

Gustavo da Silva Mendes

**OBTENÇÃO DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS DO AQUÍFERO
EMBORÊ (NORTE FLUMINENSE) COM BASE NA VARIAÇÃO
PIEZOMÉTRICA EM POÇOS TUBULARES**

**Trabalho de conclusão de curso
(Bacharelado em Geologia)**



UFRJ

Gustavo da Silva Mendes

**OBTENÇÃO DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS DO AQUÍFERO EMBORÊ
(NORTE FLUMINENSE) COM BASE NA VARIAÇÃO PIEZOMÉTRICA EM
POÇOS TUBULARES**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Gerson Cardoso da Silva Junior - UFRJ
Mónica Filipa Sousa Fernandes - UFRJ

Gustavo da Silva Mendes

Obtenção De Parâmetros Hidráulicos Do Aquífero Emborê (Norte Fluminense) Com Base Na Variação Piezométrica Em Poços Tubulares/ Gustavo da Silva Mendes - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2016.

xii, 55 p.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2016.

Orientador(es): Gerson Cardoso da Silva Junior, Mónica Filipa Sousa Fernandes.

1. Geologia. 2. IGeo – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Gerson Cardoso da Silva Junior da UFRJ. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, graduação em Geologia. III. Título.

Gustavo da Silva Mendes

OBTENÇÃO DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS DO AQUÍFERO EMBORÊ (NORTE
FLUMINENSE) COM BASE NA VARIAÇÃO PIEZOMÉTRICA EM POÇOS
TUBULARES

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito necessário à obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.

Área de concentração:

Nome do Setor

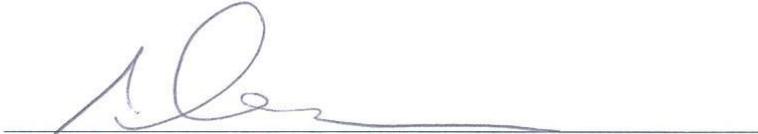
Orientadores:

Gerson Cardoso da Silva Junior - UFRJ

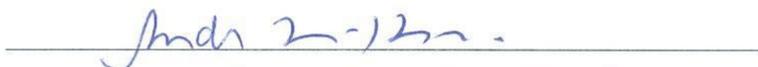
Mónica Filipa Sousa Fernandes - UFRJ

Aprovada em: 30 / 09 / 2016

Por:


Gerson Cardoso da Silva Junior (D.Sc. UPC, Espanha)


Mónica Filipa Sousa Fernandes (M.Sc. UFRJ)


Andrea Ferreira Borges (D.Sc. PUC-RJ)


Maria da Gloria Alves (D.Sc. UFRJ)

Dedico este trabalho a minha mãe, Leila que dedicou toda sua vida a mim e aos meus irmãos.

Agradecimentos

A minha mãe Leila da Silva por tudo que fez por mim, por todo carinho, dedicação e ensinamentos que, a cada dia fazem de mim uma pessoa melhor. Ao meu padrasto Sérgio Ricardo que sempre me fez sentir amado como um filho, estando presente em todos os momentos, sendo um pai para mim.

Ao meu pai Marcos Mendes, por todo o apoio e ajuda concedidos, e por estar sempre torcendo por mim.

Aos meus irmãos Sérgio Ricardo e João Pedro por todo afeto, ao meu primo Pedro Paulo por tanto carinho, e a todos outros familiares pelos momentos compartilhados.

A minha namorada Bruna Rabelo que esteve ao meu lado, me apoiando em todos os momentos.

Aos meus orientadores Mónica Fernandes e Prof. Gerson Cardoso pelo conhecimento, tempo e paciência.

Aos meus amigos Viktor Louback, Daniel West, Estevão Cruzick e Caio Átila pela convivência ao longo da graduação, fazendo desse um momento mais alegre.

Aos novos amigos do Setor de Outorga do INEA, em especial a Cátia Siqueira por toda compreensão e ajuda nos últimos meses.

SUMÁRIO

Agradecimentos	vi
Sumário	vii
Lista de figuras	viii
Lista de tabelas	x
Resumo	xi
Abstract	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos.....	2
1.2. Estruturação do Trabalho.....	2
2. CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO	4
2.1. Aspectos Fisiográficos.....	5
2.2. Geologia Regional	6
2.2.1. Formação Emborê.....	11
2.3. Contexto Hidrogeológico	12
3. REFERENCIAL TEÓRICO	21
3.1. Conceitos básicos sobre o fenômeno da maré	21
3.2. Difusividade hidráulica e efeito maré sobre aquíferos confinados.....	23
3.3. Exemplos de estudos	24
4. METODOLOGIA	26
4.1 Aquisição de Dados	26
4.2. Tratamento dos dados	33
4.3. Interpretação dos gráficos e cálculo da difusividade hidráulica.....	34
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
5.1. Estimativa de parâmetros nos poços de monitoramento estudados.....	37
5.2. Comparação com trabalhos anteriores.....	49
6. CONCLUSÃO	51
7. RECOMENDAÇÕES	53
8. REFERÊNCIAS	55

Lista de figuras

Figura 1: Localização da área de estudo.....	4
Figura 2: Localização da Bacia de campos, limitada pelos Altos estruturais de Vitória e de Cabo Frio e pelo embasamento cristalino em sua parte continental (MORAES, 1989).....	6
Figura 3: Evolução das bacias sedimentares litorâneas brasileiras, indicando as Megassequências continental rifte (D. João até Buricica-Jiquiá), evaporítica transicional (Alagoas) e carbonática de plataforma rasa (Albiano), (CHANG et al., 1988).....	8
Figura 4: Carta estratigráfica da Bacia de Campos compilada por Winter et al. (2007).	10
Figura 5: Seção geológica NW-SE da Bacia de Campos apresentando as Megassequências estratigráficas. Modificado de Guardado et al. (1989) por Martins (2007).....	11
Figura 6: Domínio hidrogeológico do estado do Rio de Janeiro (Fonte: DRM, 2006).	13
Figura 7: Delimitação dos Aquíferos da Região de Campos dos Goytacazes (Caetano, 2000).	14
Figura 8: Mapa de Favorabilidade Hidrogeológica da porção Norte Fluminense do estado do Rio de Janeiro, com perfil (CPRM, 2001).	16
Figura 9: Subdivisão dos aquíferos sedimentares da Bacia de Campos dos Goytacazes (CAPUCCI, 2003).	17
Figura 10: Perfil Hidrogeológico da Bacia de Campos (CAPUCCI, 2003).	18
Figura 11: Mapa Hidrogeológico da Porção emersa da Bacia de Campos (SILVA JR. et al, 2014).....	20
Figura 12: Marés de sizígia e de quadratura (Fonte: Miguens ,1996).	21
Figura 13: Parâmetros da maré, (Miguens, 1996).	22
3.3. Exemplos de estudos	24
Figura 14: Comparação entre a carga hidráulica no poço e o nível da maré (Fernandes et al., 2016).....	25
Figura 15: Sensor multiparamétrico mini-diver.	26
Figura 16: Ilustração do poço com o sensor instalado. P é a profundidade de instalação do sensor a partir da superfície e C a carga hidráulica no sensor.	27
Figura 18: Poço UFRJ 02.	28
Figura 19: Poço UFRJ 03.	29
Figura 20: Poço UFRJ 04.	30
Figura 21: Poço UFRJ 05.	31
Figura 22: Interface do Software Diver Office.....	33

Figura 23: Comportamento da carga hidráulica em um poço em regime de bombeamento. ...	34
Figura 24: Ilustração dos pontos de inflexão do nível da maré e seus correspondentes na carga hidráulica no poço.	35
Figura 25: Distância do poços UFRJ 01, 02, 03 e 04 até a linha de costa (Fonte: Google Earth).	36
Figura 26: Distância do poço UFRJ 05 até a linha de costa (Fonte: Google Earth).	36
Figura 27: Gráfico indicando a carga hidráulica no POÇO UFRJ 01, durante um ensaio de bombeamento.	37
Figura 28: Gráfico da carga hidráulica no POÇO UFRJ 01 durante estabilização do nível da água durante o ensaio de bombeamento.	38
Figura 29: Comparação entre a carga hidráulica durante estabilização do nível da água com o nível da maré oceânica.	39
Figura 30: Carga hidráulica do Poço UFRJ 02 durante ensaio de bombeamento.	40
Figura 31: Gráfico da carga hidráulica no Poço UFRJ 02 durante estabilização do nível da água durante o ensaio de bombeamento.	40
Figura 32: Comparação entre a carga hidráulica durante estabilização do nível da água no Poço UFRJ 02 com o nível da maré oceânica.	41
Figura 33: Nível da maré oceânica e carga hidráulica do Poço UFRJ 02 durante monitoramento.	41
Figura 34: Carga hidráulica no Poço UFRJ 03 durante ensaio de bombeamento.	42
Figura 35: Gráfico da carga hidráulica no Poço UFRJ 03 durante estabilização do nível dinâmico durante o ensaio de bombeamento.	43
Figura 36: Comparação entre a carga hidráulica durante estabilização do nível da água com o nível da maré oceânica.	43
Figura 37: Variação da carga hidráulica no Poço UFRJ 04 devido ao efeito maré.	44
Figura 38: Comparação da carga hidráulica no Poço UFRJ 04 com o nível da maré.	45
Figura 39: Carga hidráulica do Poço UFRJ 05 durante ensaio de bombeamento.	46
Figura 40: Comparação entre a carga hidráulica no poço e o nível da maré.	46
Figura 41: Gráfico da distância dos poços até a linha de costa, com seus respectivos tempo de retardo (cristas) observados nos poços.	48
Figura 42: Gráfico da distância dos poços até a linha de costa, com respectivos valores de difusividade hidráulica.	48

Lista de tabelas

Tabela 1: Coordenadas geográficas dos cinco poços, Datum WGS 84.	5
Tabela 2: Síntese dos dados de monitoramento da carga hidráulica disponibilizados pelo Projeto Emborê.	32
Tabela 3: Valores de distância, tempo de retardo e difusividade hidráulica obtidas nos poços estudados.	47
Tabela 4: Valores de transmissividade e coeficiente de armazenamento, obtidos a partir de ensaios de bombeamento (Silva Jr. <i>et al.</i> , 2014), e respectivo cálculo da difusividade hidráulica.	49
Tabela 5: Valores máximo e mínimo de difusividade hidráulica, obtidos a partir do monitoramento de oito meses (Fernandes <i>et al.</i> , 2016).	49
Tabela 6: Valores de difusividade obtidos no presente trabalho e nos trabalhos anteriores. ...	50

Resumo

Mendes, Gustavo da Silva Nome. **Obtenção de parâmetros hidráulicos do Aquífero Emborê (Norte Fluminense) com base na variação piezométrica em poços tubulares.** Rio de Janeiro, 2016. xii, 55 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O presente estudo foi realizado no litoral da região norte do estado do Rio de Janeiro. É uma área que vem sofrendo com a decorrente seca nos últimos anos, que vem afetando a população e a indústria, gerando problemas quanto ao acesso à água e que leva a população a procurar fontes alternativas desse recurso, acarretando no aumento do número de poços e no uso inadequado uso dos recursos hídricos. O Aquífero Emborê tem caráter confinado, formado por rochas sedimentares da Bacia de Campos, é considerado o maior manancial subterrâneo do estado, podendo ser uma solução para o abastecimento local. Deste modo, o conhecimento de suas propriedades é de grande importância, sendo a motivação desse trabalho. Dessa forma, neste trabalho, foram utilizados dados de monitoramento do nível piezométrico em cinco poços, que captam esse sistema aquífero, possibilitando a avaliação da influência de cargas externas (efeito maré). Utilizando um processo não convencional, com base nessa interferência, foi possível calcular a difusividade hidráulica a partir do tempo de retardo entre o nível da maré e o nível piezométrico nos poços, possibilitando compreender as influências de cargas externas nos poços de monitoramento e deste modo obter informações hidráulicas, avaliando a confiabilidade desta metodologia empregada, que ainda é pouco estudada.

Palavras-chave: Aquífero Emborê; Efeito Maré; Difusividade Hidráulica.

Abstract

Mendes, Gustavo da Silva Nome. **Obtaining hydraulic parameters of the Aquifer Emborê (North Fluminense) based on piezometric variations in wells.** Rio de Janeiro, 2016. xii, 55 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

This study was carried out on the coast of the northern region of the state of Rio de Janeiro. It is an area that has suffered from the drought caused in recent years, which has affected the population and industry, generating problems in access to water and leads people to look for alternative sources of this resource, resulting in increasing the number of wells and use inappropriate use of water resources. The Emborê Aquifer has confined character, formed by sedimentary rocks of the Campos Basin, is the largest state of groundwater and can be a solution to the local supply, so the knowledge of their properties is of great importance and motivation of this work. Thereby, in this study were used water level monitoring data of five wells, which capture this aquifer system, enabling the evaluation of the influence of external loads (tidal effect). Using an unconventional process, based on this interference, it was possible to calculate the hydraulic diffusivity from the time delay between the level of the tide and the water level in the wells, enabling understand the influences of external loads on the monitoring wells and obtain hydraulic information, evaluating the reliability of this methodology, which is still understudied.

Keywords: Emborê Aquifer; Hydraulic Diffusivity; Tidal Effect.

1. INTRODUÇÃO

A água é um recurso natural essencial para a vida, sendo também imprescindível para a todas as atividades da civilização humana (indústria, agropecuária, serviços). A demanda hídrica é crescente, principalmente nas áreas mais urbanizadas e nos polos industriais. Levando em consideração o aumento das dificuldades de acesso à água pela população devido a épocas de seca e também ao crescente problema de degradação dos recursos hídricos mais acessíveis (superficiais), os reservatórios subterrâneos tornam-se alvos de maior exploração, nem sempre realizada com estudos prévios adequados e de modo sustentável.

O aumento da utilização de recursos hídricos, portanto, implica na necessidade de obter conhecimento sobre a dinâmica que rege os reservatórios hídricos, tanto os superficiais quanto os subterrâneos, devido a interação entre rios, aquíferos e águas pluviais (ciclo das águas). Dessa forma, o monitoramento dos mananciais subterrâneos torna-se essencial para uma gestão integrada dos recursos hídricos, buscando a utilização sustentável pela população. Para esse melhor gerenciamento, é necessário o conhecimento das características hidrogeológicas do sistema aquífero a ser explorado.

Levando em consideração a baixa eficiência da gestão do abastecimento público de água no estado do Rio de Janeiro e a recente ocorrência de uma crise hídrica, percebe-se que a região do litoral Norte do estado, onde foi realizado o estudo, apresenta grandes dificuldades devido ao difícil acesso à água e vulnerabilidade a secas, evidenciando a importância de estudos acerca dos recursos hídricos do local.

Na região Norte do estado do Rio de Janeiro encontra-se um dos maiores aquíferos do estado, possuindo um alto potencial hídrico, representado pelo aquífero Emborê. Portanto, devido aos problemas citados enfrentados na região e a simultânea presença de um importante reservatório, é de suma importância o avanço sobre o conhecimento hidráulico/hidrodinâmico desse sistema aquífero.

Apesar de grande parte da população utilizar poços rasos para captar água, o aquífero Emborê ainda é pouco explorado, devido a profundidade que se encontra e custo elevado do acesso a esse recurso. As informações hidrogeológicas desse sistema aquífero são escassas, restringindo-se a trabalhos como os de Caetano (2000), CPRM (2001), Capucci (2003), Silva Jr. *et al.* (2014) e Fernandes *et al.* (2016). Dessa forma, há a necessidade do desenvolvimento de novos estudos visando promover a caracterização adequada dessa unidade.

Assim, buscando o avanço do conhecimento sobre as propriedades físicas do aquífero local, este trabalho baseou-se em uma metodologia não convencional, utilizando dados

fornecidos pelo Projeto Emborê (trabalho realizado por SILVA JR. *et al.*, 2014, no âmbito da Rede Temática “Programa Gerenciamento de Águas no Segmento Produção de Petróleo” da ANP/PETROBRAS) para obter um importante parâmetro hidrogeológico do aquífero, a difusividade hidráulica (que é a razão da transmissividade pelo coeficiente de armazenamento do aquífero).

A metodologia aqui proposta consiste em utilizar os dados sobre o monitoramento de variações da carga hidráulica em função das oscilações de maré oceânica em cinco poços na região, a fim de avaliar a interferência no nível piezométrico, e conseqüentemente obter a difusividade hidráulica do sistema, fenômeno já conhecido e estudado há algumas décadas (TODD, 1959), cuja aplicação iniciou-se recentemente na área do estudo. Posteriormente, realizou-se uma comparação dos resultados calculados com parâmetros obtidos a partir de testes de bombeamento de trabalhos anteriores, e também de um estudo semelhante que consistiu em um monitoramento por tempo prolongado (FERNANDES *et al.*, 2016).

1.1. Objetivos

O presente trabalho consiste em um estudo hidrodinâmico do aquífero costeiro confinado, denominado Emborê, analisando o efeito da maré oceânica no nível piezométrico em poços que o captam, e utilizar dessa avaliação para calcular a difusividade hidráulica desse sistema. Efetuar também uma comparação com os resultados obtidos com trabalhos anteriores, a fim de avaliar a metodologia empregada.

Para atingir este objetivo, foi realizado uma seqüência de ações: obtenção de dados prévios do nível da água em poços de monitoramento na região (disponibilizados pelo projeto Emborê de Silva Jr. *et al.* 2014), processamento desses dados gerando gráficos, e conseqüente interpretação dos mesmos adquirindo informações que permitiram finalmente calcular a difusividade hidráulica.

1.2. Estruturação do Trabalho

A apresentação do trabalho pode assim ser esquematizada: primeiramente, no presente capítulo, apresentam-se as motivações, justificativas e os objetivos do trabalho; em seguida, no Capítulo 2, as características da região, incluindo a localização da área de estudo com a posição dos poços a qual se referem os dados utilizados, aspectos fisiográficos, geologia regional e contexto hidrogeológico. Nos Capítulos 3 e 4 apresentam-se o referencial teórico e a metodologia empregada no estudo. Posteriormente, no Capítulo 5 serão mostrados os resultados

obtidos e discussão sobre eles. Por último, no Capítulo 6 será apresentada a conclusão, seguido por algumas recomendações finais no Capítulo 7.

2. CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no norte do estado do Rio de Janeiro, no município de Campos dos Goytacazes. É uma região costeira, onde deságua o principal corpo hídrico superficial do Rio de Janeiro, o Rio Paraíba do Sul. Além desse rio há uma importante lagoa, que é abastecida pelo mar e por rios, a Lagoa Feia.

Para acessar a região a partir do município do Rio de Janeiro, utiliza-se a BR-101 após a Ponte Presidente Costa e Silva, em São Gonçalo, passando pelos municípios de Rio Bonito, Casimiro de Abreu (dentre outros), Quissamã e por fim Campos dos Goytacazes, totalizando um percurso de cerca de 280 km.

Os poços tubulares utilizados no presente trabalho encontram-se na área litorânea dessa região. Foram perfurados pelo Projeto Emborê em terrenos privados, sendo utilizados apenas para monitoramento. Na tabela 1, são indicadas as coordenadas geográficas dos poços apontados no mapa de localização (Figura 1).

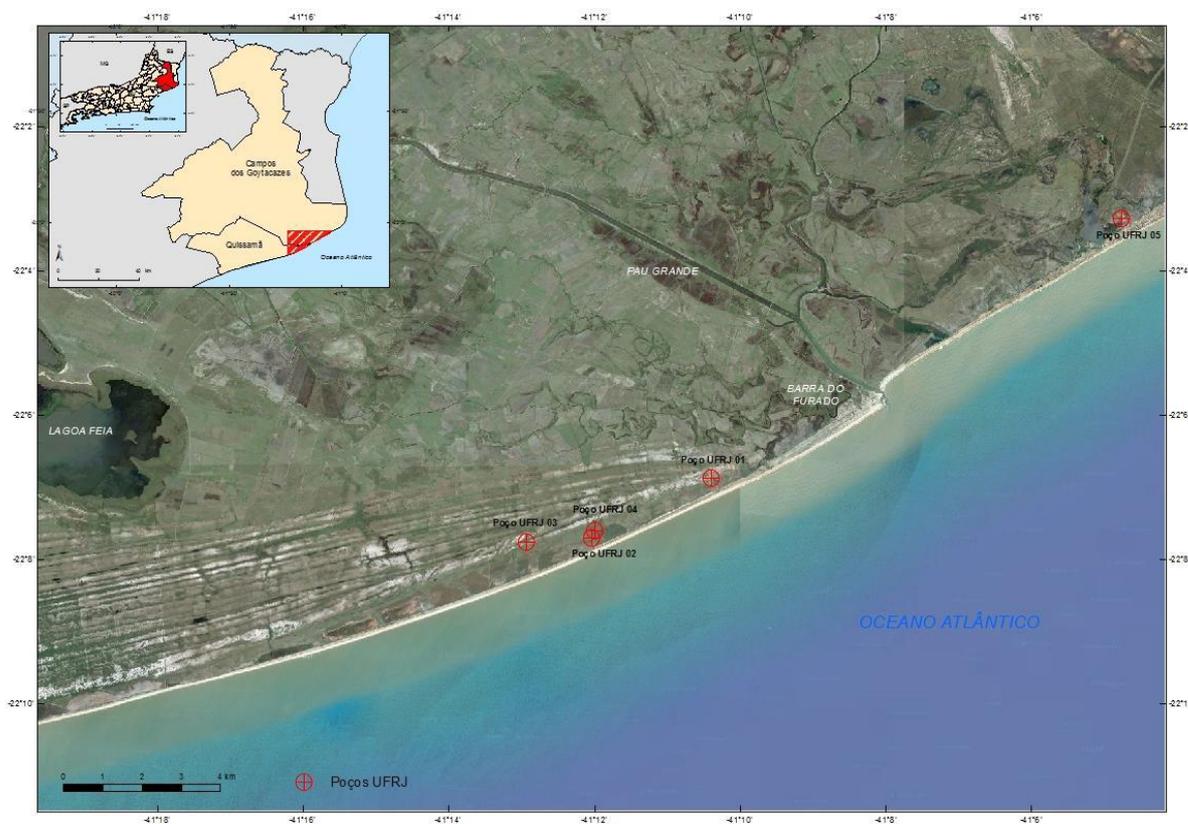


Figura 1: Localização da área de estudo.

Tabela 1: Coordenadas geográficas dos cinco poços, Datum WGS 84.

Poço UFRJ 01	Poço UFRJ 02	Poço UFRJ 03	Poço UFRJ 04	Poço UFRJ 05
41° 10' 23,0" O	41° 11' 59,23" O	41° 12' 55,61" O	41° 12' 1,34" O	41° 4' 44,88" O
22° 6' 52,18" S	22° 7' 35,75" S	22° 7' 44,84" S	22° 7' 41,54" S	22° 3' 16,27" S

2.1. Aspectos Fisiográficos

A seguir constam algumas características da área de estudo, quanto aos aspectos fisiográficos, citando os aspectos climáticos e geomorfológicos da área.

- Relevo/Geomorfologia

A região de Campos dos Goytacazes pode ser caracterizada por seis tipos de relevo, conforme classificado pelo Projeto Rio de Janeiro (CPRM, 2001), sendo eles: Planícies Aluviais, Planície Costeira, Planícies Flúvio-Lagunares, Tabuleiros, Domínio Colinoso e Domínio Serrano.

As planícies citadas correspondem a regiões caracterizadas de acordo com a sedimentação ali ocorrente: vales preenchidos por sedimentos fluviais (Planícies Aluviais), sedimentação marinha e continental devido a variação do nível do mar (Planície Costeira) e sedimentos de origem lagunar devido ao ressecamento da Lagoa Feia (Planícies Flúvio-Lagunares).

O relevo de Tabuleiros, caracteriza-se por amplitudes de baixas cotas, que variam de 15 a 80 metros, encontram-se desde a margem norte do Rio Paraíba do Sul até o limite do município com o estado do Espírito Santo.

O Domínio Colinoso compreende um mar de morros, marcam um relevo suave, com morro baixos e morrotes. O domínio Serrano corresponde ao prolongamento da Serra dos Órgãos, que decresce em direção ao município, como a Serra do Imbé e a Serra da Pedra Lisa.

Os domínios de Tabuleiros, Colinoso e Serrano não são contemplados na área de abrangência do presente estudo.

- Clima

O estado do Rio de Janeiro é caracterizado de maneira geral, quanto ao clima, como tropical, apresentando verões muito quentes e com fortes chuvas. Porém, há regiões que apresentam desigualdades quanto a temperatura e a umidade, devido a variações de altitude, latitude, relevo e distância ao oceano.

A região norte do estado, foi classificada segundo a Fundação CIDE (1997) como quente (apresentando temperaturas acima de 18 °C), semiúmido (cerca de 4 a 6 meses do ano são secos) e seco (aproximadamente 7 a 10 meses secos).

2.2. Geologia Regional

A área de estudo está inserida no contexto geológico da Bacia de Campos, que está localizada no litoral norte do estado do Rio de Janeiro e ao sul do estado de Espírito Santo. Esta Bacia limita-se a norte pelo Arco de Vitória, e ao Sul pelo Arco de Cabo Frio (Figura 2). Possui uma área de aproximadamente 100.000 km², sendo a bacia sedimentar que possui as maiores reservas petrolíferas do Brasil.

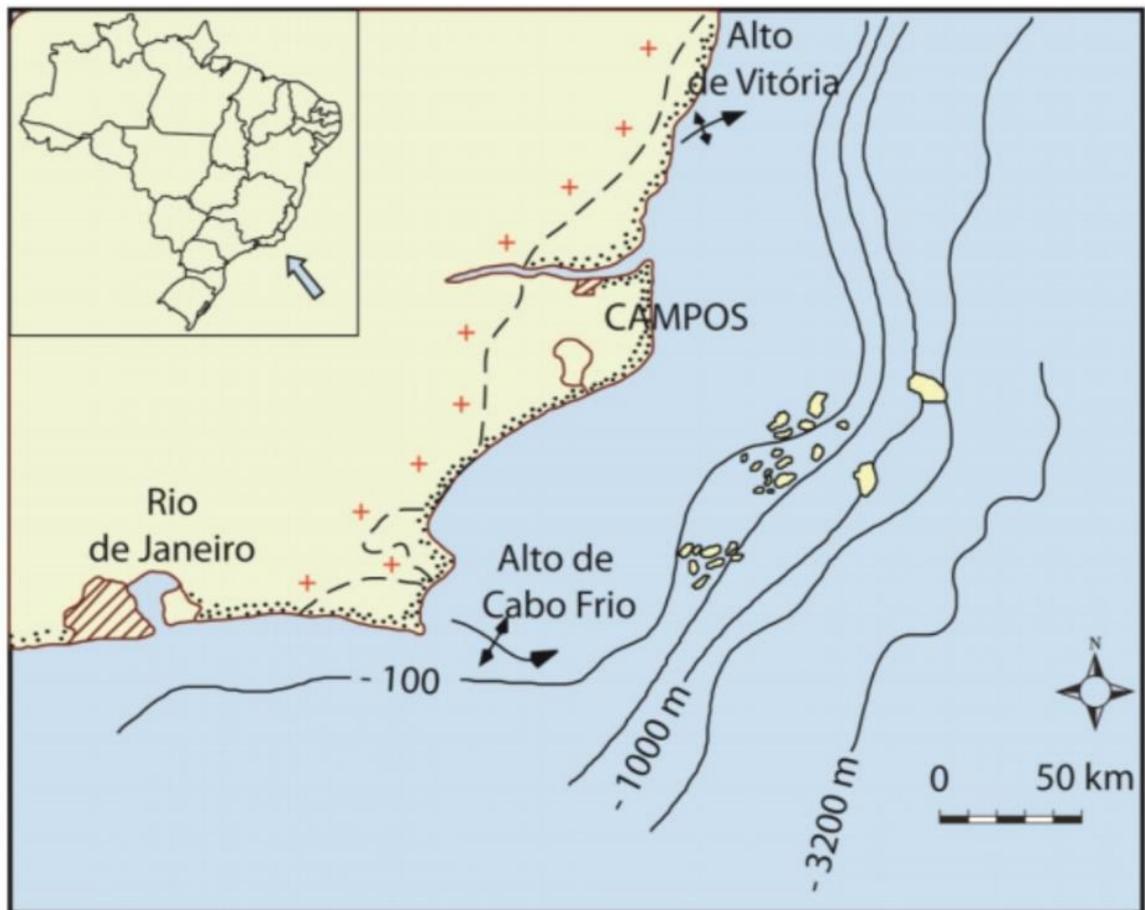


Figura 2: Localização da Bacia de campos, limitada pelos Altos estruturais de Vitória e de Cabo Frio e pelo embasamento cristalino em sua parte continental (MORAES, 1989).

O embasamento da bacia é composto por gnaisse pertencentes à Faixa Ribeira, a qual foi formada durante a orogenia brasileira de idade neoproterozoica, que levou a aglutinação do

supercontinente Gondwana. No limite Triássico/Jurássico o processo de ruptura de Gondwana e a consequente separação entre África e América do Sul gerou o arcabouço tectônico e estrutural das bacias de toda margem leste do Brasil. As evidências sugerem que o processo de rifteamento alcançou a Bacia de Campos durante o Hauteriviano-Barremiano (MEISLING *et al.*, 2001).

A formação da Bacia de Campos está associada a ruptura do supercontinente Gondwana, que acarretou na abertura do oceano Atlântico. A história de formação da Bacia pode ser explicada em três etapas: Rifte, Pós-Rifte e Drifte (WINTER *et al.*, 2007), que correspondem as fases Rifte, de Transição e de Margem Passiva (RANGEL *et al.*, 1994). A sua evolução também pode ser explicada por cinco Megassequências relacionáveis aos andares cretácicos segundo a denominação local: continental rifte (D. João, Rio da Serra-Aratu, Buracica-Jiquiá), evaporítica transicional (Alagoas), carbonática de plataforma rasa, marinha transgressiva e marinha regressiva (as três últimas do Albiano), conforme ilustrado na figura 3 (CHANG *et al.*, 1988).

No início do rifteamento há uma intensa atividade vulcânica, com derrames basálticos, que constituem a Formação Cabiúnas, que recobriu o fundo da bacia no Neocomiano. Com a continuação da distensão, desenvolveu-se um sistema de grábens e *horsts*, propiciando uma sedimentação lacustre, associada a depósitos aluviais, e carbonáticos (principalmente coquinas), que compõem a parte inferior do Grupo Lagoa Feia, formado do Barremiano ao Aptiano (PONTE & ASMUS, 1978; RANGEL *et al.*, 1994; WINTER *et al.*, 2007).

Posteriormente, desenvolveu-se uma fase transicional ou pós-rifte, com sedimentação siliciclástica e evaporítica, que ocorreu até o final do Aptiano. Essa sequência corresponde a rochas dispostas discordantemente sobre a sequência depositada em um ambiente lacustre. Nessa etapa, a sedimentação ocorre em um ambiente continental (leques aluviais) que transiciona a marinho restrito, sendo o topo da fase rifte marcado pela presença de espesso pacote evaporítico (Formação Retiro), composto por halita e anidrita, e depositado em ambiente tectonicamente estável e de clima seco, correspondendo a porção superior do Grupo Lagoa Feia (WINTER *et al.*, 2007).

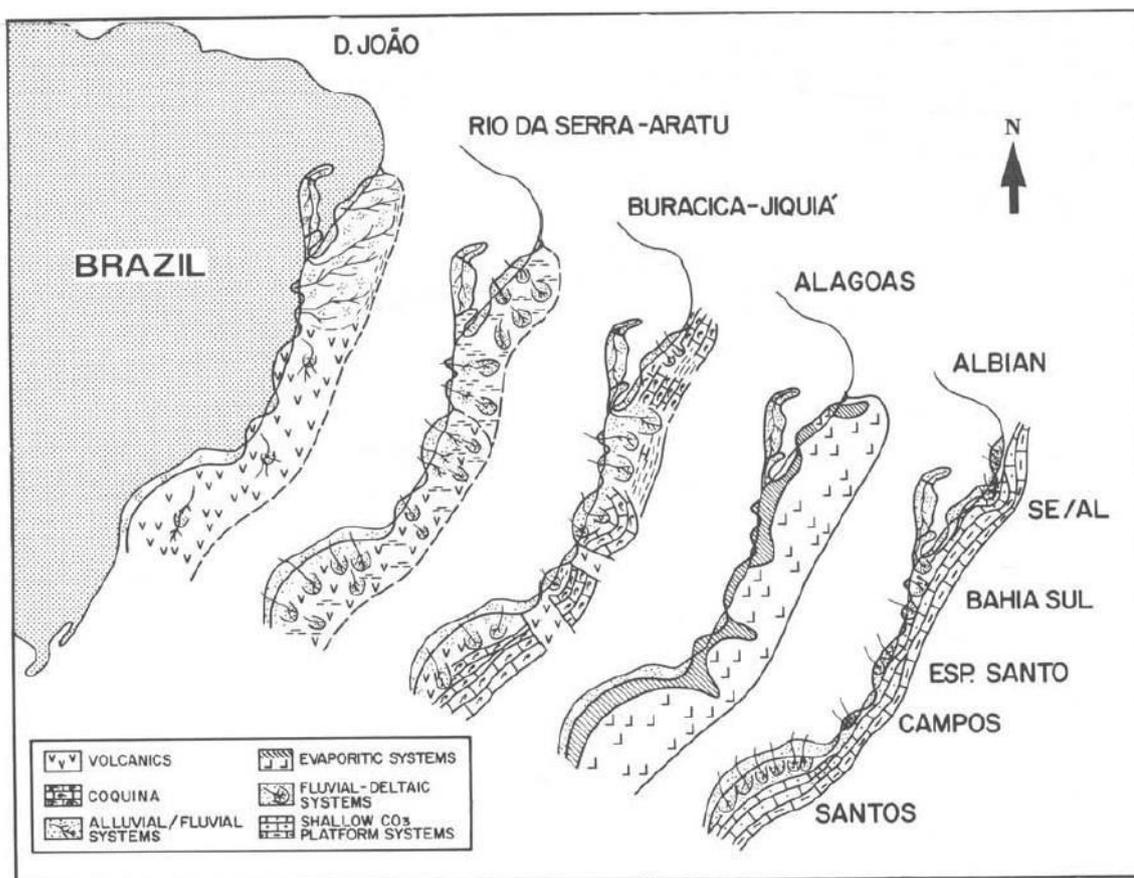


Figura 3: Evolução das bacias sedimentares litorâneas brasileiras, indicando as Megassequências continental rifte (D. João até Buricica-Jiquiá), evaporítica transicional (Alagoas) e carbonática de plataforma rasa (Albiano), (CHANG *et al.*, 1988).

Com o fim da fase rifte, e consequente abertura do Oceano Atlântico, as placas Africana e Sul-americana estão afastadas. Nesta fase, compreendem-se sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associado a um tectonismo adiastrófico. Posteriormente, ocorre o estabelecimento de uma plataforma carbonática, durante o Albiano, representado pela parte inferior do Grupo Macaé. Devido a subsidência térmica e sobrecarga de sedimentos, ocorre a movimentação tectônica do sal depositado na fase pretérita. Devido ao seu comportamento plástico, a camada terá estruturas relacionadas ao fluxo de sal, como diápiros, falhas e escorregamentos que terão grande influência no sistema petrolífero da bacia, esse fenômeno é conhecido como halocinese (RANGEL *et al.*, 1994; WINTER *et al.*, 2007).

A porção superior do Grupo Macaé e a inferior do Grupo Campos são representadas litologicamente por calcilutitos, margas e folhelhos. Essa fase corresponde a Megassequência marinha transgressiva, de caráter mais profundo. A parte superior do Grupo Macaé foi depositado em um ambiente batial superior, com registro de anoxias episódicas, que são

representados por folhelhos escuros (WINTER *et al.*, 2007). A parte inferior da Formação Ubatuba, Membro Tamoios, é composta por folhelhos turonianos a campanianos, truncados por uma discordância regional (RANGEL *et al.*, 1994).

A Megassequência marinha regressiva ocorre a partir do Maastrichtiano, e nessa etapa instalou-se um sistema de leque costeiro – plataforma – talude – bacia que originou os sedimentos carbonáticos e terrígenos da Formação Emborê e a parte superior dos pelitos Ubatuba e turbiditos Carapebus (RANGEL *et al.*, 1994).

As unidades estratigráficas formais citadas estão explicitadas na carta estratigráfica realizada por Winter *et al.* (2007), ilustrada na figura 4.

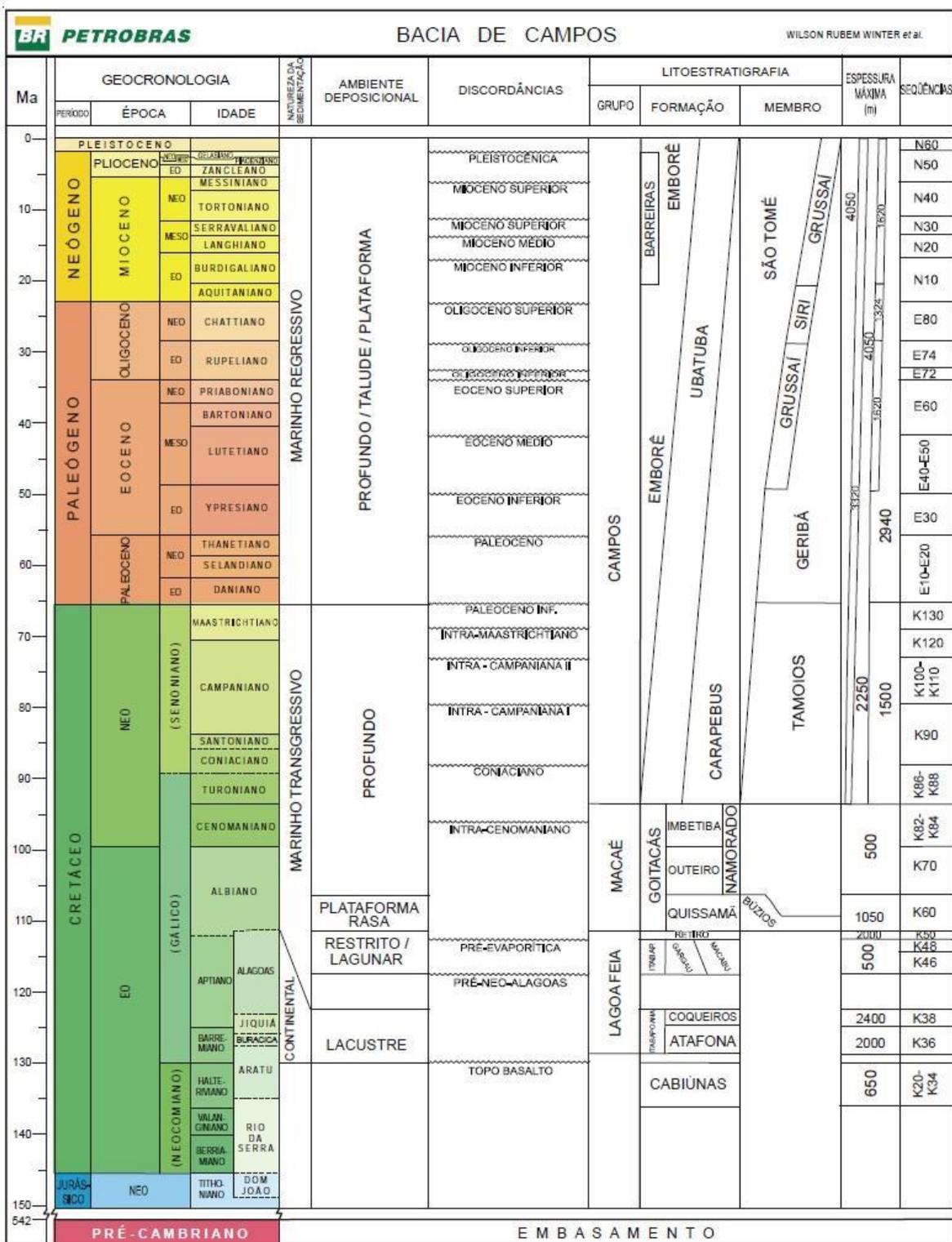


Figura 4: Carta estratigráfica da Bacia de Campos compilada por Winter *et al.* (2007).

2.2.1. Formação Emborê

A Formação Emborê, que está diretamente ligada a este estudo, foi formada na fase drifte da Bacia de Campos e foi definida por Schaller (1973) como composta por arenitos e carbonatos sobrepostos e interdigitados com os pelitos Ubatuba. O Membro São Tomé corresponde as rochas clásticas, avermelhadas, de granulometria grossa e que ocorrem ao longo da borda Oeste da Bacia; O Membro Siri é formado por calcarenito bioclástico; e o Membro Grussaí compõe-se de calcarenito bioclástico e detrital. Tais rochas se depositaram do Maastrichtiano ao Holoceno (RANGEL *et al.*, 1994). Essas rochas estão dispostas conforme ilustrado na figura 5.

Durante o Terciário, houve um aumento nas taxas de sedimentação, resultando em uma intensa progradação da margem continental. Este período é caracterizado por atividades tectônicas que geraram mudanças estruturais e diversas discordâncias erosionais, principalmente, no desenvolvimento do Leque Submarino de São Tomé (GORINI *et al.*, 1993).

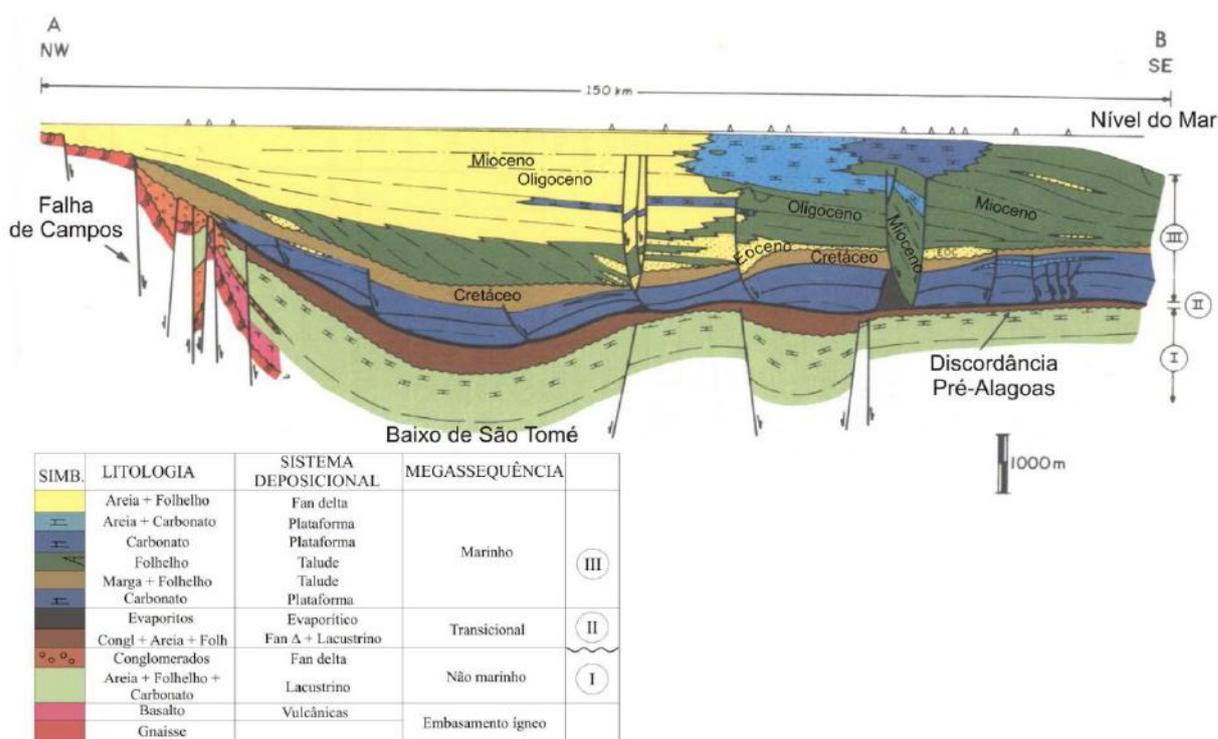


Figura 5: Seção geológica NW-SE da Bacia de Campos apresentando as Megassequências estratigráficas. Modificado de Guardado *et al.* (1989) por Martins (2007).

O Membro São Tomé é constituído caracteristicamente por areias e cascalhos mal consolidados de composição granulométrica variando desde areia fina até cascalho. Embora predominem as frações grosseiras e muito grosseiras, a seleção é pobre e os grãos apresentam-

se disseminados em uma matriz argilosa vermelha. Esporadicamente acham-se presentes algumas intercalações de argila vermelha, siltosa e friável (GAMA JR., 1977).

O Membro Siri é constituído basicamente por calcarenitos bioclásticos, onde os bioclastos predominantes são algas vermelhas, foraminíferos e briozoários. Embora haja maior ocorrência de matriz micrítica, é muito comum a presença de cimento carbonático sob a forma de calcita espática recristalizada.

As rochas do Membro Siri foram formadas em um conjunto de sistemas deposicionais que vai desde uma laguna rasa de circulação aberta até um *forereef/margin reef* abaixo da base de onda, passando por bioconstruções que formam um complexo de bancos algálicos na borda da plataforma (MARTINS, 2007). As condições iniciais destas rochas foram modificadas, em maior ou menor grau, devido à diagênese em ambiente meteórico freático. A cimentação foi o principal processo responsável pela diminuição da porosidade nestes carbonatos. Por outro lado, o processo de dissolução promoveu um alargamento dos poros, melhorando as características de porosidade e permeabilidade das rochas.

No intervalo entre o Mioceno Médio e Superior, foi formada uma discordância erosiva através de um rebaixamento significativo do nível do mar, esta discordância foi denominada de Marco Cinza, e demarca o fim da intensa progradação sedimentar. Sobre esta discordância, formando feições de *onlap*, é identificada uma sequência de carbonatos de plataforma, denominada Membro Grussaí da Formação Emborê (VIANA *et al.*, 1998).

O Membro Grussaí é constituído essencialmente por calcilutitos de ocorrência limitada a borda continental, gradando lateralmente em direção a plataforma. A rocha possui coloração cinza claro a esverdeado e é pouco consolidada (GAMA JR., 1977). A quantidade de calcita micrítica e argila é bastante variável, permitindo a ocorrência de todos os tipos petrográficos entre argilito carbonático e micrítico. Sua baixa consistência é outra característica diagnóstica desta litofácies.

2.3. Contexto Hidrogeológico

A geologia do estado do Rio de Janeiro (Figura 6) é bem diversificada, e controla a dinâmica dos reservatórios subterrâneos de água. Os aquíferos do estado são predominantemente compostos por rochas cristalinas, onde a água ocupa as fraturas e falhas nas rochas do maciço cristalino, caracterizando-os como aquíferos fissurais, que se estende por todo o território do Rio de Janeiro, que perfazem cerca de 80% do estado. Os aquíferos sedimentares se distribuem em depósitos aluvionares e rochas sedimentares das Bacias

(Campos no norte fluminense, além de Macacu e Resende) e cobrem apenas cerca de 20% do estado.

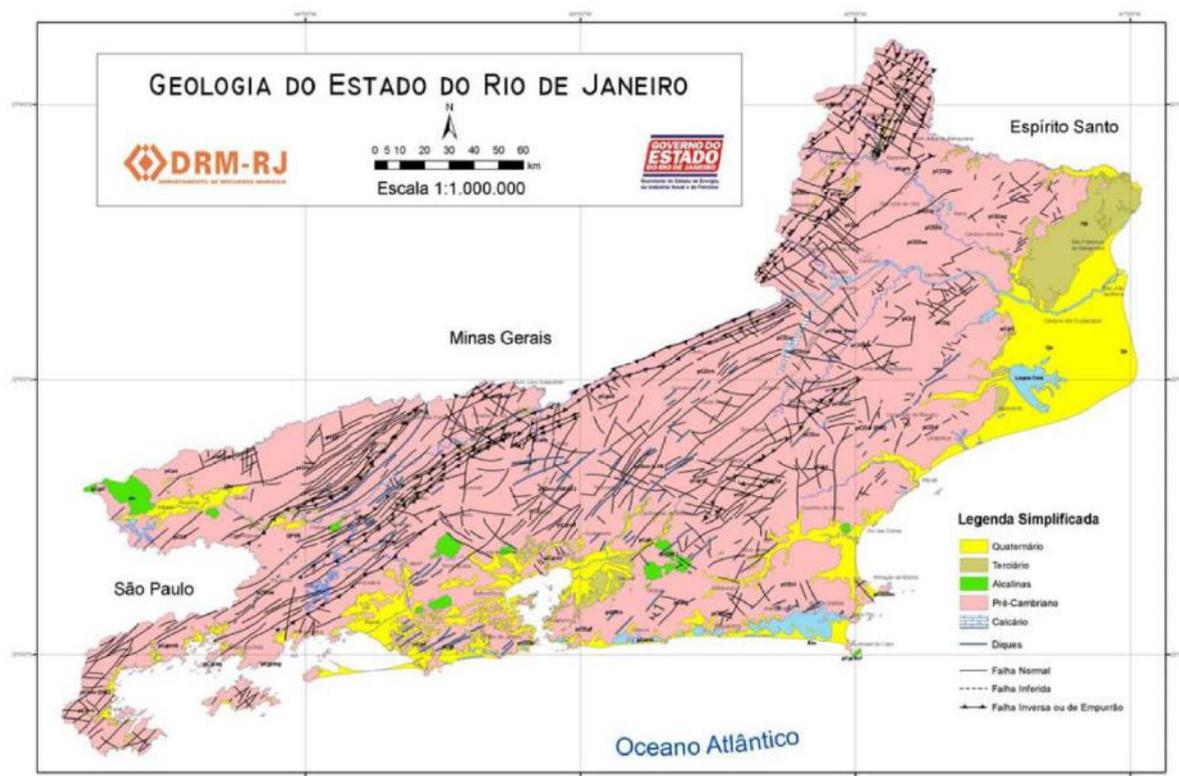


Figura 6: Domínio hidrogeológico do estado do Rio de Janeiro (Fonte: DRM, 2006).

A região de estudo foi alvo de muitos trabalhos relacionados a produção de petróleo, porém foram realizados poucos direcionados à caracterização hidrogeológica. Esses restringiram-se às pesquisas realizadas por Caetano (2000), CPRM (2001), Capucci (2003) e Silva Jr. *et al.* (2014), para citar os mais abrangentes.

A primeira caracterização regional direcionada para os aquíferos da Região Norte Fluminense do estado do Rio de Janeiro foi proposta por Caetano (2000), com a síntese dos resultados exibida na figura 7. Esse trabalho propôs uma divisão baseada nas características litológicas, estruturais, sedimentares e estratigráficas da área. Dessa forma, o citado autor apresentou dois sistemas aquíferos: o Sistema Aquífero Fraturado do Embasamento Cristalino, que, baseado em ENCO (1980), caracterizou esse sistema como possuidor de baixa potencialidade devido às vazões de poços que variam de 1 a 7 m³/h e capacidade específica calculada entre 0,021 a 1,53 m³/h/m; o outro sistema aquífero proposto foi o Sistema Aquífero

Sedimentar, composto pelo Aquífero Barreiras, o Aquífero Emborê e o Aquífero Quaternário Deltaico, descritos nos parágrafos seguintes.

O Aquífero Barreiras, baseado em informações de autores ligados à CEDAE e algumas empresas de consultoria, principalmente a GEOPLAN S.A., foi caracterizado como sendo de baixa potencialidade, com vazões em torno de 9,45 m³/h e capacidades específicas em média de 0,41 m³/h/m.

O Aquífero Emborê, com base em informações de poços da CEDAE e da Petrobras, foi classificado como de excelente produtividade, como poços jorrantes de vazões muito elevadas (a ordem de 80 m³/h) e capacidade específica acima de 3 m³/h/m, sendo que a menor vazão encontrada foi de 52,88 m³/h.

O terceiro aquífero que compõe o Sistema Sedimentar, ainda segundo Caetano (2000), é o Quaternário Deltaico. Com base em informações de cerca de 39 poços cadastrados pela CEDAE, o autor calculou valores de capacidade específica entre 0,04 a 132,31 m³/h/m e transmissividades altas, de 245,76 a 9023,62 m²/dia.

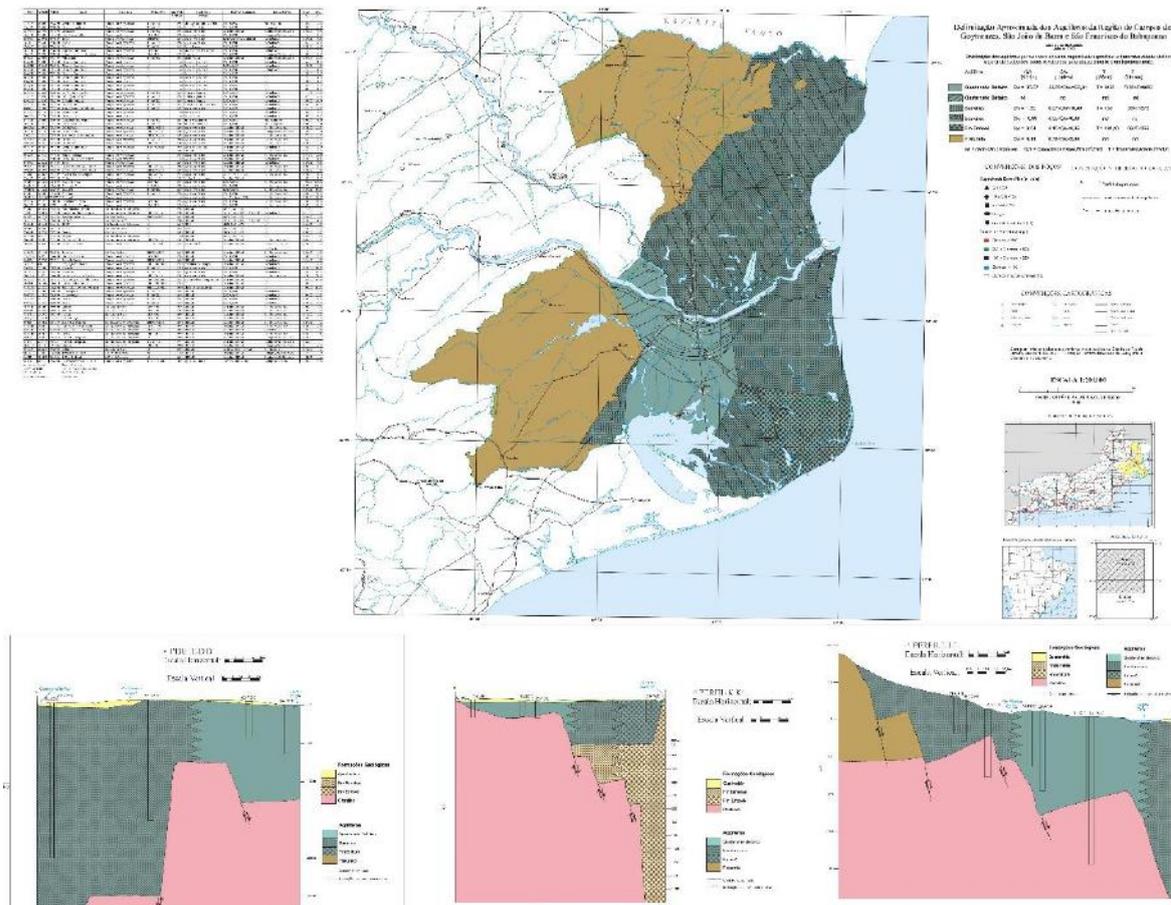


Figura 7: Delimitação dos Aquíferos da Região de Campos dos Goytacazes (Caetano, 2000).

Na sequência cronológica dos trabalhos de cunho hidrogeológico publicadas sobre a região, o Mapa de Favorabilidade Hidrogeológica do estado do Rio de Janeiro (Figura 8) foi produzido a partir de parcerias entre o DRM-RJ, IGEO-UFRJ, DG-UFRRJ, FG-UERJ e RESUB-UFF, na escala 1:400.000, pelo projeto Rio de Janeiro (CPRM, 2001). A partir dos dados de vazão dos poços locados no aquíferos fissural e sedimentar, as regiões foram caracterizadas como classes desfavoráveis, baixa, mediana e elevada. De acordo com esse mapa confeccionado, outra subdivisão hidrogeológica foi proposta para a região da Bacia Sedimentar de Campos: a sequência seria composta pelos Aquíferos Barreiras, São Tomé I, São Tomé II, Emborê e Flúvio Deltaico.

O Aquífero Barreiras é caracterizado como de caráter livre, pouco produtivo, com vazões máximas da ordem de 2 m³/h e capacidade específica média de 0,33 m³/h/m, e possui águas normalmente ferruginosas.

O Aquífero São Tomé I é um sistema confinado, sobreposto ao embasamento cristalino. Caracterizado por permeabilidade média, estimada em 1,5 m/dia, transmissividade média de 100 m²/dia e capacidade específica média de 0,5 m³/h/m, apresenta águas ferruginosas, com sólidos totais entre 500 e 1800 mg/L.

O aquífero São Tomé II também é um sistema confinado, com permeabilidade média calculada anteriormente por Caetano (2000) de 1,4 m/dia, transmissividade média de 110 m²/dia e capacidade específica média de 2,35 m³/h/m. Apresenta águas com características ferruginosas, sólidos totais dissolvidos entre 200 e 600 mg/L.

O Aquífero Emborê, ainda mal conhecido até então, compreende um sistema confinado, com permeabilidade média calculada por Caetano (2000) de 0,86 m/dia, transmissividade média de 190 m²/dia e capacidade específica média de 3,5 m³/h/m. Apresenta água de boa qualidade, com valores de sólidos totais que não ultrapassam 300 mg/L.

O aquífero Fluviodeltaico é um sistema livre, com permeabilidade calculada por Caetano (2000) em média de 91 m/dia, transmissividade média de 8,2 m²/dia e capacidade específica média de 90 m³/h/m, com águas de boa qualidade, ocasionalmente ferruginosas e sólidos totais que variam de 300 mg/L a 1112 mg/L.

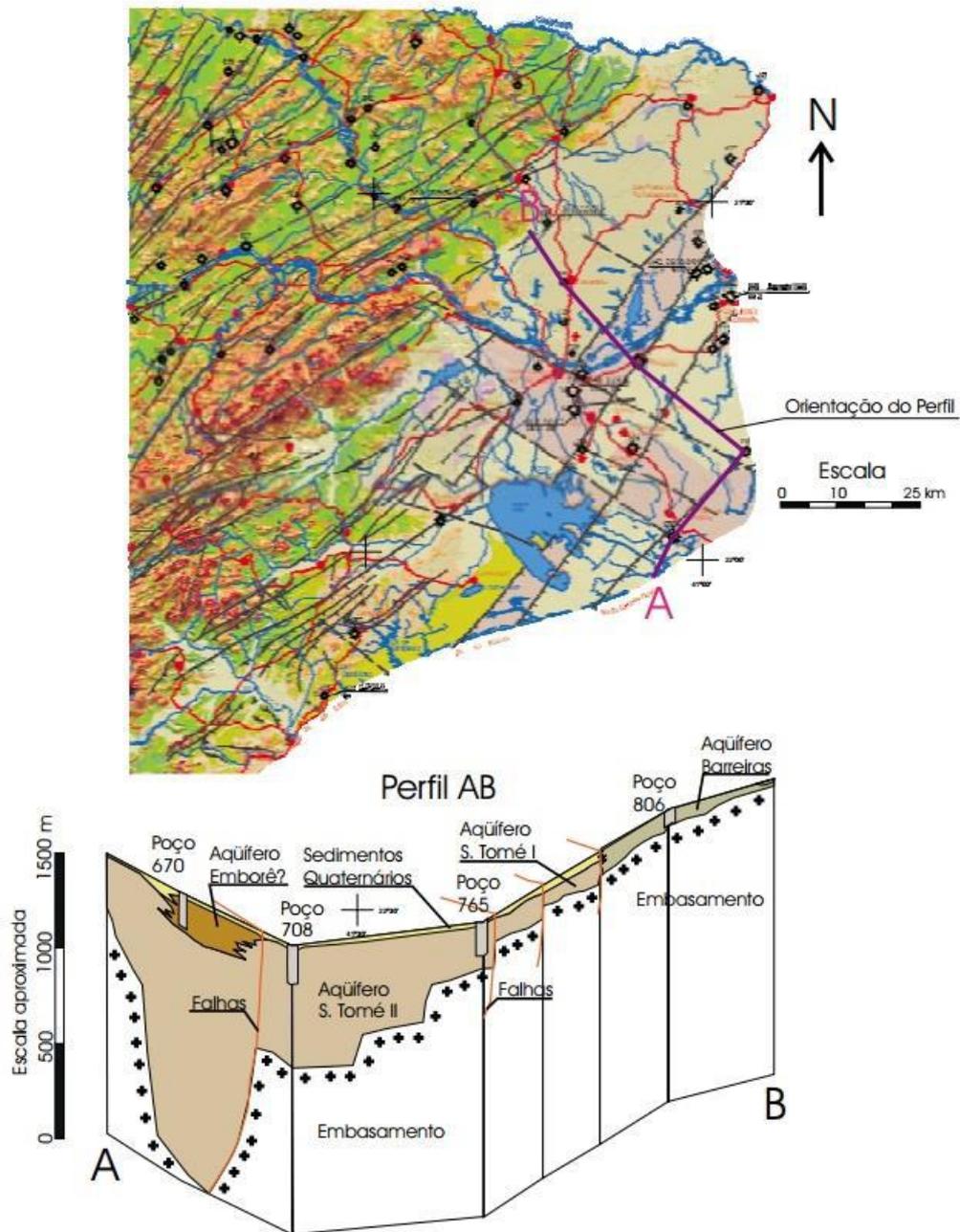


Figura 8: Mapa de Favorabilidade Hidrogeológica da porção Norte Fluminense do estado do Rio de Janeiro, com perfil (CPRM, 2001).

Capucci (2003) propôs outra subdivisão regional (Figura 9), baseada na geotectônica, litologia de amostras de perfuração de poços e qualidade das águas. Para essa subdivisão Capucci (2003) reconheceu dois altos estruturais na região (Figura 10), o de São Francisco do Itabapoana e o de Quissamã, e o bloco rebaixado de Campos e São João da Barra. A partir dessas características, o autor reconheceu o Aquífero Barreiras Primitivo (cobrindo os dois altos

estruturais) e os Aquíferos Barreiras Recente, Emborê e Aluviões de Campos (cobrindo o bloco rebaixado).

O Aquífero Barreiras Primitivo foi caracterizado como de caráter livre, com baixa permeabilidade e com águas de má qualidade (ferruginosas). O Aquífero Barreiras Recente foi definido por possuir alta permeabilidade, com presença de poços jorrantes, e apresentando águas de boa qualidade (300 ppm de sólidos totais dissolvidos) a partir de 130 metros de profundidade e de má qualidade nos primeiros 30 metros, devido a presença de sedimentos argilosos.

O aquífero Emborê foi classificado com base em apenas um poço construído, de caráter jorrante, com vazão específica de 4 a 7 m³/h/m, e água de excepcional qualidade, com 150 ppm de sólidos totais dissolvidos.

O Aquífero Aluviões de Campos foi caracterizado como livre em quase sua totalidade, sendo semiconfinado no Distrito de Donana em Campos dos Goytacazes. Foram calculadas capacidades específicas de 30 a 40 m³/s/m e vazões de 90 L/s.

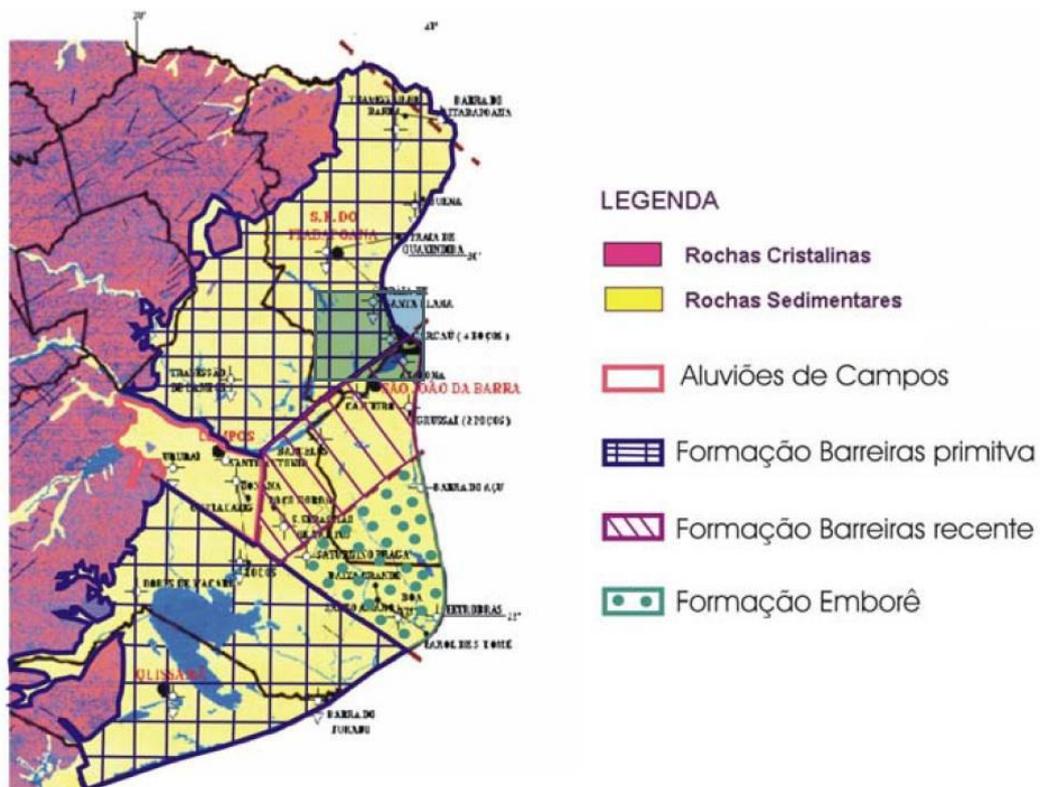


Figura 9: Subdivisão dos aquíferos sedimentares da Bacia de Campos dos Goytacazes (CAPUCCI, 2003).

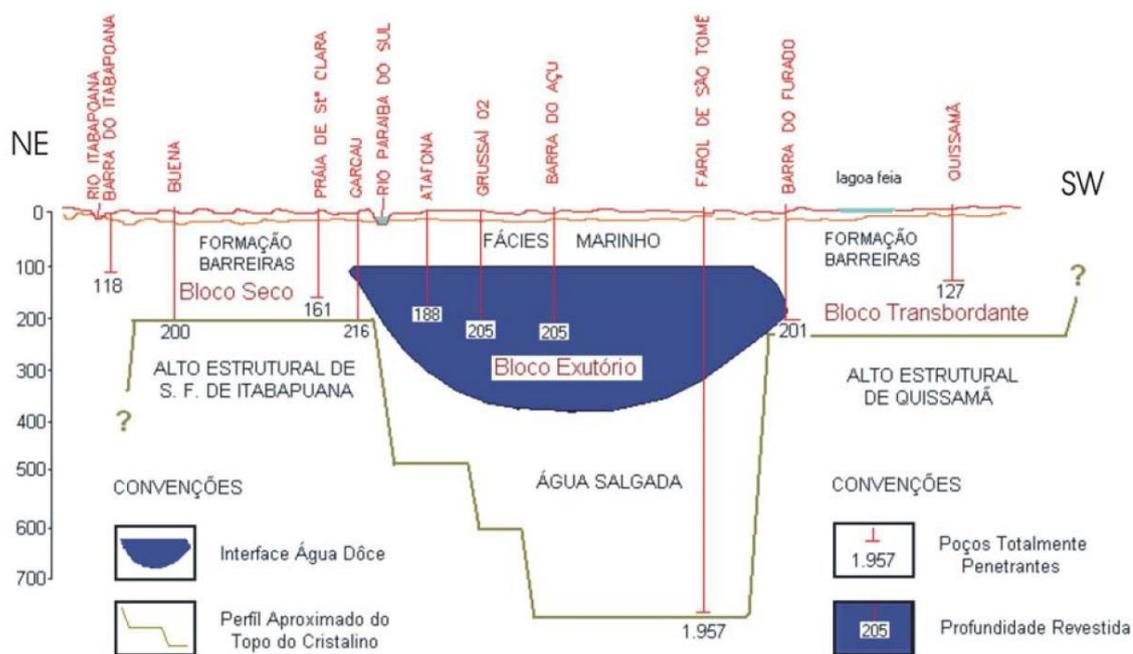


Figura 10: Perfil Hidrogeológico da Bacia de Campos (CAPUCCI, 2003).

A subdivisão para o sistema sedimentar mais recente foi proposta por Silva Jr. *et al* (2014), que se baseou em coleta de dados, análises estratigráficas, estruturais e petrográficas, além de levantamento e interpretações geofísicas.

A partir dessa gama de informações foram descritas as unidades hidrogeológicas Aquífero Fluviodeltaico, considerado de maneira geral como livre, e o Aquífero Emborê, do tipo confinado que apresenta uma subdivisão em Fácies Emborê e Fácies São Tomé (Figura 11).

A Fácies Emborê ocorre predominantemente na região do Cabo de São Tomé, e a Fácies São Tomé, está localizada ao sul e ao norte do cabo de São Tomé. Essa subdivisão foi estabelecida segundo critérios geoquímicos e geográficos, não tendo uma fronteira claramente definida. Esse sistema aquífero foi estimado com uma espessura média de 80 metros, possuindo um volume estimado de aproximadamente 15.270 hm³, considerando a reserva permanente.

O aquífero livre, Quaternário Fluviodeltaico, foi descrito como sedimentos holocênicos continentais indiferenciados (aluviões e coluviões), e ocorre na parte oeste da porção emersa as bacia de campos, entre a margem sul do rio Paraíba do sul e a margem norte da Lagoa Feia. Esse sistema aquífero foi estimado com uma espessura média de 40 metros, com volume de água estimado em aproximadamente 6654 hm³, de acordo com o balanço hídrico realizado.

Quanto aos parâmetros hidrodinâmicos, foram apresentados dados bem heterogêneos, A Fácies Emborê apresenta transmissividade média de cerca de 260 m²/dia e um coeficiente de armazenamento médio de 10⁻⁴. A Fácies São Tomé tem uma transmissividade estimada da ordem de 150 m²/dia e mesmo coeficiente de armazenamento médio da Fácies Emborê. Em termos regionais, foi realizado um mapa potenciométrico, que indica um fluxo subterrâneo de alimentação dos aquíferos terciários em direção para sul-sudeste, sendo esse fluxo provavelmente proveniente do Rio Paraíba do Sul e seus paleocanais em direção ao mar e à Lagoa Feia.

Quanto aos parâmetros hidroquímicos, foram identificados por Silva Jr. *et al.* (2014) poços na região de Barra do Furado e Farol de São Tomé, com águas salinizadas e até hipersalinas à 500 metros de profundidade. As amostras em geral do Sistema Aquífero Emborê indicaram água doce, de origem continental, observando-se o fenômeno de troca iônica devido influência do mar. O Aquífero Fluviodeltaico apresenta assinatura geoquímica diferente, com níveis salinos mais elevados, com tendência composicional sódica ou bicarbonatada cálcica.

Em relação as Fácies do Aquífero Emborê, ocorreu forte diferenciação química das águas, sendo a Fácies Emborê menos mineralizada e insaturada que a Fácies São Tomé. Dessa forma, os autores concluíram que o aquífero Fluviodeltaico e a Fácies São Tomé sofrem maior influência da recarga da água pluviométrica, e que a Fácies Emborê possivelmente tem como área de recarga o Rio Paraíba do Sul.

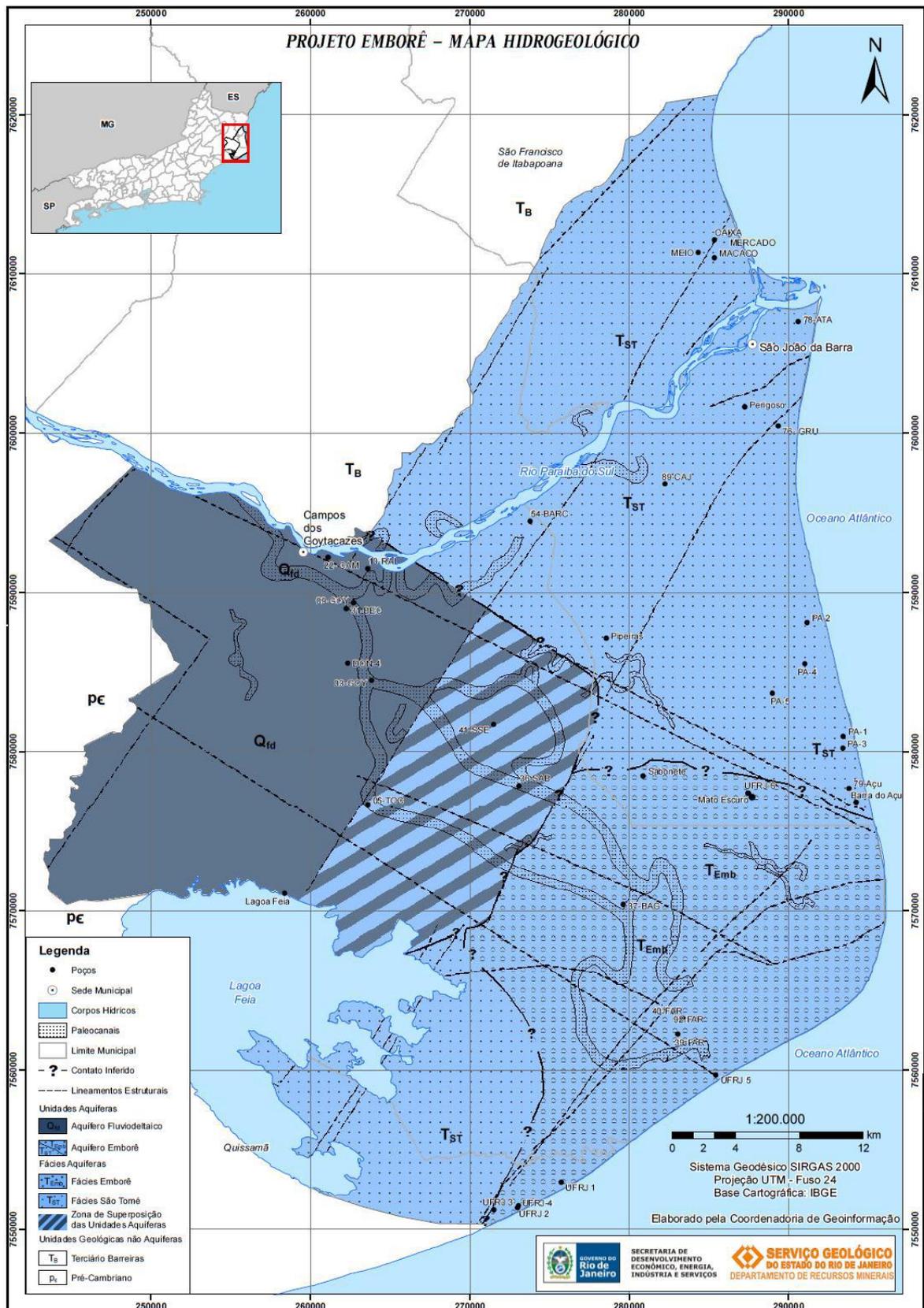


Figura 11: Mapa Hidrogeológico da Porção emersa da Bacia de Campos (SILVA JR. *et al*, 2014)

3. REFERENCIAL TEÓRICO

O presente estudo baseou-se em uma metodologia não convencional, que utiliza informações sobre a maré oceânica para adquirir parâmetros hidráulicos do sistema aquífero local. Portanto, esse capítulo tem por objetivo indicar conceitos relevantes para melhor entendimento sua dinâmica, explicar como a maré pode influenciar mananciais subterrâneos, e de como é possível utilizar essa interferência para calcular parâmetros hidráulicos e dois exemplos de estudos que se basearam no mesmo fenômeno.

3.1. Conceitos básicos sobre o fenômeno da maré

De acordo com Miguens (1996), as forças de atração da Lua e do Sol somam-se duas vezes em cada lunação, ocorrendo em média a cada 29,5 dias, correspondendo ocasionalmente às fases Nova e Cheia da Lua, produzindo marés de sizígia, onde as preamares (PM) são muito altas e baixa-mares (BM) muito baixas. Quando as forças de atração da Lua e do Sol se opõem duas vezes em cada lunação, correspondendo ocasionalmente às fases quarto crescente e quarto minguante da Lua, são produzidas as marés de quadratura, com preamares mais baixas e marés baixas mais altas (Figura 12).

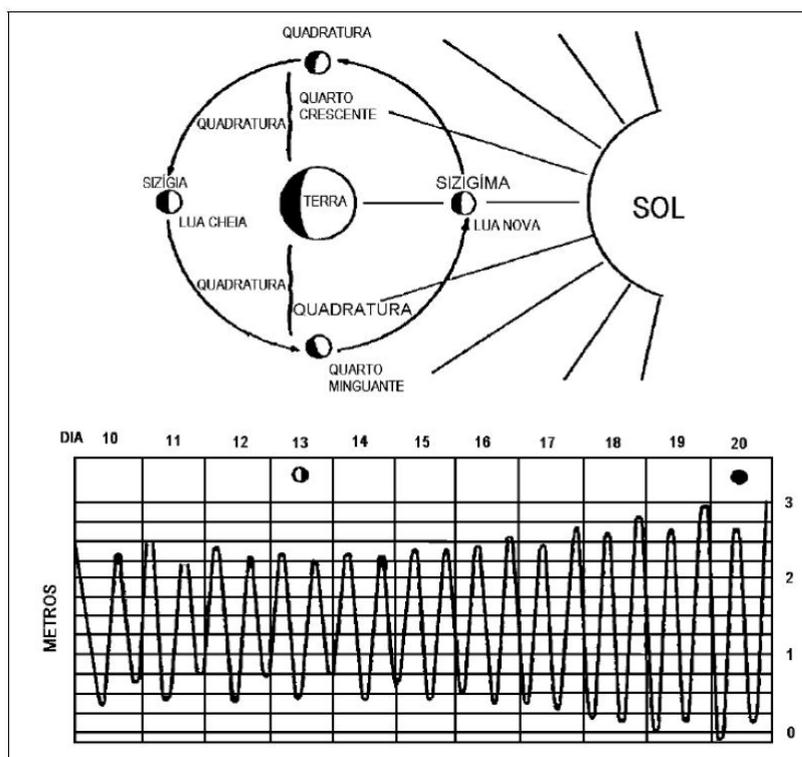


Figura 12: Marés de sizígia e de quadratura (Fonte: Miguens ,1996).

Miguens (1996) apresenta os parâmetros relacionados à evolução da maré no tempo, conforme apresentado na figura 13.

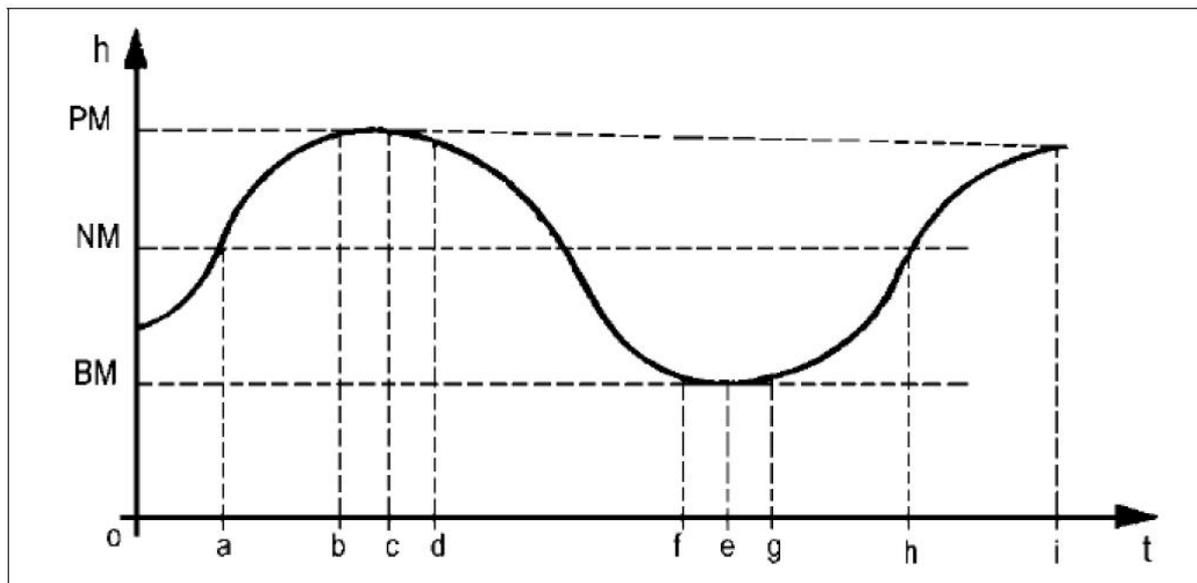


Figura 13: Parâmetros da maré, (Miguens, 1996).

Os parâmetros de maré apresentados por Miguens (1996) são mostrados a seguir:

- Preamar (PM): maior altura que alcançam as águas em oscilações; igual a h_{PM} e acontece nos instantes t_c e t_i .
- Baixa-Mar (BM): menor altura que alcançam as águas em uma oscilação; igual a h_{BM} e ocorre no instante t_e .
- Amplitude de maré: distância vertical entre PM e BM consecutivas, igual a $h_{PM} - h_{BM}$.
- Enchente: intervalo de tempo durante o qual o nível do mar se eleva; duração da enchente = $t_i - t_c$.
- Vazante: intervalo de tempo durante o qual o nível do mar baixa; duração da vazante = $t_e - t_c$.
- Estofamento de maré: período durante o qual o nível do mar fica praticamente estacionado; pode ser estofamento de enchente ($t_d - t_b$) ou de vazante ($t_g - t_f$).
- Ciclo de maré: período de tempo entre uma PM e a BM que lhe segue.
- Altura de maré: distância vertical entre o nível do mar em um determinado instante e o nível de redução (plano de referência que constitui a origem de contagem das profundidades e das alturas de maré).

3.2. Difusividade hidráulica e efeito maré sobre aquíferos confinados

Os parâmetros hidrodinâmicos são de grande importância para avaliar os mananciais subterrâneos. Normalmente eles são obtidos por métodos convencionais, como testes de bombeamento e *slug tests*, porém em regiões costeiras, outro método pode ser utilizado, baseando-se na flutuação do nível piezométrico.

Indicados inicialmente por Jacob (1950), e posteriormente citados por Todd (1959), os principais fatores que podem exercer influência sobre o nível da água em sistemas aquíferos são fenômenos meteorológicos (pressão atmosférica, vento e precipitação de chuva), marés, cargas externas e terremotos. A dinâmica das águas subterrâneas em áreas costeiras, como a do presente estudo, pode sofrer influência da água do mar, como intrusão da cunha salina e oscilação do nível piezométrico nos sistemas aquíferos.

Conforme Jacob (1950), e posteriormente desenvolvida e aplicada por outros autores como Ferris (1951), Almeida e Silva (1983), Jiao e Tang (1999), Li Jiao (2001), Capaccioni *et al.* (2005), Fadili *et al.* (2012) e Fernandes *et al.* (2016), a avaliação da influência da maré oceânica sobre um sistema aquífero pode ser utilizada para determinar parâmetros hidrodinâmicos.

A maré oceânica pode causar flutuações senoidais dos níveis d'água subterrânea em aquíferos costeiros livres ou confinados que se estendem sob o fundo oceânico. Assim, quando o nível do mar aumenta, o nível piezométrico subterrâneo também sobe. Conforme a distância aumenta em relação ao mar, a amplitude das flutuações do nível piezométrico diminui e o retardo temporal de influência aumenta. A taxa dessa atenuação diminui de acordo com a difusividade hidráulica (razão entre a transmissividade e o coeficiente de armazenamento) do aquífero.

Dessa forma, Todd (1959) se baseia nas definições de Jacob (1950), considerando o movimento harmônico de ondas senoidais se propagando pelo aquífero, realizando uma analogia à condução do calor em um sólido semi-infinito sujeito a variações de temperatura. Considerando essa propagação como um fluxo unidirecional, aplicou-se uma equação diferencial de fluxo, possibilitando a partir dessa comparação, obter a equação da difusividade hidráulica.

$$\frac{T}{S} = \frac{x^2 t_0}{4\pi t_L^2} \quad (1)$$

Onde:

T: Coeficiente de transmissividade

S: Coeficiente de armazenamento

x: Distância da extremidade para o interior

t_0 : Período de maré

t_L : Atraso de tempo entre o ponto máximo ou mínimo entre o nível da maré oceânica e seu correspondente no nível piezométrico no aquífero.

A difusividade hidráulica (D) de um aquífero pode ser definida como um parâmetro que rege a propagação de influência em aquífero saturado, expressa pela relação: T/S, entre transmissividade e coeficiente de armazenamento. Portanto, utilizando a equação 1 é possível calcular tal parâmetro:

$$D = \frac{x^2 t_0}{4\pi t_L^2} \quad (2)$$

3.3. Exemplos de estudos

Dois estudos que utilizaram a equação de difusividade hidráulica (Eq. 2) são exemplificadas abaixo, sendo um realizado em uma ilha em Portugal (CRUZ E SILVA, 1998), e a outro na mesma área desse estudo, através do Poço UFRJ 05 (FERNANDES *et al.*, 2016).

- CRUZ E SILVA (1998).

Cruz e Silva (1998) buscaram caracterizar o sistema aquífero da Ilha do Pico, em Açores – Portugal. Para isso determinaram a difusividade hidráulica a partir de ensaios de maré e do nível piezométrico do aquífero.

O trabalho utilizou duas equações para calcular a difusividade hidráulica. Uma delas se baseia na amplitude das ondas sinusoidais, e a outra que se baseia no tempo de retardo entre a ocorrência de um máximo ou mínimo de maré oceânica e o sinal homólogo do nível piezométrico (Eq. 1.1).

Dessa forma, efetuaram-se 17 ensaios de maré, em poços instalados a distâncias variadas da linha de costa, em que foram realizadas leituras de forma manual do nível da água, em intervalos de 15 minutos, possibilitando chegar ao valor próximo do tempo de atraso.

Obtiveram-se valores médios de 6875,10 m²/min para um desvio padrão de 8012,95 m²/min e 7189,55 m²/min para um desvio padrão de 8388,35 m²/min. A partir daí e da interpretação dos gráficos gerados, concluiu-se que há um aumento da permeabilidade para o interior da ilha, e que o aquífero, por ser fraturado, pode apresentar grande variação quanto suas características hidrodinâmicas.

- FERNANDES *et al.*, (2016).

O trabalho efetuado por Fernandes *et al.*, (2016) consistiu na realização de um monitoramento a longo prazo da carga hidráulica no poço UFRJ 05, além da temperatura e condutividade elétrica na água. Para isso, foi instalado um sensor multiparamétrico (*Levellogger Model, 3001*, da marca Solinst, tipo F100/M30 – 50mS), a oito metros de profundidade a partir da superfície, programado para realizar medições a cada seis horas, começando no dia 16 de agosto do ano de 2014 e terminando no dia 16 de abril do ano de 2015.

Após a apuração dos dados, foi realizada a comparação entre a carga hidráulica no poço e o nível da maré oceânica (Figura 14), observando uma relação entre as variações. Foi observado que, assim como o mar, o nível da água no poço também se comportou de maneira cíclica, alternando valores altos e baixos.

Posteriormente foi realizado o cálculo do tempo médio de retardo entre os pontos mais altos e os baixos, o valor médio calculado foi de 3:01h com um desvio padrão de 1:40h. Optou por utilizar valores de atraso entre 2h e 4h para calcular a difusividade hidráulica, utilizando a Equação 1.7, chegando ao intervalo de $1,1 \times 10^5$ m²/dia a $4,2 \times 10^6$ m²/dia.

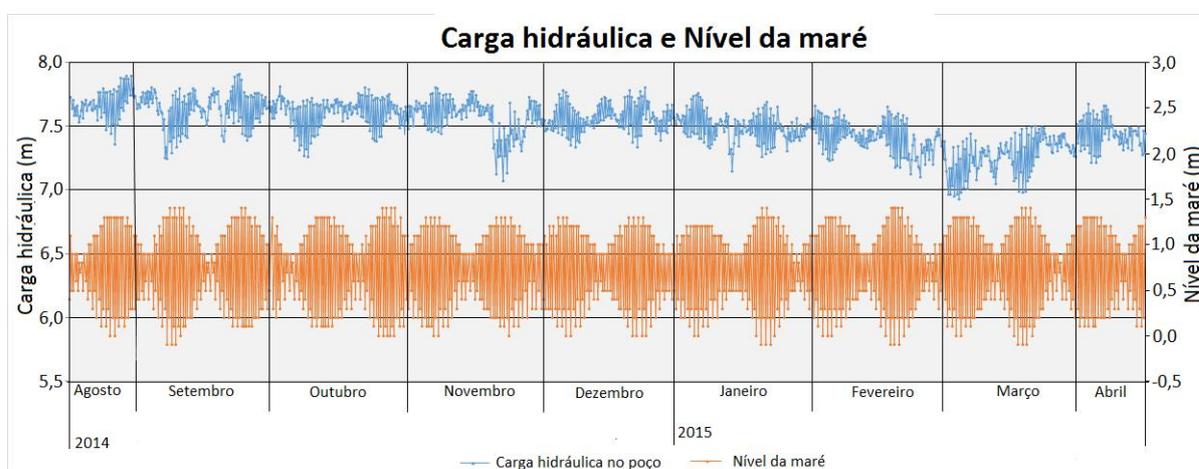


Figura 14: Comparação entre a carga hidráulica no poço e o nível da maré (Fernandes *et al.*, 2016).

4. METODOLOGIA

A metodologia empregada neste trabalho consistiu em três etapas: a aquisição de dados; o tratamento desses dados nos *softwares Diver Office* e no *Excel*; e, por último, a análise dos dados e o cálculo da difusividade hidráulica, com a posterior discussão dos resultados.

4.1 Aquisição de Dados

As informações utilizadas foram disponibilizadas pelo trabalho realizado pelo Projeto Emborê (SILVA JR. *et al.*, 2014). Os dados são referentes a monitoramentos da carga hidráulica em poços de monitoramento que captam o Aquífero Emborê, a maioria em regime de bombeamento e alguns sem influência de captação de água.

Para realizar esses monitoramentos, foi utilizado o sensor *mini-diver* (Figura 15). Esse dispositivo é um medidor automático dos parâmetros carga hidráulica e temperatura e possui um alcance máximo de 100 metros de profundidade.



Figura 15: Sensor multiparamétrico *mini-diver*.

Esse sensor foi instalado nos poços de monitoramento em datas diferentes, a uma profundidade P a partir da superfície depois de ter sido programado para realizar medições em intervalos iguais, dessa forma ele mede a temperatura da água, e a carga hidráulica C acima dele, conforme a legenda da figura 16.

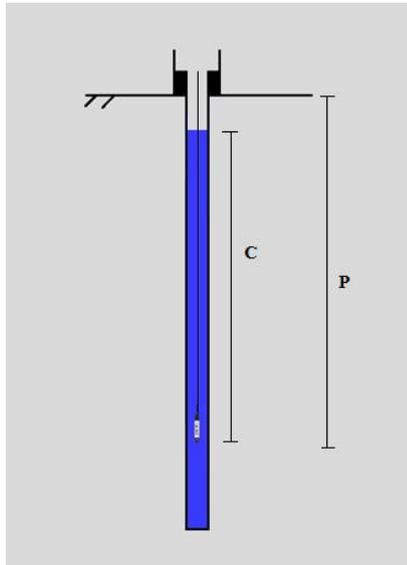


Figura 16: Ilustração do poço com o sensor instalado. P é a profundidade de instalação do sensor a partir da superfície e C a carga hidráulica no sensor.

- Poço de monitoramento UFRJ 01

O Poço UFRJ 01 (Figura 17) possui 256 metros de profundidade; os dados disponibilizados referentes a ele foram registrados em um ensaio de bombeamento. O sensor *mini diver* foi instalado a aproximadamente 30 metros de profundidade, programado para realizar medições a cada 30 segundos. As medidas utilizadas abrangem os dados desde o dia 20 de agosto de 2011 as 11: 57 até as 10:22 do dia seguinte, totalizando 2690 medidas (Tabela 2).



Figura 17: Poço UFRJ 01.

- Poço de monitoramento UFRJ 02

O Poço UFRJ 02 (Figura 18) possui 255 metros de profundidade, foram realizadas dois monitoramentos, um sobre regime de bombeamento, e outro sem interferência de bombeamento no poço.



Figura 18: Poço UFRJ 02.

Os dados referentes ao ensaio de bombeamento no poço UFRJ 02 foram obtidos a partir do sensor *mini-diver* instalado a cerca de 100 metros de profundidade, programado para realizar medições a cada 30 segundos. As informações utilizadas contemplam medições realizadas desde o dia 22 de setembro de 2011 as 15:00 até as 10:00 do dia seguinte, totalizando 2280 medidas (Tabela 2).

O dados referentes ao monitoramento sem influência de bombeamento de água no poço UFRJ 02, foram adquiridos a partir do sensor *mini diver* instalado a 5 metros de profundidade, programado para realizar medições a cada 30 segundos. As informações utilizadas abrangem medições realizadas desde o dia 07 de dezembro de 2012 as 17:58 até as 10:27 do dia 09 do mesmo mês, totalizando 4858 medidas (Tabela 2).

- Poço de monitoramento UFRJ 03

O Poço UFRJ 03 (Figura 19) possui 154 metros de profundidade. Os dados nele disponibilizados foram registrados em um ensaio de bombeamento. O sensor foi instalado a aproximadamente 100 metros de profundidade, programado para realizar medidas a cada 30 segundos.

Foram utilizados dados que abrangem medições desde o dia 02 de outubro de 2011 as 10:53 e retirado as 07:53 do dia seguinte, totalizando 2520 medidas (Tabela 2).



Figura 19: Poço UFRJ 03.

- Poço de monitoramento UFRJ 04

O Poço UFRJ 04 (Figura 20) possui 255 metros de profundidade e tem característica jorrante, os dados utilizados são referentes a um monitoramento sem influência de bombeamento. O sensor foi instalado a 5 metros de profundidade a partir da boca do poço, programado para realizar medidas a cada 30 segundos.

Os dados utilizados abrangem medidas realizadas desde o dia 07 de novembro de 2011 as 17:41 até as 10:03 do dia 09 de novembro de 2011, totalizando 1964 medidas (Tabela 2).



Figura 20: Poço UFRJ 04.

- Poço de monitoramento UFRJ 05

O Poço UFRJ 05 (Figura 21) possui 261 metros de profundidade, os dados referente a ele foram adquiridos a partir de um ensaio de bombeamento. O sensor *mini-diver* foi instalado a cerca de 80 metros de profundidade, programado para realizar medidas a cada 5 segundos.

Os dados utilizados abrangem medições realizadas desde o dia 12 de dezembro de 2012 as 09:43 até as 09:30 do seguinte, totalizando 14244 medidas (Tabela 2).



Figura 21: Poço UFRJ 05.

Tabela 2: Síntese dos dados de monitoramento da carga hidráulica disponibilizados pelo Projeto Emborê.

Poço de Monitoramento	Situação	Intervalo entre as medidas (segundos)	Início	Término	Duração	Total de medições	Profundidade de do poço (m)	Profundidade de do sensor instalado (m)	Distância do poço a linha de costa (m)
Poço UFRJ 01	Bombeamento	30	20/08/2011 11:57	22/08/2011 10:22	22h 25min	2690	256	30	381
Poço UFRJ 02	Bombeamento	30	22/09/2011 15:00	23/09/2011 10:00	19h	2280	392	100	392
Poço UFRJ 02	Repouso	30	07/12/2012 17:58	09/12/2012 10:27	40h 29min	4858	392	5	392
Poço UFRJ 03	Bombeamento	30	02/10/2011 10:53	03/10/2011 07:53	21h	2520	809	100	809
Poço UFRJ 04	Repouso	30	07/12/2012 17:41	09/12/2012 10:03	41h 38min	1964	261	5	261
Poço UFRJ 05	Bombeamento	5	12/12/2012 09:43	13/12/2012 09:30	23h 47min	14244	405	80	405

4.2. Tratamento dos dados

Os valores de carga hidráulica e temperatura contidos no sensor *mini-diver* são apurados utilizando o *software Diver Office* (Figura 22), possibilitando obter os dados já no formato .xls (planilha do Excel).

Os dados do nível da maré oceânica foram obtidos através do site da Marinha do Brasil – DHN, consistindo em 4 medidas diárias através da tábua de maré, referentes à Preamar e a Baixa-Mar. Os valores vêm no formato .txt, o qual foi transformado para o formato .xls (planilha do Excel).

Dessa forma, foi possível correlacionar as planilhas obtidas, organizando em colunas, com a data, horário, o valor da carga hidráulica obtida pelo *mini-diver*, a pressão atmosférica, altura da coluna de água real no poço (valor obtido através do sensor com a compensação da pressão atmosférica), o nível da maré oceânica e a temperatura da água (parâmetro não utilizado nesse trabalho). Assim, utilizando o próprio Excel foi possível gerar os gráficos com os valores da carga hidráulica e do nível da maré, além de gerar retas de tendências e calcular os tempos de retardo.

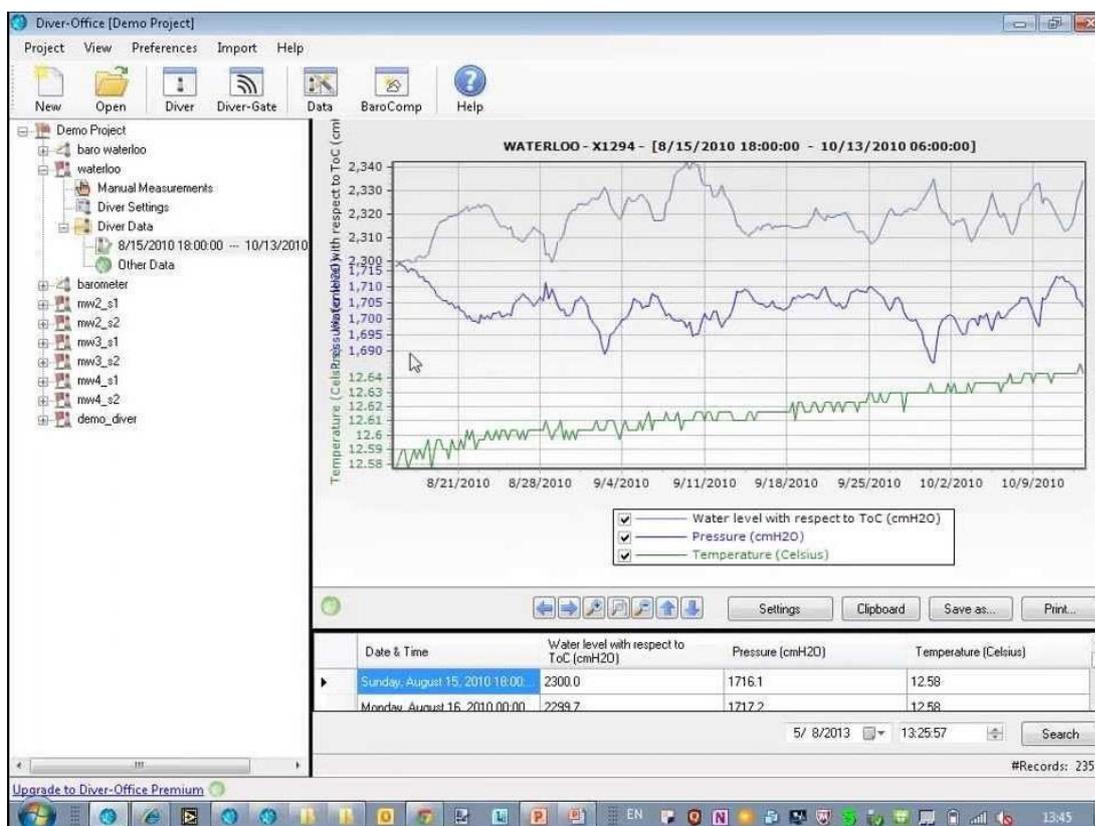


Figura 22: Interface do *Software Diver Office*.

4.3. Interpretação dos gráficos e cálculo da difusividade hidráulica

Como, na maioria dos casos, foram utilizados monitoramentos da carga de água nos poços em regime de bombeamento, foi realizada uma simples análise do comportamento do poço. O teste de bombeamento apresenta de maneira geral, um padrão do comportamento da água (Figura 23), permitindo a classificação de alguns intervalos.

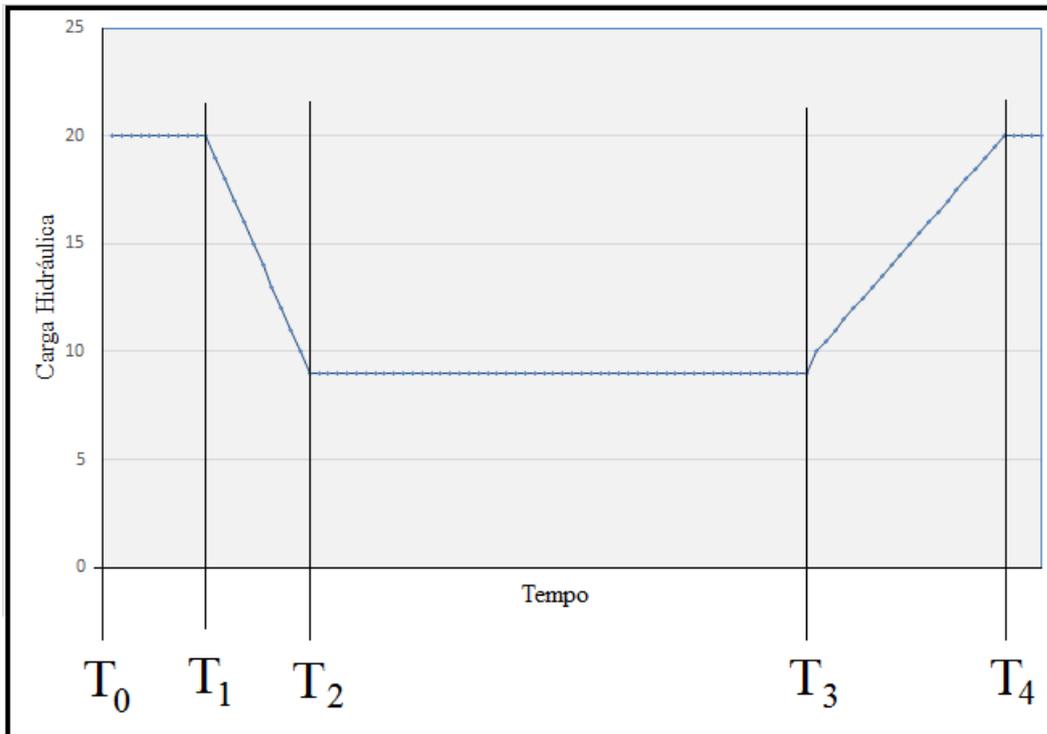


Figura 23: Comportamento da carga hidráulica em um poço em regime de bombeamento.

- T₀ – T₁ : Intervalo anterior ao início do bombeamento de água, marcando o nível estático da água.
- T₁: Ponto em se inicia o bombeamento de água.
- T₁ – T₂: Intervalo em que ocorre a queda gradual da carga hidráulica no poço, durante o bombeamento.
- T₂ – T₃: Intervalo em que o nível da água permanece estável ainda sobre o regime de bombeamento, marcando o nível dinâmico.
- T₃: Ponto em cessa o bombeamento.
- T₃ – T₄: Intervalo de recuperação, nível da água sobe até atingir o nível estático inicial.

Para calcular a difusividade hidráulica monitorando o teste de bombeamento podem ser utilizadas as maneiras usuais, sendo necessário o conhecimento das vazões adotadas nesses ensaios, porém o objetivo desse trabalho não foi a obtenção de parâmetros através dessa metodologia convencional. Desse modo, foram avaliados os intervalos em que o nível da água permaneceu relativamente estável ($T_2 - T_3$), possibilitando analisar a influência da maré oceânica no poço.

Portanto, analisando esse período de estabilidade durante o bombeamento de água ou os monitoramentos sem influência de bombeamento, pôde ser calculado o tempo de retardo entre os pontos de preamar da maré e seu correspondente no poço (ponto máximo), ou a baixa-mar e seu correspondente (ponto mínimo), conforme é ilustrado na figura 24.

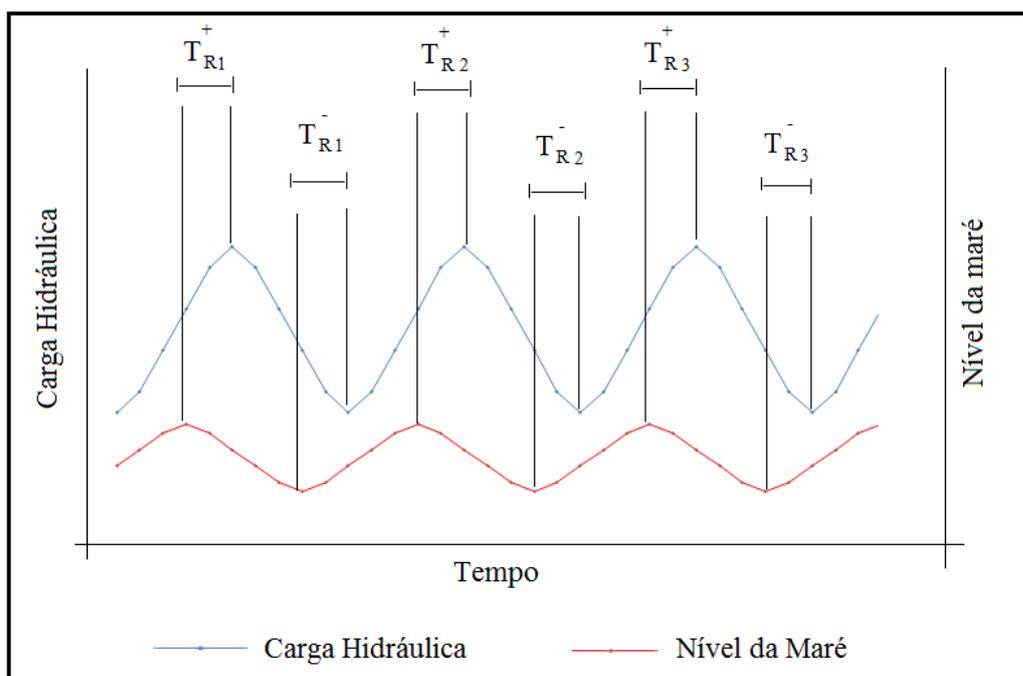


Figura 24: Ilustração dos pontos de inflexão do nível da maré e seus correspondentes na carga hidráulica no poço.

Para calcular o valor de atraso médio, é realizada uma média aritmética entre os todos os retardos entre os pontos máximos (Eq. 3) e entre os pontos mínimos (Eq. 4) para cada poço.

$$T_l = \frac{T_{R1}^+ + T_{R2}^+ + T_{R3}^+}{3} \quad (3)$$

$$T_l = \frac{T_{R1}^- + T_{R2}^- + T_{R3}^-}{3} \quad (4)$$

Dessa forma, obtendo os valores de atraso entre os pontos, e sabendo as distâncias de cada poço até a linha de costa (Figuras 25 e 26), é possível empregar a Equação 2, e calcular a difusividade hidráulica do aquífero.



Figura 25: Distância do poços UFRJ 01, 02, 03 e 04 até a linha de costa (Fonte: *Google Earth*).

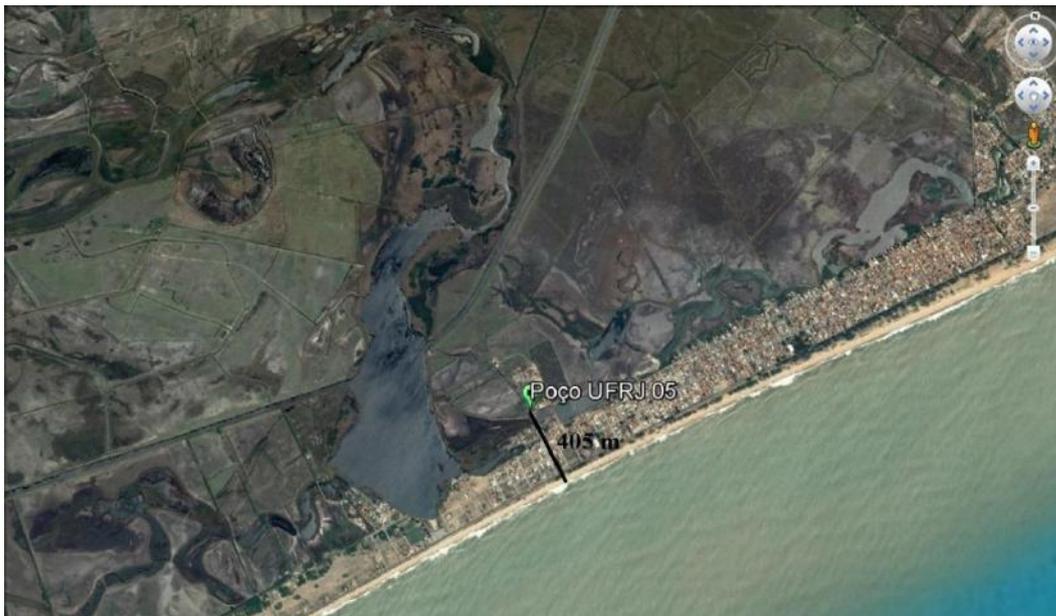


Figura 26: Distância do poço UFRJ 05 até a linha de costa (Fonte: *Google Earth*).

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir serão apresentados os resultados individuais de cada poço estudado, incluindo os gráficos gerados, tempos de retardo observados entre nível da maré e a carga hidráulica no poço e valor obtido da difusividade hidráulica, seguido da correlação desses dados. Posteriormente é demonstrado uma comparação com dois trabalhos anteriores realizados nos mesmos poços.

5.1. Estimativa de parâmetros nos poços de monitoramento estudados

- Poço de monitoramento UFRJ 01

Analisando o gráfico de variação da carga hidráulica do poço UFRJ 01 (Figura 27), nota-se que aproximadamente as duas mil primeiras medidas estão constantes, não havendo bombeamento de água, com uma carga hidráulica em torno de 28,15 m, onde o nível da água permanece praticamente estático.

Quando se inicia o bombeamento, a carga hidráulica diminui progressivamente até se estabilizar após aproximadamente 1,35 horas, apresentando carga hidráulica variando entre 23,61 a 24,28 metros, marcando o nível dinâmico da água. Quando cessa o bombeamento, o nível estático é recuperado rapidamente, em cerca de 40 minutos.

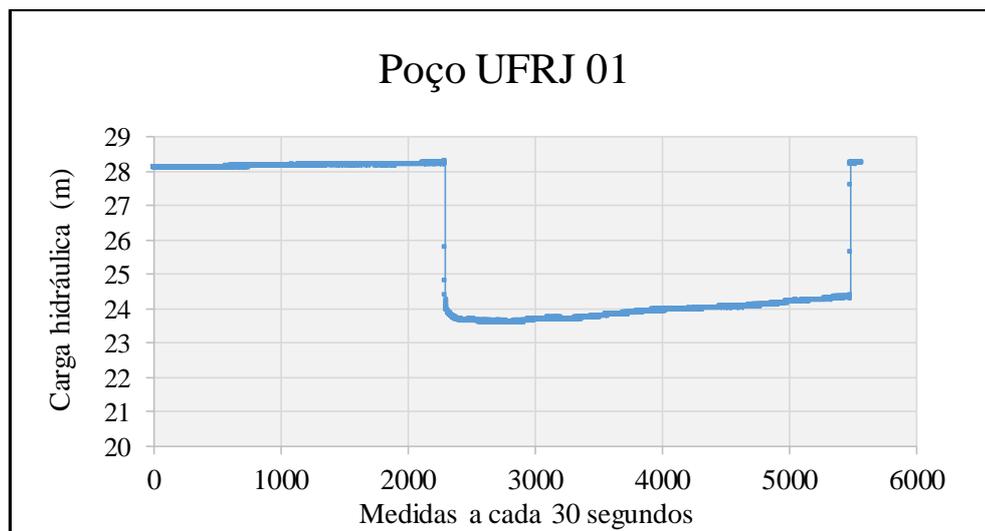


Figura 27: Gráfico indicando a carga hidráulica no POÇO UFRJ 01, durante um ensaio de bombeamento.

Para identificar o efeito maré sobre a carga hidráulica no poço durante esse ensaio de bombeamento, foram utilizados os valores da carga de água durante a estabilização do regime

de bombeamento, quando o nível dinâmico está relativamente estável. Foi necessário aumentar a escala nesse intervalo, possibilitando a visualização em detalhe da variação piezométrica (Figura 28).

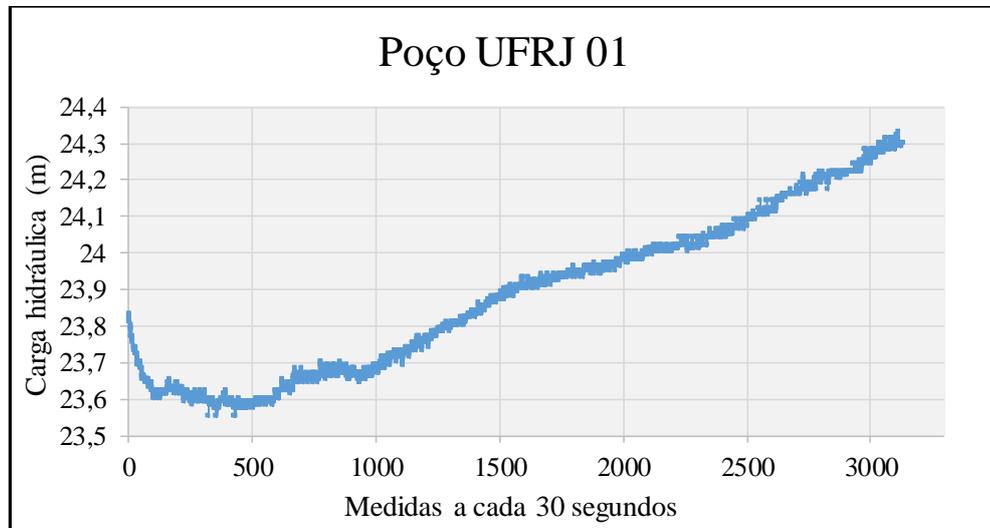


Figura 28: Gráfico da carga hidráulica no POÇO UFRJ 01 durante estabilização do nível da água durante o ensaio de bombeamento.

Analisando esse intervalo, pode-se observar uma leve variação piezométrica, sendo mais evidente de verificar utilizando uma curva de tendência polinomial (Figura 29), possibilitando calcular o tempo de retardo entre os pontos mais altos e baixos do nível da maré oceânica e da carga hidráulica no poço, e conseqüentemente realizar o cálculo da difusividade hidráulica.

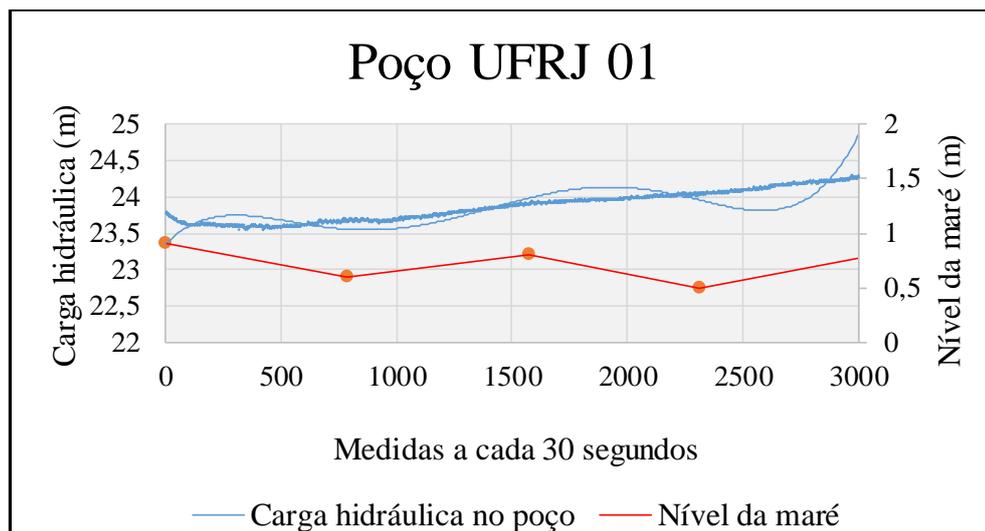


Figura 29: Comparação entre a carga hidráulica durante estabilização do nível da água com o nível da maré oceânica.

Sabendo que cada medida foi realizada a cada 30 segundos, e comparando os pontos máximos de cada curva, verificou-se que o tempo de retardo médio de 2,25 horas. E comparando os pontos mínimos das curvas, observa-se um tempo de retardo médio de 1,11 horas.

Sabendo que a distância do Poço UFRJ 01 até a linha de costa é de aproximadamente 381 metros, que o período de maré é de 12,4 horas e conhecendo o tempo de retardo, pode-se efetuar o cálculo da difusividade hidráulica utilizando a Equação 1.1.

Utilizando o tempo de retardo médio entre os pontos máximos, obteve-se o valor de $6,7 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{dia}$ para a difusividade hidráulica. A partir do tempo de retardo médio entre os pontos mínimos das curvas, obteve-se o valor de $2,6 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{dia}$ para a difusividade hidráulica.

- Poço de monitoramento UFRJ 02

- a) Ensaio de bombeamento

Analisando o ensaio de bombeamento efetuado no poço UFRJ 02 (Figura 30), observa-se inicialmente que a carga hidráulica antes de se iniciar o bombeamento de água é de cerca de 75,22 m. Após se iniciar o bombeamento, o carga de água no poço diminui durante aproximadamente 30 minutos até atingir um nível estável com aproximadamente 25,01 até 28,65 metros de carga de água no poço. Quando termina o bombeamento, após 1,324 horas o nível estático inicial é recuperado.

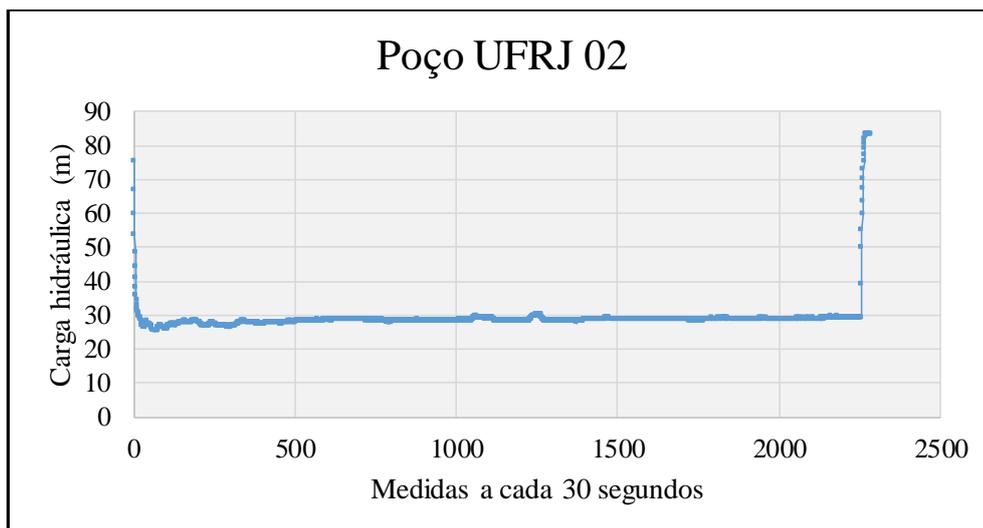


Figura 30: Carga hidráulica do Poço UFRJ 02 durante ensaio de bombeamento.

Analisando o período durante o bombeamento em que o nível piezométrico permanece relativamente estável, é possível identificar uma variação da ordem de centímetros (Figura 31), provavelmente devido ao efeito maré, porém não foi possível identificar um padrão cíclico de variação dessa carga, não sendo confiável efetuar o cálculo da difusividade hidráulica.

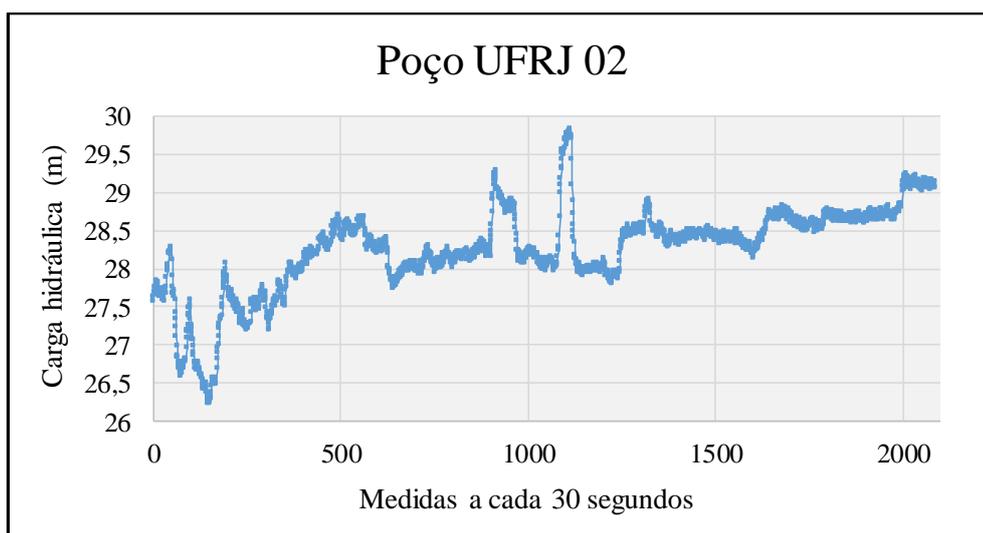


Figura 31: Gráfico da carga hidráulica no Poço UFRJ 02 durante estabilização do nível da água durante o ensaio de bombeamento.

Ainda assim, comparando o nível da maré com uma linha de tendência da carga hidráulica no poço é possível identificar que ocorre variação devido ao efeito-maré (Figura 32), porém não houve como comparar tempos de retardo entre os máximos e mínimos das duas curvas.

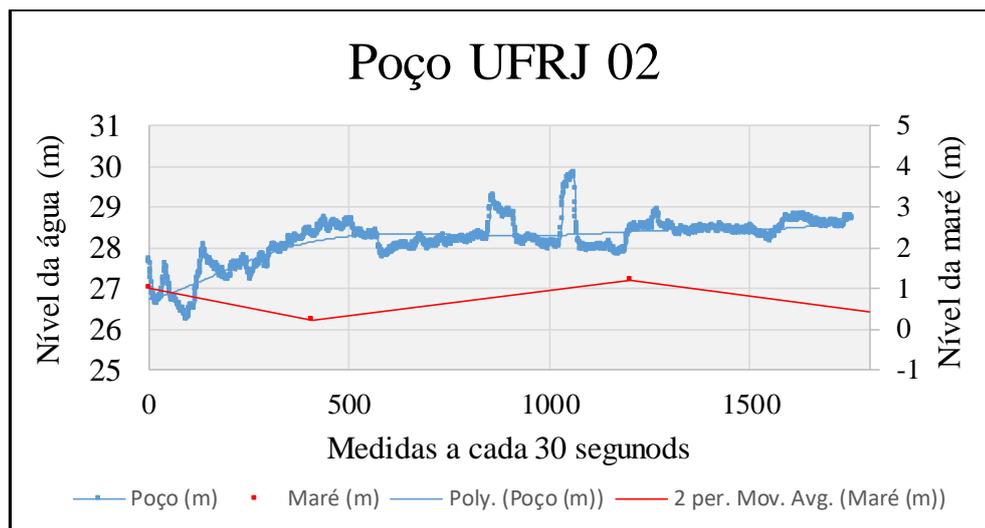


Figura 32: Comparação entre a carga hidráulica durante estabilização do nível da água no Poço UFRJ 02 com o nível da maré oceânica.

b) Monitoramento da Carga hidráulica sem efeito de bombeamento

A partir do monitoramento do nível da água sem efeito de bombeamento no Poço UFRJ 02, ficou evidente o efeito maré sobre a carga hidráulica no poço, possibilitando comparar com maior precisão os tempos de retardo entre as cristas e vales das duas curvas (Figura 33).

Verificou-se que o tempo médio de retardo calculado entre os pontos máximos das curvas foi de aproximadamente 1,7 horas, e que o tempo médio entre os pontos mínimos das curvas foi de cerca de 1,82 horas.

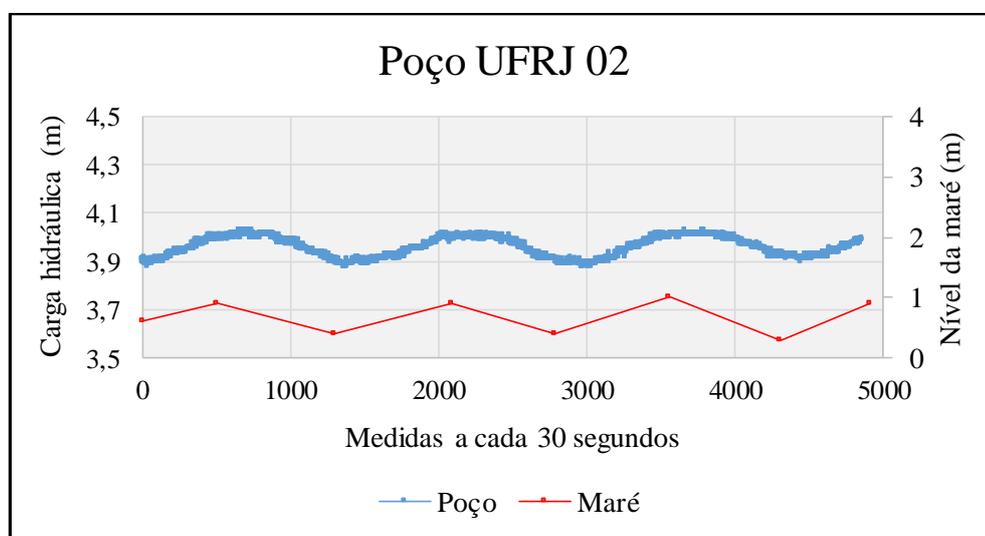


Figura 33: Nível da maré oceânica e carga hidráulica do Poço UFRJ 02 durante monitoramento.

Sabendo-se que a distância desse poço até a linha de costa é de aproximadamente 392 metros, utilizando os retardos calculados a partir do gráfico foi possível calcular a difusividade hidráulica.

Utilizando-se o tempo de retardo entre os pontos máximos, obteve-se o valor de $1,2 \times 10^6$ m²/dia para a difusividade hidráulica. A partir do tempo de retardo entre os pontos mínimos das curvas, obteve-se o valor de $1,0 \times 10^6$ m²/dia para a difusividade hidráulica.

- Poço de monitoramento UFRJ 03

A partir da análise do gráfico da carga hidráulica no Poço UFRJ 03 (Figura 34), durante ensaio de bombeamento, verifica-se que as primeiras 300 medidas marcam o nível estático da água, com uma carga hidráulica de cerca de 77,62 metros. Quando se inicia o bombeamento, a carga diminui progressivamente e, após 1,4 horas, essa carga se estabiliza sobre o regime de bombeamento com aproximadamente 19,2 a 22,9 metros. Quando cessa o bombeamento de água, o nível estático é atingido cerca de 15,5 minutos depois, marcando uma rápida recuperação.

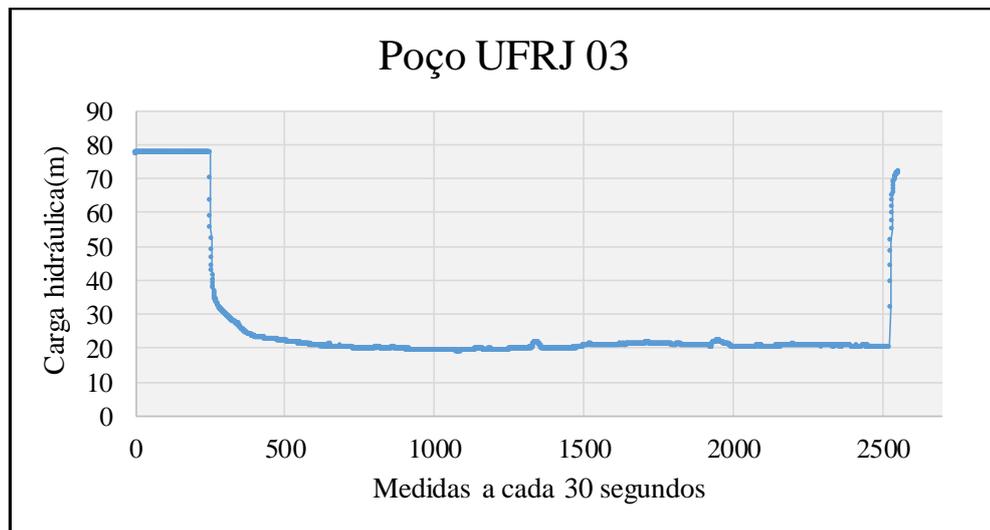


Figura 34: Carga hidráulica no Poço UFRJ 03 durante ensaio de bombeamento.

Utilizando-se os valores da carga hidráulica durante a estabilização do nível dinâmico (Figura 35), percebe-se que nitidamente há variação do nível médio dessa carga, de maneira cíclica, com uma amplitude de cerca de três metros, maior que a própria variação de maré, indicando que essa variação não tenha ocorrido devido ao efeito-maré.

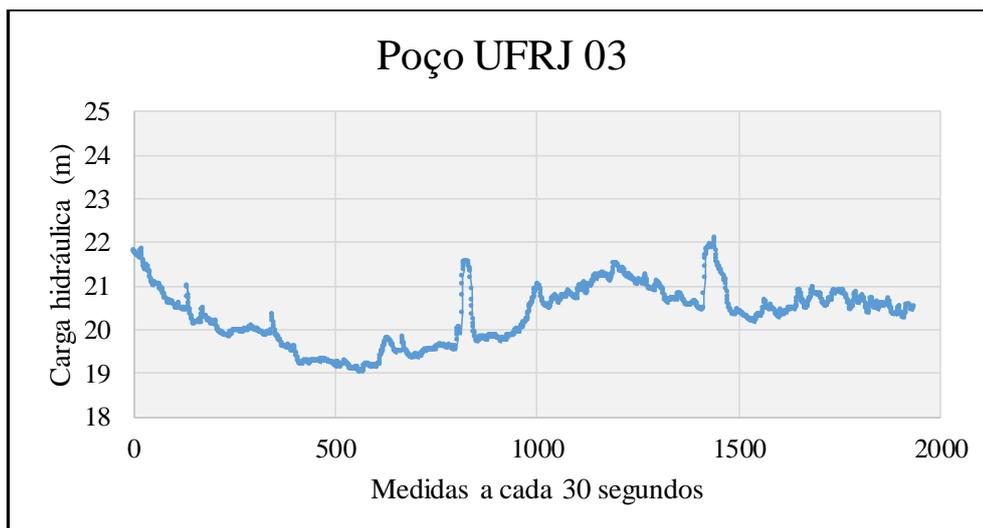


Figura 35: Gráfico da carga hidráulica no Poço UFRJ 03 durante estabilização do nível dinâmico durante o ensaio de bombeamento.

Apesar da amplitude não indicar com clareza se é resultado do efeito maré, foi realizado uma comparação entre o nível da maré oceânica e a carga hidráulica nesse poço (Figura 36). Verificou-se um tempo de retardo entre os pontos máximos das curvas de 6,75 horas, o mais demorado dentro os vistos em todos os poços. Entre os pontos mínimo não foi possível quantificar um tempo de atraso, pois só há um ponto baixo do nível da água no poço, que apresenta justamente o momento com maior amplitude.

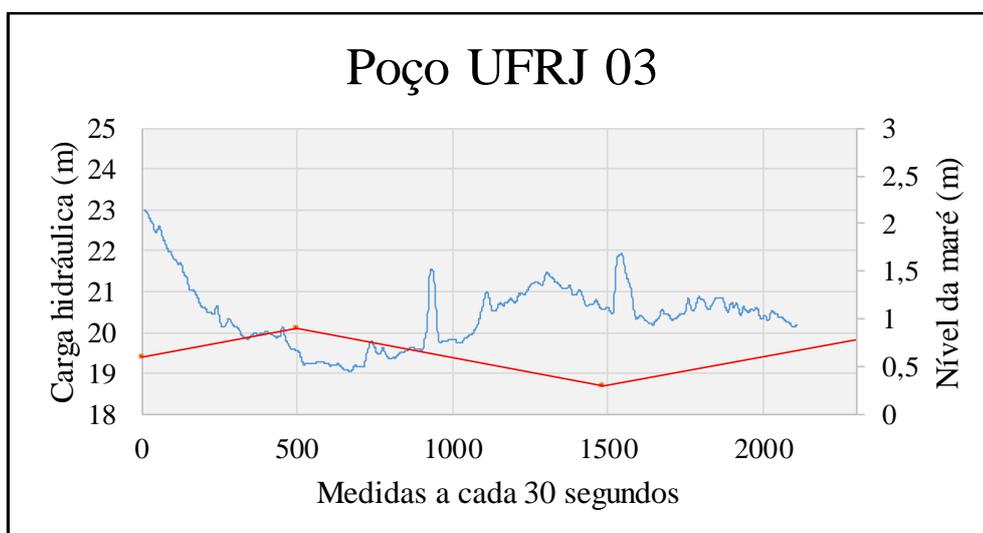


Figura 36: Comparação entre a carga hidráulica durante estabilização do nível da água com o nível da maré oceânica.

Sabendo que a distância do poço até a linha de costa é de 809 metros, e o tempo de retardo verificado, foi possível realizar o cálculo da difusividade hidráulica, obtendo o valor de $3,3 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{dia}$.

- Poço de monitoramento UFRJ 04

O monitoramento da carga hidráulica realizado no Poço UFRJ 04 foi realizado sem influência de bombeamento, a partir da análise da carga hidráulica no poço (Figura 37) verificou-se a variação cíclica do nível da água, com uma amplitude menor que um centímetro, provavelmente um efeito devido a maré oceânica.

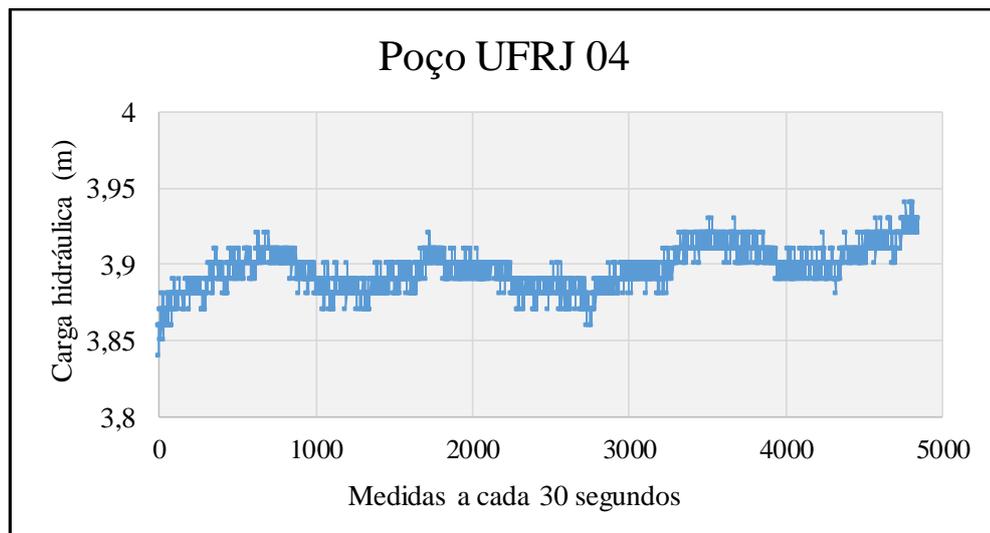


Figura 37: Variação da carga hidráulica no Poço UFRJ 04 devido ao efeito maré.

Dessa forma, foi realizada a comparação da variação da carga hidráulica nesse poço com a do nível da maré oceânica, conforme observa-se na figura 38.

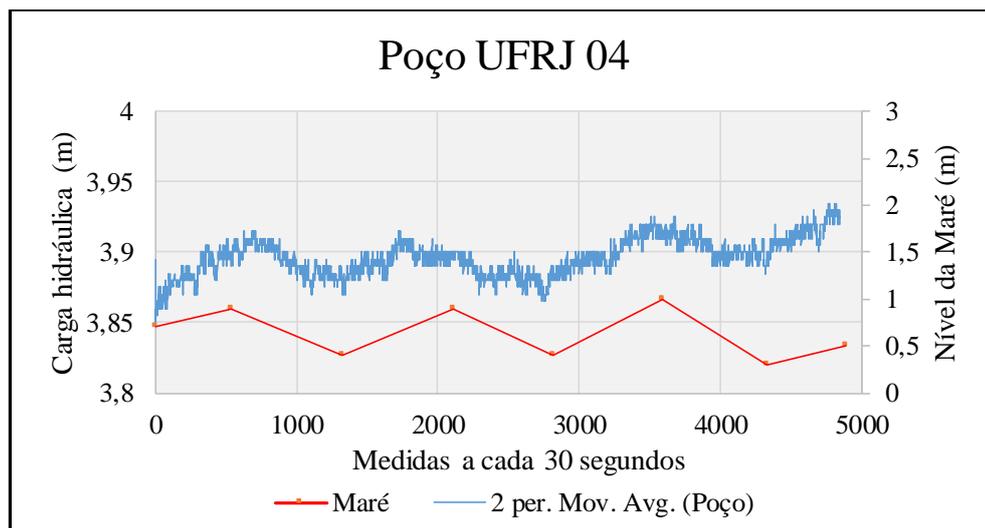


Figura 38: Comparação da carga hidráulica no Poço UFRJ 04 com o nível da maré.

Observou-se um retardo pouco expressivo, tanto entres os pontos máximos das curvas, quanto os mínimos, por vezes esses pontos chegam a se sobrepor. O retardo máximo observado foi de 0,83 hora, observado em apenas em um intervalo entre dois pontos máximos. Sabendo que a distância desse poço até a linha de costa é de 261 metros, foi possível calcular a difusividade hidráulica. Obteve-se dessa maneira o valor de $2,3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{dia}$.

- Poço de monitoramento UFRJ 05

A partir da observação da variação da carga hidráulica durante o teste de bombeamento no Poço UFRJ 05 (Figura 39), verifica-se uma carga inicial de cerca de 76,32 metros. Quando inicia-se o bombeamento essa carga diminui progressivamente, e após cerca de 17,7 minutos, o nível dinâmico se estabiliza com cerca de 73,5 metros de coluna de água. Quando sessa o bombeamento, depois de 47,83 minutos o nível estático é recuperado.

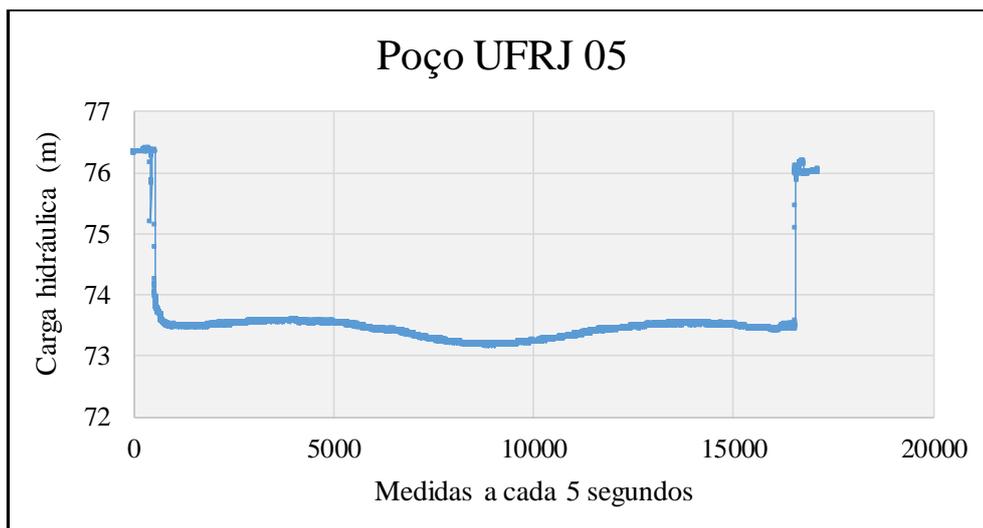


Figura 39: Carga hidráulica do Poço UFRJ 05 durante ensaio de bombeamento.

Utilizando os valores de carga hidráulica referente ao momento de estabilização do nível dinâmico, também verificou-se uma variação cíclica da carga hidráulica. Dessa forma, foi realizada a comparação com a carga hidráulica desse momento com o nível da maré oceânica. Foi possível verificar a partir que o tempo de retardo entre os pontos máximos das curvas foi de 2,53 horas, e entre os mínimos foi de 2,09 horas (Figura 40).

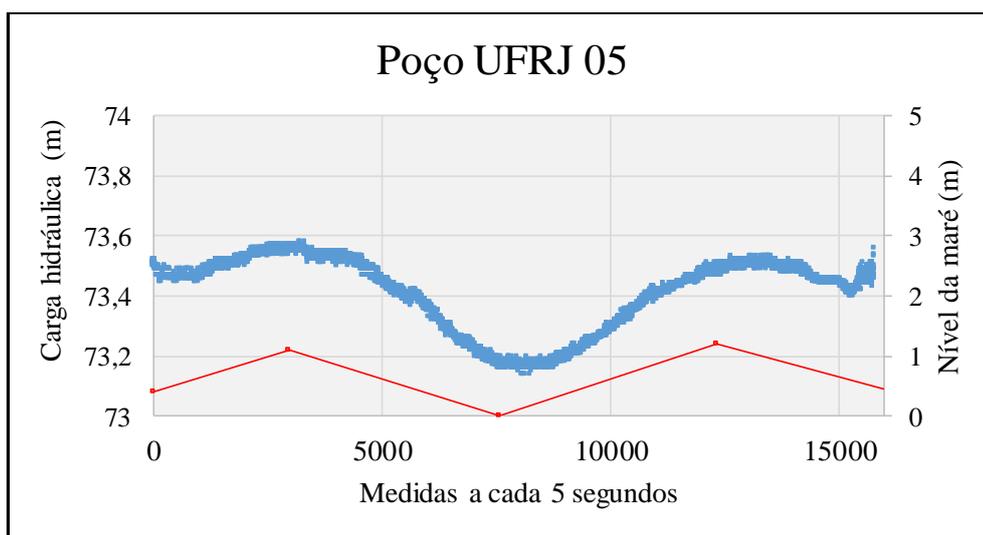


Figura 40: Comparação entre a carga hidráulica no poço e o nível da maré.

Sabendo os tempos de atraso, e que a distância desse poço até a linha de costa é de 405 metros, foi realizado o cálculo da difusividade hidráulica. Obteve-se o valor de $6,0 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{dia}$ a partir dos pontos máximos, e de $8,8 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{dia}$ a partir dos mínimos.

- Correlação dos resultados obtidos

Na tabela 3, observa-se todos os valores de difusividade hidráulica calculados, bem como as distâncias e os tempos de retardos observados, em cada monitoramento. Avaliando os valores de difusividade, verificou-se uma certa variação, sendo o menor valor $3,3 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{dia}$ e o maior de $2,3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{dia}$

Tabela 3: Valores de distância, tempo de retardo e difusividade hidráulica obtidas nos poços estudados.

Poço de Monitoramento	Distância até a linha de costa (m)	Tempo de retardo (cristas) (h)	Tempo de retardo (vales) (h)	Difusividade hidráulica (cristas) m^2/dia	Difusividade hidráulica (vales) m^2/dia
Poço UFRJ 01 (Bombeamento)	381	2,25	1,11	$6,7 \times 10^5$	$2,6 \times 10^6$
Poço UFRJ 02 (Bombeamento)	392	-	-	-	-
Poço UFRJ 02 (Repouso)	392	1,7	1,82	$1,2 \times 10^6$	$1,0 \times 10^6$
Poço UFRJ 03 (Bombeamento)	809	6,75	-	$3,3 \times 10^5$	-
Poço UFRJ 04 (Repouso)	261	0,83	-	$2,3 \times 10^6$	-
Poço UFRJ 05 (Bombeamento)	405	2,53	2,09	$6,0 \times 10^5$	$8,8 \times 10^5$

Correlacionando a distância dos poços estudados até a linha de costa com o tempo de retardo entre os pontos máximos (cristas), conforme exibido na figura 41, verifica-se que quanto maior a distância, maior o tempo de retardo observado nos poços.

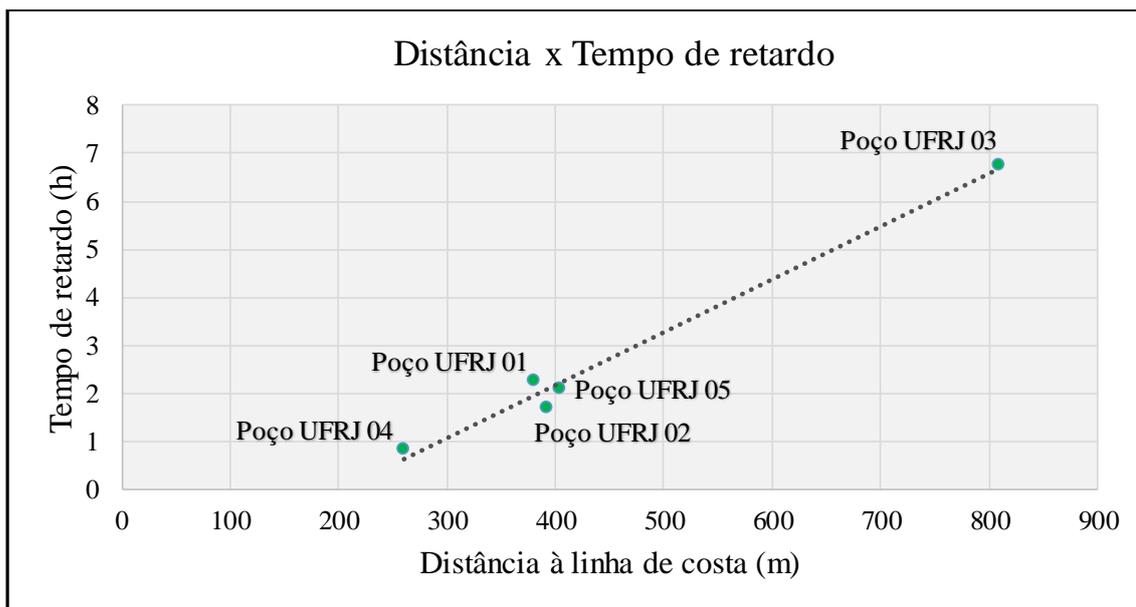


Figura 41: Gráfico da distância dos poços até a linha de costa, com seus respectivos tempo de retardo (cristas) observados nos poços.

Assim como o tempo de retardo, compararam-se os valores de difusividade hidráulica com a distância dos poços até a linha de costa. Dessa forma observou-se, que conforme menor a distância, maior a difusividade, do mesmo modo que, quanto maior a distância, menor a difusividade (Figura 42).

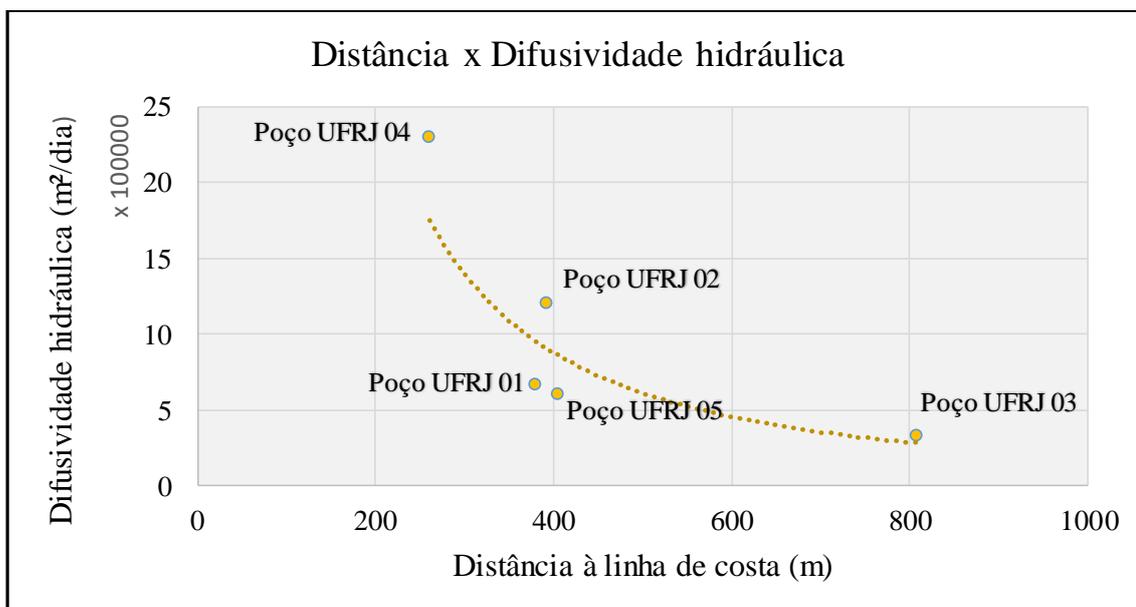


Figura 42: Gráfico da distância dos poços até a linha de costa, com respectivos valores de difusividade hidráulica.

5.2. Comparação com trabalhos anteriores

A seguir, foram utilizados os resultados obtidos para comparar com outros dois trabalhos. Sendo que, os valores apresentados por Silva Jr. *et al.*(2014) foram calculados através de testes de bombeamentos, uma metodologia convencional. Enquanto os resultados de Fernandes *et al.* (2016) foram adquiridos pelo mesmo método deste trabalho.

- Silva Jr. *et al.*, 2014

A partir da obtenção de dados de transmissividade e coeficiente de armazenamento dos poços UFRJ 02, 04 e 05, é possível calcular o valor da difusividade hidráulica (T/S), conforme Tabela 4. Desse modo, realizou-se a comparação destes com resultados obtidos neste trabalho. Assim, notou-se que há uma disparidade com os valores obtidos neste estudo, que será discutida a seguir.

Tabela 4: Valores de transmissividade e coeficiente de armazenamento, obtidos a partir de ensaios de bombeamento (Silva Jr. *et al.*, 2014), e respectivo cálculo da difusividade hidráulica.

Poço de Monitoramento	T (m ² /dia)	S	T/S (m ² /dia)
Poço UFRJ 01	-	-	-
Poço UFRJ 02	240	2,7 x 10 ⁻⁴	8,8 x 10 ⁵
Poço UFRJ 03	-	-	-
Poço UFRJ 04	109	2,7 x 10 ⁻⁴	4 x 10 ⁵
Poço UFRJ 05	291	2,3 x 10 ⁻⁴	1,2 x 10 ⁶

- Fernandes *et al.*, 2016

Comparando os resultados obtidos neste trabalho com os realizados por Fernandes *et al.* (2016), conforme observado na Tabela 5, pode-se verificar que o monitoramento da carga hidráulica no Poço UFRJ 05, ao longo de oito meses, efetuando medidas a cada seis horas, com valor igual de período de maré (12,4 horas), apresentou valores semelhantes aos obtidos no monitoramento com intervalos curtos (30 segundos e 5 segundos).

Tabela 5: Valores máximo e mínimo de difusividade hidráulica, obtidos a partir do monitoramento de oito meses (Fernandes *et al.*, 2016).

Poço de Monitoramento	Difusividade hidráulica (m ² /dia)	
	Mínimo	Máximo
Poço UFRJ 05	1,1 x 10 ⁵	4,2 x 10 ⁶

- Comparação entre as metodologias

De maneira geral, comparando os resultados obtidos com os adquiridos pela mesma metodologia), no Poço UFRJ 05, verifica-se uma variação maior nos resultados obtidos por Fernandes *et al.*, 2016, da ordem de 10 m³/dia, que englobam os valores obtidos neste estudo, que por sua vez apresentaram uma variação menor para esse poço. A partir do teste de bombeamento realizado nesse mesmo poço (Silva Jr. *et al.*, 2014), verifica-se uma disparidade com os valores obtidos a partir dos monitoramentos, sendo um valor superior ao deste estudo e dentro da faixa de valores obtidos por Fernandes *et al.* (2016).

Comparando com os valores do teste de bombeamento realizados nos poços UFRJ 02 e 04, verifica-se que os resultados obtidos por monitoramento foram superiores, diferentemente do poço UFRJ 05 que foi inferior, demonstrando uma diferença nas metodologia empregada, que pode estar relacionada a abrangência dos dois métodos, sendo que os ensaios de bombeamento abrangem uma área menor quando comparados aos monitoramentos, que calcula a difusividade hidráulica do meio desde a linha de costa até o poço.

Tabela 6: Valores de difusividade obtidos no presente trabalho e nos trabalhos anteriores.

Poço de Monitoramento	Difusividade hidráulica (m ³ /dia)	Silva Jr. <i>et al</i> (2014) Difusividade hidráulica (m ³ /dia)	Fernandes <i>et al.</i> (2016) Difusividade hidráulica (m ³ /dia)
Poço UFRJ 01	6,7 x 10 ⁵ e 2,6 x 10 ⁶	-	-
Poço UFRJ 02	1,2 x 10 ⁶ e 1,0 x 10 ⁶	8,8 x 10 ⁵	-
Poço UFRJ 03	3,3 x 10 ⁵	-	-
Poço UFRJ 04	2,3 x 10 ⁶	4,0 x 10 ⁵	-
Poço UFRJ 05	6,0 x 10 ⁵ e 8,8 x 10 ⁵	1,2 x 10 ⁶	1,1 x 10 ⁵ - 4,2 x 10 ⁶

6. CONCLUSÃO

O presente trabalho teve como objetivo o estudo hidrogeológico do aquífero Emborê, através da obtenção da difusividade hidráulica e observação de suas variações em diferentes locais, a partir de monitoramentos da carga hidráulica em poços na região costeira no norte do estado do Rio de Janeiro. Para isso, foram utilizados dados referentes à carga hidráulica em cinco poços profundos, sendo quatro monitoramentos realizados em regime de bombeamento e dois sem influência de captação de água.

Analisou-se a variação do nível de água, com o objetivo de identificar a influência da maré oceânica nos poços de monitoramento. Assim, foi identificado o comportamento cíclico do nível piezométrico nos poços, de acordo com o nível da maré. De maneira geral, os poços sem influência de bombeamento apresentaram comportamento mais evidente em comparação aos monitoramentos em regime de bombeamento, apesar de estes também apresentarem bons resultados, como por exemplo o poço UFRJ 05, efetuado durante ensaio de bombeamento.

Foi possível concluir que, conforme aumenta a distância da linha de costa, o tempo de retardo da influência da maré nos poços de água também aumenta. O poço UFRJ 02, está a uma distância de 261 metros do mar, sendo o mais próximo da costa, tendo um retardo máximo de 0,83 horas (aproximadamente 50 minutos). Já os poços UFRJ 01, 02 e 05, que estão a uma distância de 381 metros, 392 metros e 405 metros da costa, respectivamente, apresentaram um tempo de atraso médio de 2 horas (sendo o menor de 1,11 horas e o maior de 2,53 horas). O poço UFRJ 03, o mais afastado, distanciado a 809 metros, apresentou um tempo de retardo de 6,75 horas.

Em relação a difusividade hidráulica, constatou-se que conforme a distância dos poços a linha de costas aumenta, ela decresce. O Poço UFRJ 02, que é o poço mais próximo ao mar (261 m), apresentou valor de difusividade da ordem de 10^6 m²/dia. Os Poços UFRJ 01, 02 e 03, que estão em torno de 400 metros da costa, apresentaram valores de difusividade hidráulica da ordem de 10^5 a 10^6 m²/dia. E o Poço UFR 03, o poços mais distante (809 m), constatou-se valor de difusividade hidráulica da ordem de 10^5 m²/dia.

Levando em consideração que a difusividade hidráulica do sistema aquífero diminui conforme se distancia da costa, pode-se concluir que isso ocorre devido a uma provável heterogeneidade da litologia desse sistema. Como a difusividade é a razão entre a Transmissividade e o Coeficiente de Armazenamento, a razão dessa diminuição na proporção que se afasta da costa, pode ser devido ao aumento do coeficiente de armazenamento ou ao decréscimo da transmissividade nessa mesma direção, ou ocorrem os dois fatores. Essa teoria

também pode ser confirmada quando observam-se os valores obtidos através do teste de bombeamento realizados anteriormente, que também apresentam uma variação considerável quanto aos parâmetros obtidos. A outra hipótese para explicar o fenômeno, também foi apontada por autores que utilizaram essa mesma metodologia, é que há uma incerteza quanto aos resultados, provavelmente devido aos dados utilizados do nível da maré, ou mesmo da equação utilizado, tendo em vista que esse tipo de estudo ainda foi pouco utilizado, sendo um método que deve ser aprimorado.

A partir das comparações efetuadas com os dois trabalhos anteriores, verificaram-se resultados, de maneira geral, semelhantes, indicando que a metodologia empregada obteve bons resultados. O monitoramento realizado no Poço UFRJ 05, por oito meses, apresentou gráfico menos detalhado quanto á amplitude das ondas senoidais da carga hidráulica, enquanto o presente estudo demonstrou gráficos mais detalhados, devido ao menor intervalo das medidas, porém os dois apresentaram valores muito próximos quanto ao parâmetro hidráulico calculado.

Quando comparado aos resultados obtidos nos ensaios de bombeamento, realizados anteriormente, observou-se uma pequena diferença, pode significar algum erro em alguma das metodologias aplicadas, ou estar relacionada a abrangência dos parâmetros obtidos em cada metodologia, sendo os ensaios de bombeamento mais locais e os monitoramentos mais abrangentes, já que foi possível calcular a difusividade hidráulica desde a linha de costa até o poço.

Portanto, a metodologia aqui aplicada é economicamente mais vantajosa, quando comparados a ensaios de bombeamento. Apresentou bons resultados, sendo uma ótima ferramenta para análise do comportamento de aquíferos em regiões costeiras, como a do presente estudo, mas que ainda necessita de avanço.

7. RECOMENDAÇÕES

Com base nos resultados obtidos e nas conclusões alcançadas, foi possível indicar sugestões e recomendações, para trabalhos futuros, a fim de melhorar o conhecimento hidrogeológico do sistema aquífero da área de estudo, e para aprimorar a metodologia aqui aplicada.

- Realizar monitoramentos em mais poços na região, principalmente entre 400 e 800 metros de distância da linha de costa, para ajustar melhor a curva de distância por tempo de retardo e por difusividade hidráulica.
- Realizar monitoramentos, mantendo os intervalos entre as medidas utilizados neste estudo (30 segundos, de modo geral), porém por períodos mais prolongados, objetivando obter mais valores de tempo de retardo, para diminuir o possível erro dos valores obtidos neste trabalho.
- Realizar novos testes de bombeamento, em outros poços na região
- Obter os níveis da maré oceânica no local, concomitantemente ao monitoramentos, para obter valores mais detalhados, pois os dados utilizados, apresentam apenas quatro valores diários.

8. REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, C.; SILVA, M. J. L. Novas Observações Sobre o Efeito de Maré em Aquíferos Costeiros do Algarve. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal. 24, p. 289-293, 1983.
- BARRETO, A. B. C., MONSORES, A. L. M., LEAL, A. DE S. E PIMENTEL, J. – Projeto Rio de Janeiro - Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, RJ-Brasil, 1294-1299.
- CPRM SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Rio de Janeiro: geologia, geomorfologia, geoquímica, geofísica, recursos minerais, economia mineral, hidrogeologia, estudos de chuvas intensas, solos, aptidão agrícola, uso e cobertura do solo, inventário de escorregamentos, diagnóstico geoambiental. Rio de Janeiro: CPRM: Embrapa Solos; 2001.
- CAETANO, L. C. Água subterrânea para o Município de Campos dos Goytacazes: uma opção para o abastecimento. Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. Campinas, SP. 2000.
- CAPACCIONI, B.; DIDERO, M.; PALETTA, C.; DIDERO, L. Saline intrusion and refreshing in a multilayer coastal aquifer in the Catania Plain (Sicily, Southern Italy): dynamics of degradation processes according to the hydrochemical characteristics of groundwaters. Journal of Hydrology. 307:1–16, 2005.
- CAPUCCI, E.B. - Províncias Hidrogeológicas e Mapa de potencialidades médias de água subterrânea no Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. RJ. CEDAE. 1988.
- CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. Episodes, vol. 11, No.3, p. 194-202, 1988.
- CRUZ, JOSÉ V.; SILVA, MANUEL O. Estudo do efeito de maré em aquíferos costeiros: o caso de estudo da ilha do Pico (Açores–Portugal). Actas do IV. Congr da Água, Lisboa, 1998.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. Hidrogeologia subterrânea. Barcelona. Editorial Omega. v I e II, 1983.

FADILI, A. Etude hydrogéologique et géophysique de l'extension de l'intrusion marine dans le sahel de l'Oualidia (Maroc): analyse statistique, hydrochimie et prospection électrique. 2014. 289 p. Thèse univ. Chouaïb Doukkali, Maroc.

FERNANDES, M. F. S.; CASTRO, J. W. A.; SILVA JR, G. C.; MENDES, G. S. Estimativa de parâmetros hidrodinâmicos do Aquífero Emborê em Farol de São Tomé - RJ Com as oscilações do nível piezométrico e maré oceânica. *Águas Subterrâneas*, v. 30, p. 209-223, 2016.

FERRIS, J. G. A quantitative method for determining ground-water characteristics for drainage design, *Agric. Eng.*, vol.31, pp, 285-2899.

FERRIS, J. G. Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility, *Assemblée Générale de Bruxelles, Assoc. Intl. a' Hydrologie Scientifique*, v. 2, p. 148-15, 1951.

FUNDAÇÃO Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro – CIDE, Território. Rio de Janeiro. 80p, 1997.

GAMA JÚNIOR, E.G. Sistemas deposicionais e modelo de sedimentação das formações Campos e Emborê, Bacia de Campos, Rio de Janeiro, Brasil. Tese de doutoramento (USP,1977).

GORINI, M. A.; SOUZA, E. A.; REIS, A. T.; CASTRO, JR. J. C.; FACURI, M. T. Geomorfologia e aspectos evolutivos do complexo leque submarino de São Tome – RJ, 1993

JACOB, C. E. Flow of ground water. In: Rouse, H. (Ed). *Engineering hydraulics*. Wiley, Hoboken, N.J., p. 321–386, 1950.

JIAO, JIU JIMMY; TANG, ZHONGHUA. An analytical solution of groundwater response to tidal fluctuation in a leaky confined aquifer. *Water Resources Research*, v. 35, n. 3, p. 747-751, 1999.

LI, H.; JIAO, J. J. Tide-induced groundwater fluctuation in a coastal leaky confined aquifer system extending under the sea. *Water Resources Research*, v. 37, no. 5, p. 1165-1171, 2001.

MARTINS, PABLO SIMÕES. Petrografia e estratigrafia química de rochas carbonáticas do Terciário da Bacia de Campos: Membro Siri. UERJ/FGEL, 2007. Dissertação (Mestrado em Ciências).

MIGUENS, ALTINEU PIRES. Navegação: a ciência e a arte. Volume I–Navegação costeira, 1996.

MORAES, M.A.S. Diagenetic evolution of Cretaceous-Tertiary turbidite reservoirs, Campos Basin, Brazil. *The American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 73, 5, 598 - 612v 1989.

PONTE, F.C., ASMUS, H.E. Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geol. Rundsch.*, 68: 201-235, 1978.

RANGEL, H. D., MARTINS F. A. L., ESTEVES, F. R., FEIJÓ F. J., 1994. Bacia de Campos. *Boletim Geociências. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 8 (1): 203-217.

SCHALLER, H. Estratigrafia da Bacia de Campos, *in* Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju-SE: Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p. 247-258, 1973.

SILVA JR, G. C.; ALVES, M. G.; MELLO, C. L. *et al.* Projeto Avaliação Hidrogeológica da Formação Emborê na porção emersa da Bacia de Campos visando o descarte de água de produção de petróleo. Programa Gerenciamento de Águas no Segmento Produção de Petróleo da ANP/PETROBRAS. 2014. Convênio entre Petróleo Brasileiro S/A - Petrobras, Universidade Federal do Rio de Janeiro–UFRJ, Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro – UENF (Instituições Executoras) e Fundação Coordenação de Projetos, Pesquisas e Estudos Tecnológicos – COPPETEC (Instituição Conveniente).

TODD, D. K. Hidrologia de águas subterrâneas. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 1959.

VIANA, A.R.; FAUGÈRES, J.C.; KOWSMAA, R.O.; LIMA, J.A.M.; CADDAH, L.F.G.; RIZZO, J.G. Hydrology, Morphology and Sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology* 115, p. 133-157, 1998.

WINTER, W.R., JAHNERT, R.J., FRANÇA, A.B. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 511-529, maio/nov, 2007.