$  a partir das resistividades e espessuras medidas nos perfis de indução dos dois poços examinados. Para tanto, utilizamos a opção de modelagem do programa RES1D, onde um modelo geoeletrico é fornecido em termos das espessuras e resistividades das camadas, sendo calculada a curva de resistividade aparente. Os modelos de entrada propostos foram determinados a partir das espessuras e resistividades médias das macro-camadas identificadas nos dois perfis.

O comportamento da cargabilidade aparente foi obtido utilizando a variabilidade do  $EF$  nas distintas litologias. Estudos recentes (Lima, 2007) indicam que o  $EF$  varia segundo a saturação em água e a argilosidade da rocha: quanto maior a argilosidade e a saturação em água doce do meio, maior o  $EF$ . Para arenitos com argilosidade entre 10 e 20 % e completamente saturados em água, o  $EF$  pode ser considerado em torno de 10 %. Esse valor foi adotado nas modelagens, quando considerado que os arenitos perfilados estivessem 100 % saturados em água. Os valores médios de resistividade foram calculados utilizando a teoria da seção 2.2. Aplicando a equação (2.15), com o valor de  $EF$  mencionado, encontramos as respectivas resistividades que seriam medidas em uma corrente alternada de alta frequência. Numa segunda modelagem de SEV com esses novos valores de resistividade para os conjuntos de camadas dos perfis obtivemos uma nova curva de resistividade aparente para a condição de alta frequência. Com os dados das duas modelagens de  $\rho_a$  versus  $AB/2$  e usando a equação (2.18), obtivemos curvas técnicas de  $m_a$  versus  $AB/2$ .

Numa primeira modelagem utilizamos os dados relativos ao poço composto A-B. Os resultados simulados de  $\rho_a$  e  $m_a$  versus  $AB/2$  estão ilustrados na Figura 3.6. Em azul, temos o modelo proposto que corresponde a uma sucessão de vinte camadas geoeletricas.

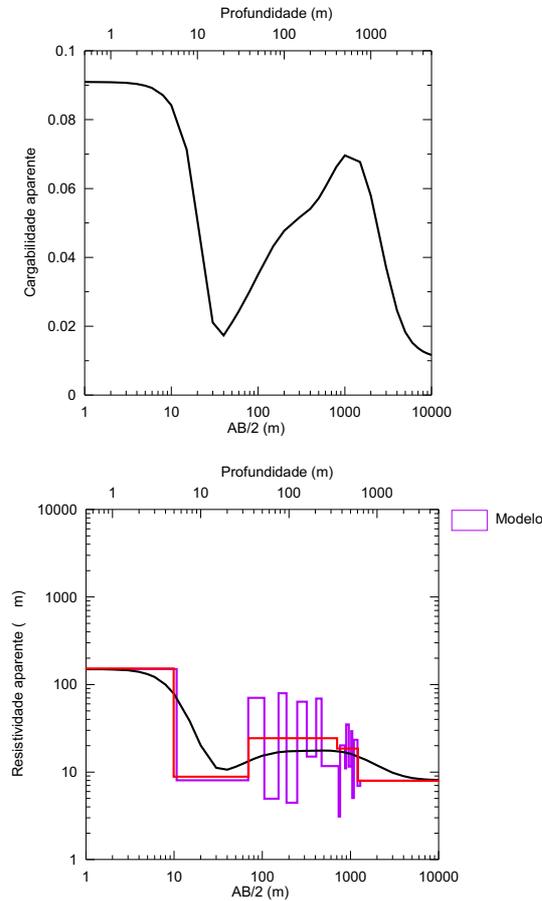


Figura 3.6: Curvas de cargabilidade e resistividade aparente modeladas a partir de dados do poço composto A-B.

Na Figura 3.6 observamos que as curvas teóricas de  $\rho_a$  e  $m_a$  não permitem resolver todos os detalhes do acamamento geolétrico modelado. Uma análise visual dos gráficos e a inversão da curva de  $\rho_a$  permitiu identificar a presença de cinco camadas, conforme definido pela linha vermelha da referida figura. A inversão numérica das duas sondagens foi realizada utilizando o programa RESIST de autoria de Vandey Velpen (Anexo II).

A título de ilustração, apresentamos na Figura 3.7 curvas experimentais de campo ( $\rho_a$ ,  $m_a$ ) representativas do acamamento geolétrico observado na região de Araçás. Podemos considerar que existe uma boa similaridade entre curvas simuladas e observadas tanto de  $\rho_a$  quanto de  $m_a$ .

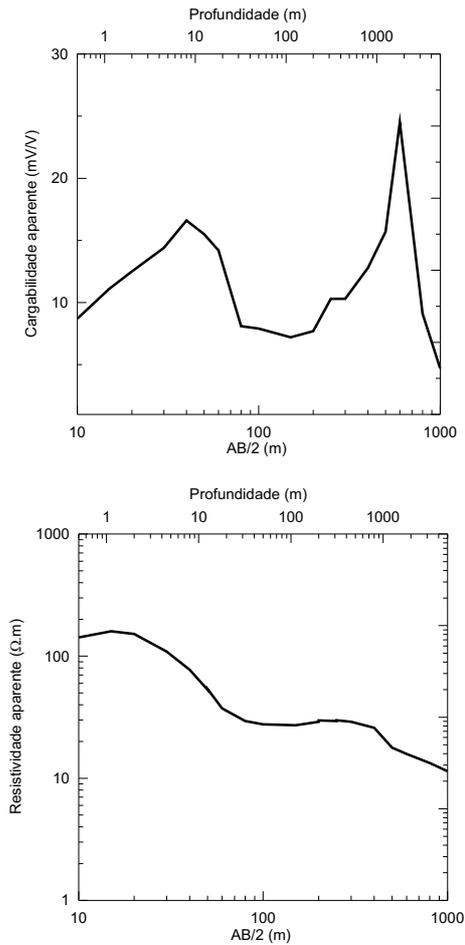


Figura 3.7: Curvas de cargabilidade e resistividade aparente medidas em campo.

O modelo de cinco camadas encontrado pelo ajuste de inversão das curvas de  $\rho_a$  simuladas foi usado para avaliar a possibilidade de detecção da existência de petróleo em algumas das seções arenosas identificadas na Figura 3.8. O modelo inicial tomado para referência considera que as camadas predominantemente arenosas situadas acima de 800 m de profundidade estão saturadas em água doce.

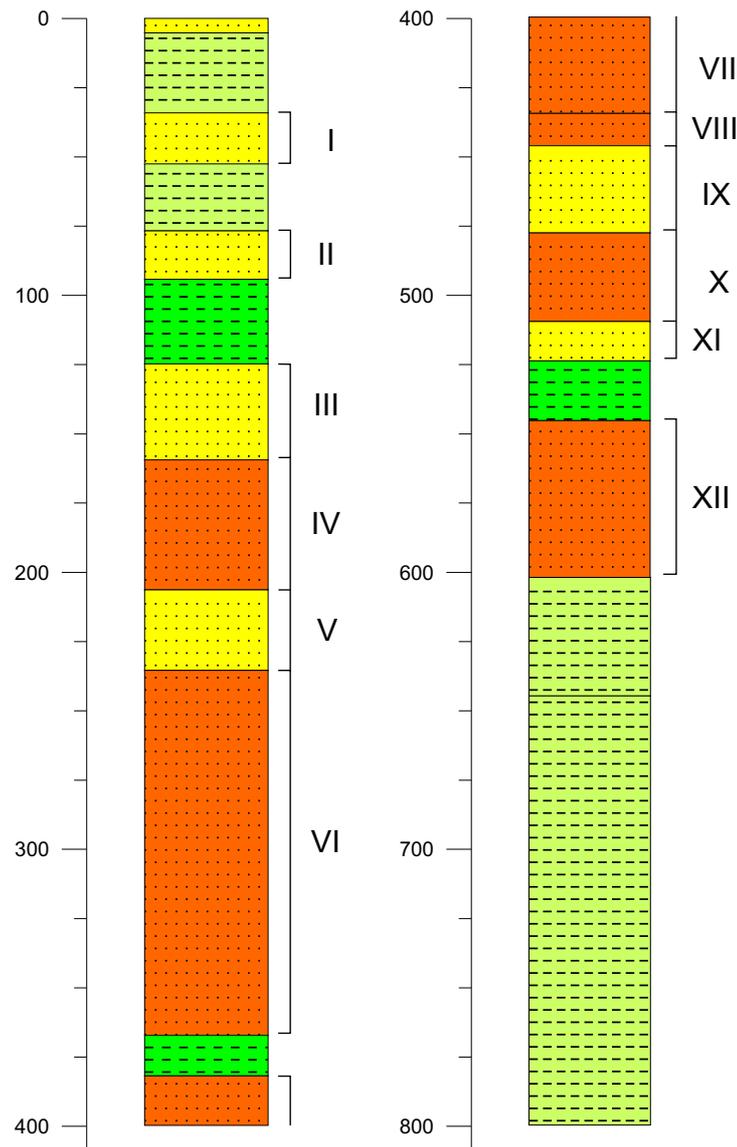


Figura 3.8: Identificação das camadas predominantemente arenosas a serem simuladas como reservatórios de petróleo.

Primeiramente, foram calculadas as novas resistividades para o modelo de vinte camadas caso suas saturações em óleo,  $S_{oil}$ , fossem iguais a 50 e 75 %. Para tanto, utilizamos a equação (2.4), considerando  $n = 2$ , e  $S_w = 1 - S_{oil}$ . Com esses novos dados de resistividade, o mesmo procedimento para cálculo da resistividade e cargabilidades aparentes foi realizado, adotando um  $EF$  de 6 % e 2 % para os arenitos com  $S_w$  igual a 50 % e 25 %, respectivamente. Os resultados teóricos das curvas de resistividade e cargabilidade aparentes para algumas possibilidades de existência de petróleo nas camadas arenosas identificadas são ilustrados nas Figuras 3.9, 3.10 e 3.11.

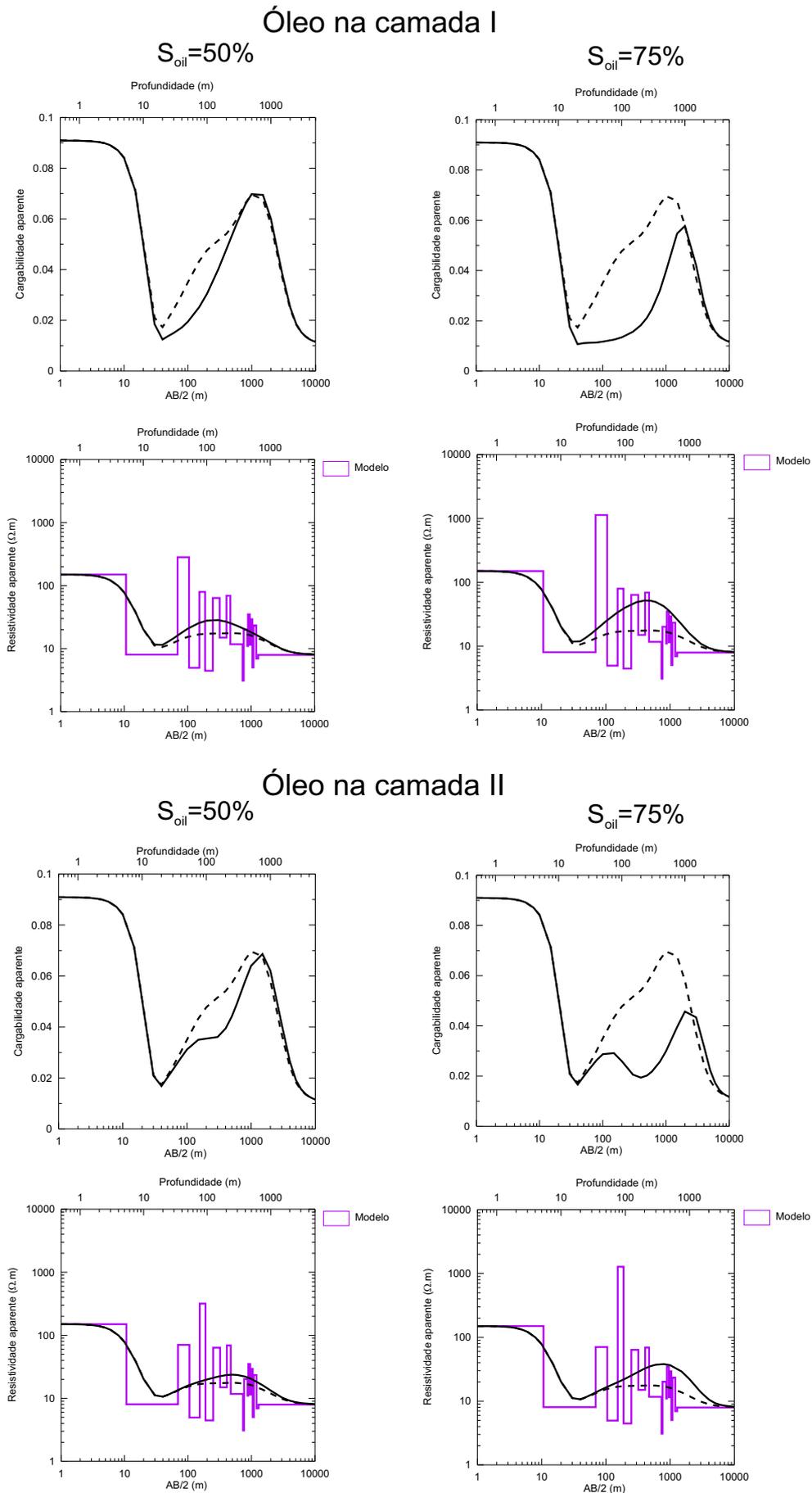


Figura 3.9: Curvas de resistividade e cargabilidade para simulações de saturação em petróleo na camada arenosas - parte 1.

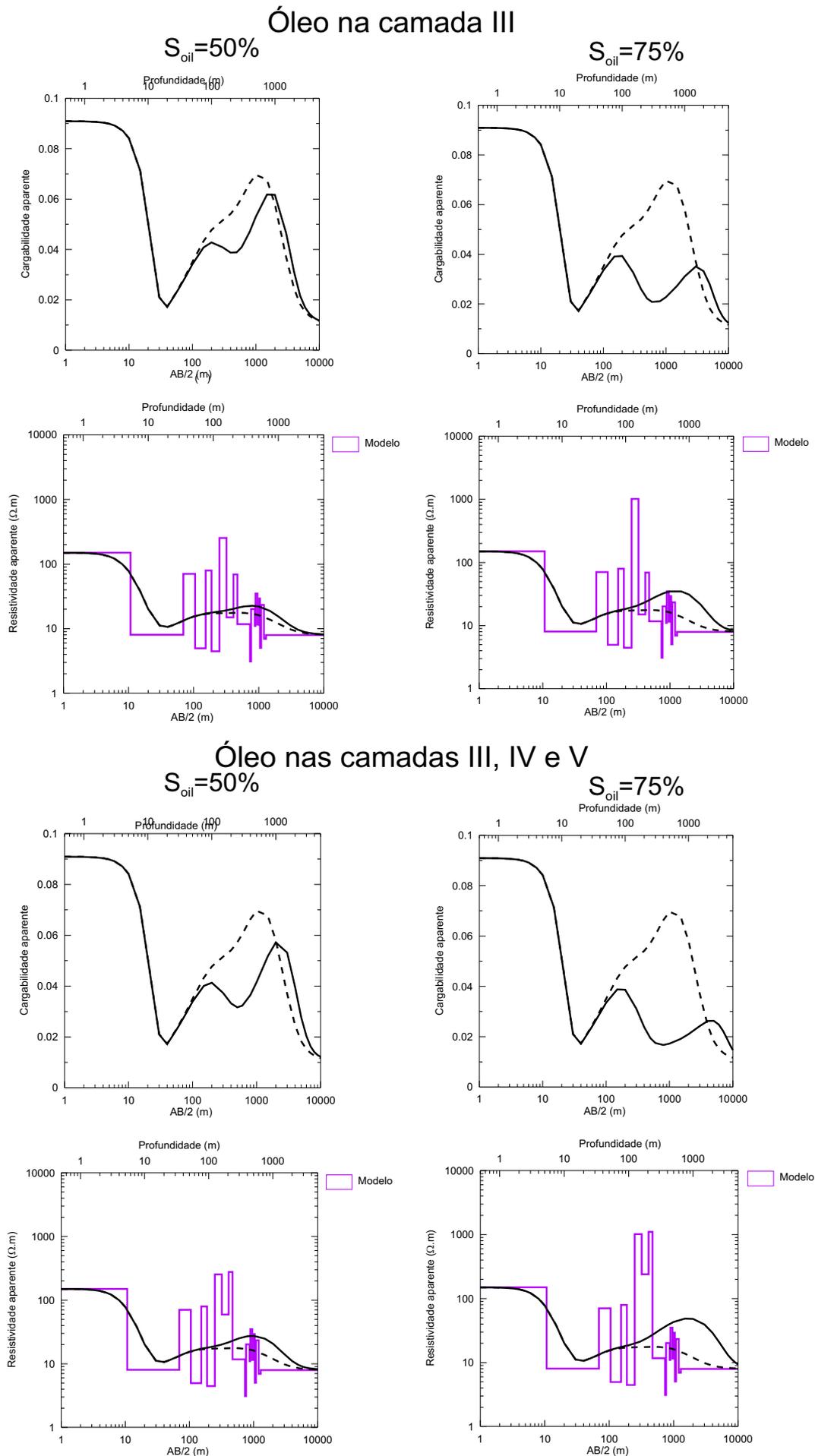


Figura 3.10: Curvas de resistividade e cargabilidade para simulações de saturação em petróleo na camada arenosas - parte 2.

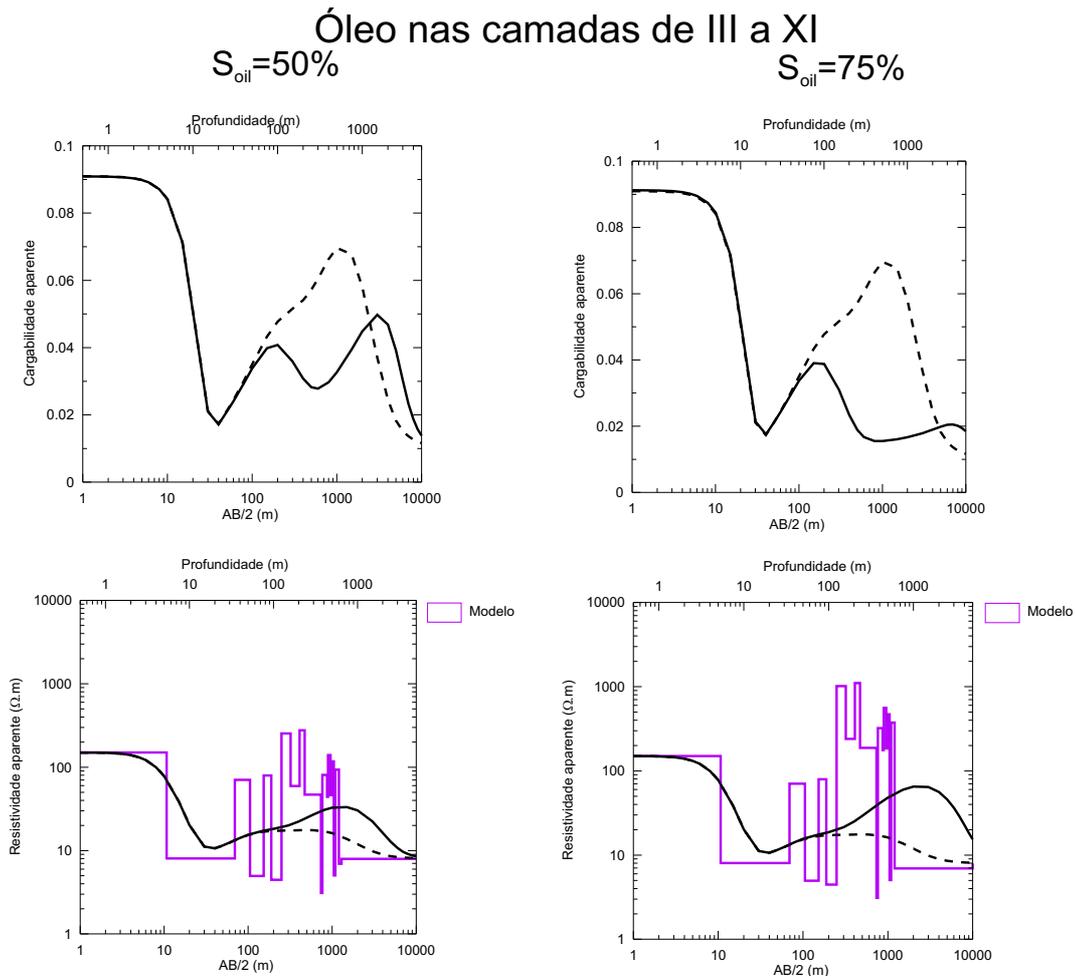


Figura 3.11: Curvas de resistividade e cargabilidade para simulações de saturação em petróleo nas camadas arenosas - parte 3.

Na Figura 3.9, temos, em tracejado, as curvas de resistividade e cargabilidade aparentes de referência considerando apenas a saturação em água doce das camadas arenosas. Percebe-se que, na presença de óleo nas camadas I ou II (ver Figura 3.8) a curva de resistividade aparente sofre um discreto aumento, de maior proporção quando maior é a saturação em óleo das camadas. As curvas de  $m_a$ , por sua vez, mostram alterações mais acentuadas. Nos casos das Figura 3.10 e 3.11 camadas com óleo em maiores profundidades podem ser detectadas tanto pelo aumento sensível na resistividade quanto por distorções em  $m_a$  nas zonas saturadas em óleo, que são de amplitude tanto menor quanto maior o volume de petróleo nos estratos.

Dessa forma, as medidas de resistividade e de polarização induzida usadas em combinação podem ser capazes de identificar zonas saturadas de óleo em ambientes geológicos de águas doces como o da Formação São Sebastião. As respostas geolétricas estão associadas tanto a quantidade de óleo presente nas camadas quanto com a profundidade do reservatório.

## CAPÍTULO 4

### Conclusões

A exploração petrolífera em campos maduros necessita cada vez mais de novas técnicas que possam auxiliar o imageamento das acumulações de óleo e gás. No caso de bacias terrestres com existência de sistemas petrolíferos e sistemas aquíferos, como a Bacia do Recôncavo, a identificação e delimitação de reservatórios em ambientes de água doce é de fundamental importância. Nesse sentido, a possibilidade de utilização de métodos elétricos associados para exploração petrolífera foi testada.

As modelagens indicam que respostas de sondagens de IP-resistividade se mostram promissoras para a identificação de reservatórios de petróleo nesses ambientes. As curvas de resistividade aparente respondem mais discretamente a suposta presença de acumulações de óleo. Mas a depender do volume deste, o método pode chegar a detectar a presença de uma nova camada resistiva. O que assegura que a elevação de resistividade indica presença de hidrocarboneto é a sensível redução nas curvas de carga aparente, devido a inexistência de efeitos de IP na presença de óleo.

Os métodos combinados se mostram sensíveis a quantidade de saturação em óleo das rochas, sendo mais eficazes à profundidades relativamente baixas. Sugere-se que sondagens elétricas de IP-resistividade sejam realizadas em regiões de ocorrência comprovada de óleo em meio a arenitos saturados em água doce para verificar as respostas reais desses métodos.

# Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus por todas as oportunidades, barreiras, vitórias e dificuldades ao longo dessa jornada. Sem Sua força nada seria possível.

Agradecimento sinceros:

À ANP, pelo apoio financeiro; à PETROBRAS pela disponibilização de dados; ao CPGG, pela estrutura física;

Ao meu orientador Olivar A. L. de Lima, pela confiança, apoio e disposição, sempre paciente e solícito diante de minhas dificuldades;

A Marco Schinelli e Hédison Sato pela participação em minha banca e pelas idéias sugeridas ao trabalho;

Ao professor Milton Porsani pelo auxílio na parte de programação;

Ao professor Amin Bassrei pelas sugestões e apoio ao longo do curso;

Aos professores do curso, por todo conhecimento transmitido;

Ao pessoal do CPGG:

– Joaquim Lago, por todo auxílio desde o início do curso;

– D. Ana, pelos conselhos e momentos de descontração;

– Lene, pela disposição em ajudar sempre que preciso;

À minha família: pai, Joselito Freitas, irmão, Charles e avós Maria Euzébia (em memória) e Angelita, por minha formação pessoal e pelo apoio ao longo de minha vida. Em especial, ao meu irmão Allan, por todo auxílio em meus estudos, mais que um irmão, um verdadeiro pai, e a minha mãe, Vera Lúcia, pelo amor incondicional e por toda força nos momentos de maior dificuldade;

Ao meu namorado, Gilson, por todo companheirismo, compreensão, apoio e carinho.

À professora Jacira, pelas sugestões no trabalho, pelos ensinamentos acadêmicos e de vida e por todo carinho. Muito mais que uma professora, uma verdadeira mãe;

Aos colegas de curso, pela convivência e momentos de alegria. Em especial:

– minha turma de 2005, onde cultivei grandes amizades;

- Emmanoelle, Silmara, Marcy e Tatiana, pessoas com as quais sempre pude contar;
  - Luiz Eduardo, pela ajuda no trabalho e inquestionável amizade;
  - Alan (tio), pela incrível solicitude em todos os momentos;
  - Joelson e Rogério pelo auxílio em etapas desse trabalho.
- e por fim, aos colegas já formados, Martonni, Breno e Daniel, verdadeiros amigos que fazem muita falta.

## Referências Bibliográficas

- ANP (2002) Seminário Jurídico/Fiscal e Workshop Técnicas da Quarta Rodada de Licitações.
- Aragão, M. A. N. F. (1994) Arquitetura, Estilos Tectônicos e Evolução da Bacia do Recôncavo, Brasil, Simpósio sobre Cretáceo do Brasil, 3, Boletim de Resumos, UNESP/IGCE, 165-167.
- Brandão, A. T. (2008) Análise Estratigráfica e Hidrogeológica da Formação São Sebastião no Campo de Araçás bacia do Recôncavo, Bahia.
- Caixeta, J. M. ; Bueno, G. V.; Magnavita, L. P.; Feijó, F. J. (1994), Bacias do Recôncavo Tucano e Jatobá, Boletim de Geociências da PETROBRAS, 8, 163-172.
- Cetrel - Empresa de Proteção Ambiental (2000) Zoneamento de Recursos Hídricos Subterrâneos na Região do Pólo Petroquímico de Camaçari/BA, Relatório Interno, p32.
- Cristina de Lima (1999) Inversão de Multiperfis Verticais de IP-resistividade Obtidos ao Longo de Paredes Rochosas. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Geofísica) UFBA.
- Duarte, O. O.(2003),Dicionário Enciclopédico inglês-português de Geologia e Geofísica, Sociedade Brasileira de Geofísica, 2.
- IBGE (2007), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Dados de Contagem da População.
- IBGE (2008), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Estimativas da População para 1 de julho de 2008,IBGE/DPE/COPIS.
- Johansen, H. K.(1977), A man/ computer interpretation system for resistivity sounding over a horizontally stratified Earth, Geoph. Prosp, 25, 667 - 691.
- Kearey, P.; Brooks; Hill (2002), An Introductions to Geophysical Exploration, Blackwell Science, 3.
- Keller, G. V. and Frischknecht, F. C.(1966), Electrical Methods in Geophysical Prospecting, Pergamon Press, England.
- Lima, O.A.L.(1999), Caracterização Hidráulica e Padrões de Poluição no Aquífero Recôncavo na Região de Camaçari - Dias D'avila.
- Lima, O.A.L.(2007), Bases Petrofísicas para Emprego de Métodos Elétricos e Eletromagnéticos na Exploração Direta de Petróleo, 10th International Congress oh The Brazilian Geophysical

Society, Rio de Janeiro, Brazil, 19-20 November-2007.

Marshall, D. J. and Madden, T. R.(1959), Induced polarization, a study of its causes, *Geophysics*, 24, 790-816.

Martins, W. O.(2000), Inversão Conjunta de Dados de Eletrorresistividade e Polarização Induzida.

Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A.; Cordani, U. G. (2000) Sedimentary Basins of South America. Tectonic Evaluation of South America, 31st International Geological Congress, 389-449.

Milhomem, P. S.; Maman, E. J.; Oliveira, F. M.; Carvalho, M. S. S. C.; Lima W. S.(2003), Bacias Sedimentares Brasileiras, Bacia do Recôncavo, *Revista Phoenix*, 51.

Nascimento, M.; Moraes, L. R. S.; Castro, M. G. R.; Santana, A. V. A.(2008), Estudos Qualitativos de Águas Subterrâneas como Componente do Plano Municipal de Saneamento Ambiental de Alagoinhas, Brasil., IBGE/DPE/COPIS.

Nery, G. G.(1989), Perfilagem Geofísica de Poços., *Boletim técnico da Petrobras*.

Nery, G. G.(2004), Perfilagem Geofísica de Poços., *Notas de Aula*.

Raja Gabaglia, G. P.(1991), Paleosismicidade e Sedimentação - Evidências no Compartimento Sul da Bacia do Recôncavo, Bahia, *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 5, 39-68.

Regali, M. S. P.(1996), Zoneamento Palinológico e Paleoclima da Bacia do Recôncavo e do Tucano, Relatório interno não publicado (Petrobras/DEXBA),9.

Reis, A. C.; Rocha, P. S.; Ferreira, L. E.; Correia, J. S., Alves, R. L.; Viana, M.(2005), Avaliação dos Impactos dos *royalties* no Desenvolvimento dos Municípios Arredores da Bacia do Recôncavo, III Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás.

Santos, C. F.; Cupertino, J. A.; Braga, J. A. E. (1990), Síntese sobre a Geologia das Bacias do Recôncavo Tucano e Jatobá. Origem e evolução de bacias sedimentares, Dover, New York, II.

Sato, H. K.(2002), Métodos Elétricos (Notas de aula).

SEI (1999), Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia, Análise de Atributos Climáticos do Estado da Bahia.

Seigel, H. O.(1959), Mathematical Formulation and Type Curves for Induced Polarization., *Geophysics*, 24, 547-565.

Telford, W. M. and Geldart, L. P. and Sheriff R. E. and Keys D. A. (1976), *Applied Geophysics*, Cambridge Un. Press, Cambridge.

## ANEXO I

# Programa de Filtragem Mediana

```
!-----
!   Abre o arquivo de dados, aplica o filtro e entrega o arquivo de saida
!   com o traco filtrado.
!
!   Parametros de entrada:
!   - x(:) => traco de entrada;
!   Parametros de saida:
!   - xfilt(:) => traco filtrado
!-----
      allocatable x(:),xfilt(:),xaux(:)

      m= ; l= !(numero impar)
      allocate(x(m),xfilt(m),xaux(m))
!-----

      iu=10
      open(iu,file='data.dat ',status='unknown')
      do i=1,m
          read(10,*)prof,x(i)
!       write(*,101)i,prof,x(i)
      enddo
101 format(i5,2f14.7)
      write(*,*)'numero de iteracoes'
      read(*,*)niter
      open(20,file='output.dat',status='unknown')
      xaux(1:m)=x(1:m)
      do i=1,niter
          write(*,*)'fazendo a iteracao = ', i
          call filt_mediano(m,l,xaux,xfilt)
          xaux(1:m)=xfilt(1:m)
      enddo
      do i=1,m
          write(20,*)xfilt(i)
          write(*,101)i,x(i),xfilt(i)
      enddo
      deallocate(x,xfilt,xaux)
      stop
      end
!-----

      subroutine filt_mediano(m,l,x,xfilt)
!-----
!   Aplica o filtro desde a amostra l/2+1, ate a amostra m-l+1, copiando os
!   dados iniciais e finais do traco de entrada.
!   Parametros de entrada:
!   -m => numero de amostras;
!   -l => largura da janela;
!   -x => traco de entrada;
```

```

!      Parametros de saída:
!      -xfilt => traco de saída.
!-----
dimension x(m), xfilt(m)
i0=1/2
xfilt(1:l/2)=x(1:l/2)
xfilt(m-l+2:m)=x(m-l+2:m)
do j=1,m-l+1
  call median(1,x(j),xfilt(j+i0))
enddo
return
end

!-----

subroutine median(lx,x,xmediano)
!-----
!      Pega o vetor organizado em ordem crescente e entrega o valor mediano.
!      Parametros de entrada:
!      - lx => numero de amostras segundo a largura do filtro;
!      - x => vetor com lx elementos;
!      Parametros de saída:
!      - xmediano => valor mediano do vetor x.
!-----
dimension x(lx)
allocatable xaux(:)
allocate (xaux(lx))
call sort (lx,x,xaux)
i0=(lx/2)+ 1
xmediano = xaux(i0)
deallocate (xaux)
return
end

!-----

subroutine sort (lx,x,xrank)
!-----
!      Organiza o vetor x(lx) em ordem crescente e devolve em xrank(lx).
!      Parametros de entrada:
!      - lx => numero de amostras segundo a largura do filtro;
!      - x => vetor com lx elementos;
!      Parametros de saída:
!      - xrank => vetor x(lx) organizado em ordem crescente.
!-----
dimension x(lx),xrank(lx)
allocatable yaux(:),xaux(:)
allocate(yaux(lx),xaux(lx))
ly=lx
xaux(1:ly)=x(1:ly)
do j=1,ly
  imin=1
  do i= 1,ly
    if(xaux(imin).gt.xaux(i))imin=i
  enddo
  xmin=xaux(imin)
  xrank(j)=xmin
  i1=1
  do i= 1,ly
    if(i.ne.imin)then
      yaux(i1)=xaux(i)
      i1=i1+1
    enddo
  enddo
enddo

```

```
    endif
  enddo
  ly=ly-1
  do i=1 ,ly
    xaux(i)=yaux(i)
  enddo
enddo
deallocate(xaux,yaux)
return
end
```

## ANEXO II

# Inversão da Curva Modelada $\rho_a$ do Poço Composto A-B

