



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

Instituto de Geociências
Dinâmica dos Oceanos e da Terra
Programa de Pós-Graduação

**“CARACTERÍSTICAS DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DA
FORMAÇÃO MURIBECA, DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS.”**

TANAI GONÇALVES

Orientador: Cleverson Guizan Silva

RIO DE JANEIRO
2016

TANAI GONÇALVES

Geólogo - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro/2013

**“CARACTERÍSTICAS DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DA
FORMAÇÃO MURIBECA, DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS.”**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, como parte dos requisitos exigidos para a obtenção do título de Mestre em Geologia e Geofísica Marinha.

Orientador: Cleverson Guizan Silva

RIO DE JANEIRO
2016

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

G635c Gonçalves, Tanai
CARACTERÍSTICAS DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DA FORMAÇÃO
MURIBECA, DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS. / Tanai Gonçalves ;
Cleverson Guizan Silva, orientador. Niterói, 2017.
105 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2017.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2017.m.13776165766>

1. Reservatórios Carbonáticos. 2. Bacia de Sergipe-
Alagoas. 3. Formação Muribeca. 4. Evolução de Porosidade.
5. Produção intelectual. I. Silva, Cleverson Guizan,
orientador. II. Universidade Federal Fluminense. Instituto de
Geociências. III. Título.

CDD -

Folha de Aprovação

Defesa da dissertação de mestrado de **Tanai Gonçalves**, intitulada: **“CARACTERÍSTICAS DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DA FORMAÇÃO MURIBECA, DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS”**, orientado pelo(a) Prof(a). **Cleverson Guizan Silva**, apresentado à banca examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós Graduação em Dinâmicas do Oceano e da Terra da Universidade Federal Fluminense, em 02 de Fevereiro de 2017. Os membros da Banca Examinadora consideraram o candidato **Aprovado**.

Banca Examinadora:

Doutor Rogério de Araujo Santos - UFF

Doutor Leonardo Borghi - UFRJ

Agradecimentos

Para que esta dissertação pudesse ser escrita, houve o esforço mútuo de diversas pessoas que atuaram direta e indiretamente para que houvesse a conclusão. Aqui nomeio pessoas chaves, porém nunca esquecerei dos que me ajudaram, e aqui não foram citados.

Agradeço primeiramente ao meu orientador Cléverson Guizan, que me acolheu como orientando, e me guiou mostrando o caminho certo a seguir, de forma única, admirável e exemplar.

Registro meus agradecimentos em especial ao professor Akihisa Motoki (*in memorian*) que mesmo com a pouca convivência me passou ensinamentos, acadêmicos e de vida, importantíssimos, sei que está muito melhor do que nós agora. E também a professora Susana Sichel, que aceitou me orientar, e me ajudou em diversos momentos, e agora passou do status de orientadora para amiga.

Agradeço a ela, a mulher da minha vida, Fabyana, por todo amor, parceria, estímulo, compreensão e colaboração. Muito obrigado por estar comigo em todos os momentos.

Agradeço enormemente à minha família, minha mãe e irmãs, que estiveram comigo incondicionalmente, sempre que precisei.

Os amigos, que são muitos, de infância, de faculdade, de mestrado, de trabalho, e de caminho, desejo tudo de melhor, pois sempre que precisei, pude contar com todos.

Agradeço à empresa Nord Oil & Gas, que forneceu os dados e suporte para este estudo.

À UFF, que me possibilitou, com toda sua estrutura docente e administrativa, finalizar este estudo, muito obrigado.

E por fim, com muito pesar, agradeço à pessoa que agora está comigo, mais do que nunca, em todos os momentos. Me ensinou, ajudou, brigou, incentivou, me viu e me fez crescer. Se eu pudesse, acho que usaria todas as páginas dessa dissertação para descrever suas qualidades, e em tudo o que me ajudou. Obrigado meu pai, por tudo. Onde estiver, sei que está comigo.

*Dedico esta dissertação a Luiz Carlos Gonçalves
In Memoriam
Pai, Amigo e agora anjo*

Resumo

A bacia de Sergipe-Alagoas é uma das bacias terrestres brasileiras cujos sistemas petrolíferos vêm sendo estudados desde o início da exploração de hidrocarbonetos no Brasil. O campo de Carmópolis, cujas maiores acumulações de petróleo se concentram nos reservatórios areníticos de um dos membros da Formação Muribeca desta bacia, é, atualmente, o campo terrestre de maior produção de hidrocarbonetos no Brasil, e fica localizado próximo à região alvo deste estudo.

Os dados de geofísica de poços são os dados mais utilizados na indústria de petróleo e gás, para caracterização petrofísica de reservatórios. Porém, esses dados são muito mais confiáveis quando aplicados a reservatórios areníticos convencionais, cujas porosidades, que são primordialmente deposicionais, permitem uma modelagem muito mais simples quando se comparado a reservatórios carbonáticos com complexos sistemas de porosidades, que são dinamicamente alterados durante a diagênese, como exemplo, as rochas dos Membros Ibura e Oiteirinhos da Formação Muribeca. Portanto, para que uma análise petrofísica eficaz e confiável seja realizada em um reservatório carbonático, os dados de geofísica devem ser combinados com outros tipos de dados, como amostras de rochas, perfis de imagens e dados sísmicos com boas resoluções.

O presente trabalho possui o intuito de aprimorar o entendimento sobre os reservatórios carbonáticos da Formação Muribeca, apresentando uma análise petrofísica interpretada através de dados de perfis elétricos de poços, em conjunto com análise de seções sísmicas interpretadas, , e fotos de lâminas delgadas retiradas de testemunhos dos reservatórios carbonáticos dessa formação, identificando nessas propriedades petrofísicas, saturação de hidrocarbonetos e os principais processos e eventos responsáveis pela criação, aumento ou destruição de porosidade desses reservatórios. Em conclusão, foi comprovada a qualidade e produtividade dos estratos carbonáticos desta formação litológica, com boas propriedades petrofísicas geradas por porosidade secundária.

Palavras-chave: Bacia de Sergipe-Alagoas; Formação Muribeca; Reservatórios Carbonáticos; Petrofísica; Diagênese; Evolução de Porosidade.

Abstract

The Sergipe-Alagoas basin is one of the Brazilian onshore basins which has had its petroleum systems being studied since the beginning of hydrocarbon exploration in Brazil.

The Carmópolis Field, whose largest oil accumulations are concentrated in the sandstones reservoirs of one member of the Muribeca formation of this basin, is nowadays the onshore field with the highest hydrocarbon production in the country. It is located close to the target region of this study.

Geophysical well data are the most utilized data for petrophysical characterization in the oil and gas industry. But these data becomes more reliable when applied to conventional sandstone reservoirs, where the basically depositional porosity allows a much simpler reservoir modeling as when compared to carbonate reservoirs with complex porosity systems, the last being dynamically altered during diagenesis. Exemple: Ibura e Oiteirinhos reservoir rocks in the Muribeca formation.

Therefore, in order to accomplish a reliable petrophysical analysis for a carbonate reservoir, geophysical well data must be combined with other data, such as rock samples, image logs and good resolution seismic data.

This present issue intends to reach a better understanding about the Muribeca's carbonate reservoirs, presenting a petrophysics analysis using the well logs, with interpreted seismic data , and photos of thin samples from cores taken from these carbonate reservoirs, identifying in those petrophysical properties, hydrocarbon saturation and the main processes and events which are responsible for creating, increasing or destructing these reservoir's porosity. In conclusion, the quality and productivity of these carbonate strata were proved, with good petrophysical properties resulting from secondary porosity.

Keywords: Sergipe-Alagoas Basin; Muribeca Formation; Carbonate Reservoirs; Petrophysics; Diagenesis; Porosity Evolution.

Índice

Ficha catalográfica	iii
Folha de Aprovação	iv
Agradecimentos	v
Resumo	vi
Abstract.....	vii
Índice	viii
Índice de Figuras.....	ix
Índice de Tabelas	xii
1. Introdução	1
2. Materiais e Métodos	3
3. A Bacia Sergipe-Alagoas: Arcabouço Tectônico e o Contexto Geológico Regional	6
3.1. Arcabouço Tectônico do Estágio Rifte	7
3.2. Estratigrafia Sergipe-Alagoas	11
3.2.1. Estágio de Sinéclise	11
3.2.2. Estágio Pré-Rifte	12
3.2.3. Estágio Rifte	12
3.2.4. Estágio Transicional	13
3.2.5. Sequência Drifte	13
3.3. Formação Muribeca.....	17
4. Rochas Carbonáticas.....	21
4.1. Ambientes de deposição carbonática.....	23
4.2. Reservatórios Carbonáticos	28
4.3. Ambientes diagenéticos que influenciam a porosidade carbonática.....	35
5. Resultados.....	41
5.1. Interpretação dos dados geofísicos de poço para caracterização dos reservatórios e determinação das zonas de saturação de hidrocarbonetos.....	41
5.2. Caracterização petrográfica de testemunhos.....	69
5.3. Interpretações de Perfis de Imagens	79
6. Discussão de Resultados.....	81
7. Conclusões.....	89
8. Referências Bibliográficas:	90

Índice de Figuras

Figura 1 – Modelo de variação do nível de base durante a formação da Sequência Transicional da Bacia de Sergipe-Alagoas. Em A) está representada a curva de variação relativa do nível de base (em preto), considerando os efeitos da eustasia (em azul) e subsidência (em vermelho), em B) está representada uma curva de variação relativa para sequências de 3ª ordem e, em C), as curvas de variação relativa para as sequências de mais alta ordem que integram a Sequência Transicional (Rabêlo Cruz, 2008).	2
Figura 2 - Arcabouço estrutural do embasamento da Bacia Sergipe-Alagoas, mostrando os principais compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (reproduzido de Lana 1985 e Falkenhein <i>et al.</i> , 1986).	8
Figura 3 - Modelo evolutivo proposto por Lana (1985) para o arcabouço estrutural da bacia e a distribuição aproximada das tensões principais. Notar migração da transcorrência, da borda em direção ao interior da bacia, bem como os meio- <i>grabens</i> delimitados por falhas N-S (A e B). No final do rifteamento (C) ocorre distensão e grande subsidência no sul, concomitante com transpressão no norte.	9
Figura 4 - Modelo proposto por Castro Jr. (1987) para o arcabouço estrutural da bacia. Em A) complexo de bacias Recôncavo-Tucano, Sergipe-Alagoas e Gabão e em B) o sistema do Rife Gregory, no Leste Africano (Bosworth <i>et al.</i> , 1986 <i>apud</i> Castro Jr. 1987). Os perfis C-C' e D-D' representam seções esquemáticas mostrando a disposição das bacias durante o Neocomiano. As setas em preto apontam os locais de espessura crustal mínima, que definiram os pontos de ruptura continental. ...	10
Figura 5 - Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe (Campos Neto <i>et al.</i> , 2007).	15
Figura 6 - Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas (Campos Neto <i>et al.</i> , 2007).	16
Figura 7 - Classificação carbonática de Dunham (Dunham, 1962).	22
Figura 8 - Exemplos de plataforma Restrita e rampa Homoclinal e suas subdivisões (Traduzido de Ahr, 2008).	25
Figura 9 – Exemplos de Plataforma Aberta e Rampa Distal Íngreme, e suas subdivisões (Traduzido de Ahr, 2008).	25
Figura 10 – A classificação de Ahr (2008) mapeia a geometria dos poros e tenta relacionar a estratigrafia às predições de permeabilidade.	31
Figura 11 - A separação dos ambientes diagenéticos em estágios, que ocorrem durante a vida de soterramento da rocha (Choquette and Pray, 1970).	35
Figura 12 - Esquema das diferentes zonas diagenéticas, focando principalmente nas zonas de superfície e sub-superfície (McIlreath and Morrow, 1990).	36
Figura 13 – Os ambientes diagenéticos e seus efeitos nos grãos carbonáticos (Traduzido de Moore, 1989).	37
Figura 14 - Uma visão simplística sobre identificação de grãos de cimento (traduzido de Moore, 1992).	39
Figura 15 – Os 4 estágios de evolução de porosidade inicial em carbonatos sujeitos à exposição subaérea. Os poros preenchidos em preto. Mostra a complexidade porosa dos reservatórios carbonáticos (traduzido de Saller <i>et al.</i> , 1999).	40
Figura 16 - Horizonte sísmico em tempo do topo do Membro Oiteirinhos, com os poços marcados em vermelho.	41
Figura 17 – Horizonte sísmico em tempo do topo do Membro Ibura, com os poços marcados em vermelho.	42
Figura 18 – Seção sísmica cobrindo os poço G, H, I e J.	42
Figura 19 – Seção sísmica mostrando os possíveis paleocanais que prevaleciam na região de estudo durante a deposição da Formação Muribeca.	43
Figura 20 - Mapa de profundidade em tempo do topo do membro Ibura com os possíveis paleocanais marcados em vermelho. Nota-se um paleocanal marcado ao centro da região que culmina em região próxima ao poço A, que pode ter possibilitado deposição do membro Carmópolis.	44

Figura 21 - Mapa de profundidade em tempo do topo do membro Oiteirinhos com os possíveis paleocanais marcados em vermelho.....	44
Figura 22 – Perfil composto do Poço A. Curvas de perfis disponíveis Caliper (Cali), Raio Gama (GR), Potencial Espontâneo (SP), Calipe (CALI), Resistividade induzida (SFLU e ILD), Neutrão (NPHI), Densidade (RHOB) e Sônico (DT).....	46
Figura 23 – Seção mostrando os perfis corridos no poço B. Raio Gama (RG), Resistividade Induzida (ILD), Densidade (RHOB), e sônico (DT).....	47
Figura 24 – Seção mostrando os perfis RG, argilosidade (VSH), Porosidade Total e Efetiva (PHIT e PHIE), e de Saturação de Fluidos, com as zonas saturadas em hidrocarbonetos marcados na cor preta.	48
Figura 25 – Seção mostrando os perfis corridos no poço C. Marcadas as 4 zonas de evaporitos.	49
Figura 26 – Perfis de RG, argilosidade, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos, marcadas na cor preta, do poço C.....	50
Figura 27 – Perfis de Raio Gama, Densidade e Neutrão, do poço D.	51
Figura 28 – Perfis do poço D, RG, argilosidade, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos, marcadas na cor preta, com os finos reservatórios do membro Oiteirinhos assinalados por setas vermelhas.	52
Figura 29 – Perfis do poço E de Raio Gama, Resistividade e Raio Gama.	53
Figura 30 – Perfis do poço E, RG, volume de argila, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos, marcadas na cor preta.	54
Figura 31 - Perfis do poço F, de Raio Gama, Resistividade e Densidade.....	55
Figura 32 – Perfis do poço F, RG, argilosidade, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos, marcadas na cor preta.	56
Figura 33 – Perfil composto do poço G, mostrando a litologia encontrada, e perfis de Raio Gama (GR), Resistividade (HLLD e HLLS), Sônico (DT), Neutrão (NPHI) e Densidade (RHOZ).....	57
Figura 34 – Perfis de RG, volume de argila, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos evidenciado na cor preta, do poço G.	58
Figura 35 – Perfil composto do poço H, mostrando a litologia e os perfis elétricos corridos.	59
Figura 36 – Perfis de RG, volume de argila, porosidades e de saturação de fluidos do poço H.	60
Figura 37 – Seção com os perfis corridos no poço I. Raio Gama, Resistividade, Densidade e Sônico. .	61
Figura 38 – Perfis de Raio Gama, volume de argila, porosidades e de saturação de fluidos do poço I.	62
Figura 39 – Perfil composto do poço J, mostrando a litologia e os perfis elétricos corridos (Raio Gama, Resistividade, Sônico, Neutrão e Densidade).....	63
Figura 40 - Perfis de saturação do poço J.....	64
Figura 41 – Perfis do poço K, Raio Gama, Resistividade, Densidade, Neutrão e Sônico. As boas indicações de petrofísica e resistividade, marcados com círculos amarelos.....	65
Figura 42 – Perfis do poço L. Raio Gama, Resistividade, Nphi, RHOB e sônico. As boas indicações de petrofísica e resistividade, marcados com círculos amarelos.	66
Figura 43 – Seção mostrando os perfis corridos no poço M. Raio Gama, Resistividade e Densidade..	67
Figura 44 – Seção mostrando os perfis de volume de argila, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos marcada na cor preta.....	68
Figura 45 – À esquerda, lâmina delgada, em profundidade 1177,53 metros, com ampliação de 10x, mostra o contato entre o membro Ibura e o embasamento, e possíveis <i>vugs</i> na rocha carbonática. À direita, lâmina delgada da mesma profundidade, com ampliação de 200x, mostra em detalhe um dos <i>vugs</i> da rocha carbonática.....	70
Figura 46 – À esquerda, lâmina delgada de profundidade 1175,53 metros, com ampliação de 25x, e mostra a matriz carbonática da rocha, com matriz bastante heterogênea, sendo os grãos mais claros a matriz dolomítica e porosidade entre esses grãos, e possível porosidade diagenética. À direita, lâmina delgada na mesma profundidade, com ampliação de 200x, mostra em detalhe a porosidade secundária por dissolução da rocha.....	70
Figura 47 – À esquerda, lâmina delgada, em profundidade 1174,36 metros, com ampliação de 25x, e	

mostra a matriz carbonática da rocha, e presença de grãos de maiores tamanhos, mostra feições de dissolução, porém maior parte da amostra apresenta precipitação de cimento calcítico espático. À direita, detalhe com ampliação 200x da mesma profundidade, mostra em detalhe a porosidade intraclástica.	71
Figura 48 – À esquerda, lâmina delgada, em profundidade 1173,04 metros, base do membro Ibura, com ampliação de 25x, e mostra a matriz carbonática da rocha, e presença de grãos de maiores tamanhos, incluindo grãos de quartzo, indicando ambiente de maior energia. À direita, detalhe com ampliação 200x da profundidade 1173,04 metros mostra em detalhe <i>vug</i> formado por dissolução. .	71
Figura 49 – À esquerda, lâmina delgada, em profundidade 1123,38 metros, com ampliação de 25x, e mostra em detalhe a matriz dolomítica da rocha, e os nódulos de halita. À direita, detalhe com ampliação 200x da mesma profundidade mostrando a porosidade dolomítica intercrystalina entre os nódulos de sal.	72
Figura 50 – À esquerda, lâmina delgada feita através do testemunho do poço H, em profundidade 1121,62 metros, no topo do membro Ibura, com ampliação de 25x, e mostra a matriz evaporítica da rocha, provável selo de reservatório. À direita, lâmina delgada na mesma profundidade, com ampliação de 200x, e mostra em detalhe a matriz evaporítica da rocha, de halita e anidrita.	72
Figura 51 – À esquerda, lâmina delgada feita através do testemunho do poço H, em profundidade 1051,40 metros, com ampliação de 25x, e mostra claramente uma fratura preenchida por cimento de calcita espática e matriz micrítica bioclástica. À direita lâmina delgada feita através do testemunho do poço H, em profundidade 1051,40 metros, com ampliação de 200x, e mostra em detalhe a fratura preenchida por cimento de calcita espática.....	73
FIGURA 52 – À esquerda, lâmina delgada de testemunho do poço H, em profundidade 1051,05 metros, com ampliação de 25x, e mostra claramente a porosidade intraclastos e porosidade secundária por dissolução. À direita lâmina delgada na mesma profundidade, com ampliação de 200x, e mostra claramente a porosidade secundária por dissolução.....	73
Figura 53 – Correlação entre as lâminas delgadas dos testemunhos com os perfis de saturação no poço H, detalhando as amostras da base do membro Ibura em profundidades 1173,04 e 1175,03 metros.	74
Figura 54 – Correlação entre as lâminas delgadas dos testemunhos com os perfis de saturação no poço H, detalhando as amostras do topo do membro Ibura de profundidades 1121,62 e 1126,69 metros. Nota-se o Sal no topo do Membro Ibura, e seguindo a correlação de densidade marca-se mais uma camada fina de sal na profundidade de 1156 metros, que pode ser o selo para o reservatório demonstrado no perfil de saturação.	74
Figura 55 – Correlação entre as lâminas delgadas dos testemunhos com os perfis de saturação no poço H, detalhando o topo do Membro Oiteirinhos em profundidades 1051,05 e 1051,40 metros... Os testemunhos do poço L mostram o predomínio de porosidade vugular nos carbonatos deste poço, provavelmente formada em ambiente diagenético meteórico. Na base do membro Ibura, observam-se calcilutitos com intraclastos de folhelho e clastos de calcita, apresentando porosidade intergranular, de fraturas e vugular (Figuras 56 e 57). Nos testemunhos do topo do membro Oiteirinhos, observam-se intercalações de calcilutitos com folhelhos calcitizados e matriz dolomítica, com porosidade do tipo vugular e intercrystalina. Neste nível, a rocha possui um aspecto maciço, com litoclastos suportados pela matriz dolomitizada, mal selecionada (Figuras 58 e 59).	75
Figura 56 – Calcilutito e intraclasto argiloso com presença de clastos de calcita, com presença de porosidade intergranular, de fraturas e vugular, de profundidade 985,5 metros, na base do membro Ibura.	76
Figura 57 – Calcilutito e siltito intraclasto argiloso, com fragmentos bioclásticos, com presença de porosidade do tipo vugular, fraturas, intergranular e intragranular, da profundidade 985,5 metros, de fácies carbonática incluída no membro Ibura.	76
Figura 58 – Rocha de aspecto maciço, com litoclastos suportados pela matriz dolomitizada, mal selecionada e presença de porosidade intercrystalina e diagenética da profundidade de 924 metros.	77
Figura 59 – Intercalação de calcilutito com folhelho calcitizado e matriz dolomítico do topo do	

membro Oiteirinhos, com porosidade do tipo vugular e intercrystalina, da profundidade de 923,8 metros.	77
Figura 60 – Correlação entre as lâminas delgadas dos testemunhos com os perfis do poço L, detalhando as amostras do topo do membro Ibura em profundidades 923,8 e 924 metros.	78
Figura 61 – Correlação entre as lâminas delgadas dos testemunhos com os perfis do poço L, detalhando as amostras da base do membro Ibura em profundidade 985,5 metros.	78
Figura 62 – Perfis de imagem do poço K, mostrando o contato entre o embasamento e o membro Ibura e a ocorrência, intensidade e condutividade das fraturas, apresentando bastante ocorrência na base do membro Ibura, além de forte ocorrência no embasamento.	79
Figura 63 - Perfis de imagem do poço K, mostrando o contato o membro Ibura até o topo e a ocorrência, intensidade e condutividade das fraturas, apresentando certa ocorrência próximo ao topo do membro Ibura.	80
Figura 64 – Curva de variação do nível de base em relação ao período de deposição de cada tipo de reservatório carbonático mapeado da Fm. Muribeca.	81
Figura 65 – <i>Cross Section</i> entre os poços G, H, I e J correlacionada com seção sísmica na mesma orientação. Com as zonas que estão circuladas, com cada cor sendo referente ao padrão de reservatórios e/ou às características petrofísicas que foram identificadas como padrão na região. ...	84
Figura 66 – <i>Cross Section</i> entre os poços B, F e D. Com as zonas que estão circuladas, com cada cor sendo referente ao padrão de reservatórios e/ou às características petrofísicas que foram identificadas como padrão na região.	87
Figura 67 – <i>Cross Section</i> entre os poços C, M, E e B. Com as zonas que estão circuladas, com cada cor sendo referente ao padrão de reservatórios e/ou às características petrofísicas que foram identificadas como padrão na região.	88

Índice de Tabelas

Tabela 1 – A nomenclatura tomando como base a porcentagem de mineral calcita/dolomita (Traduzido de Pettijohn, 1975).	22
Tabela 2 – Nomenclatura com base no tamanho de grãos carbonáticos (Traduzido de Friedman & Sanders, 1978).	22
Tabela 3 – Comparações entre as características de porosidades e interpretações de reservatórios carbonáticos e siliciclásticos (Traduzida de Choquette & Pray, 1970).....	29

1. Introdução

A bacia de Sergipe-Alagoas está localizada na margem nordeste do Brasil, estando situada dentro dos estados homônimos, sendo alongada na direção NE, com cerca de 350 km de extensão. A bacia pode ser separada em duas sub-bacias, a de Sergipe e a de Alagoas, a sul e norte respectivamente, sendo estas separadas por um conjunto de altos estruturais (Feijó, 1994). A bacia foi intensamente explorada em busca de hidrocarbonetos, por isso a ampla cobertura de dados presentes favoreceu diversas interpretações e, até hoje, suscita diversas discussões sobre sua cronoestratigrafia e seus paleoambientes (Feijó, 1994; Mohriak, 1997, 1998, 2000 e 2003; Souza-Lima *et al.*, 2002; Jardim de Sá *et al.*, 2006; Campos Neto *et al.*, 2007; Rabêlo Cruz, 2008; dentre outros).

Como resultado de diferentes campanhas de exploração por empresas operadoras nacionais e internacionais, foram descobertos diversos sistemas petrolíferos, apresentando reservatórios que variam em idade, desde o Neocomiano, tendo como exemplo os arenitos da Formação Penedo, até os turbiditos neocretáceos e paleógenos das Fm. Calumbi e Mosqueiro. Estudos indicam que as principais geradoras da bacia são os folhelhos neocomianos da Formação Feliz Deserto, e os folhelhos e carbonatos aptianos da Formação Muribeca (Milani e Araújo, 2003).

A Formação Muribeca foi dividida nos membros Carmópolis, Ibura e Oiteirinhos (Campos Neto *et al.*, 2007), sendo o primeiro membro composto por siliciclastos finos a grossos, constituindo o principal reservatório e objetivo de prospectos de poços exploratórios na bacia. Estudos mais recentes, como o de Araújo *et al.*, 2009, caracterizam a fase transicional de preenchimento da bacia, formando os depósitos de microbialitos e evaporitos do Membro Ibura, da Formação Muribeca, no final do Aptiano. Esses evaporitos são considerados excelentes selantes. Os sedimentos dessa fase de transição, foram sujeitos e expostos a diversos eventos de 3ª, 4ª e 5ª ordem, de variação do nível do mar relativo e pelo clima, que condicionaram o aporte de sedimentos e influxo fluvial. Eventos de frequência superior à 3ª ordem possibilitaram a separação da fase transicional em cinco sequências de menor amplitude, conforme figura 1 (Rabêlo Cruz, 2008).

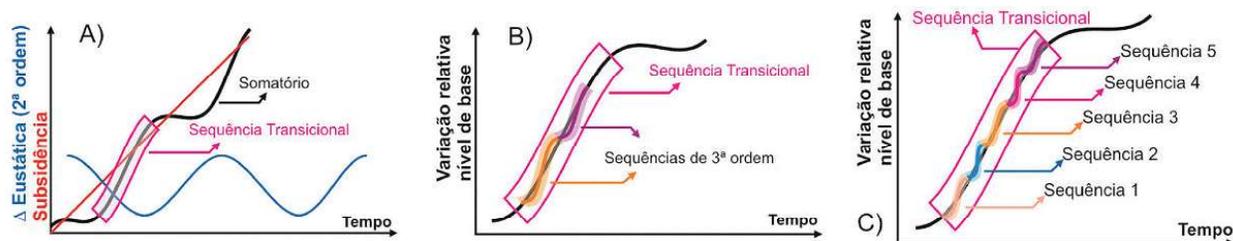


Figura 1 – Modelo de variação do nível de base durante a formação da Sequência Transicional da Bacia de Sergipe-Alagoas. Em A) está representada a curva de variação relativa do nível de base (em preto), considerando os efeitos da eustasia (em azul) e subsidência (em vermelho), em B) está representada uma curva de variação relativa para seqüências de 3ª ordem e, em C), as curvas de variação relativa para as seqüências de mais alta ordem que integram a Sequência Transicional (Rabêlo Cruz, 2008).

O presente trabalho visa aprofundar o conhecimento sobre os reservatórios carbonáticos portadores de petróleo, dos Membros Ibura e Oiterinhos, da Formação Muribeca, abordar a discussão sobre os seus possíveis ambientes de sedimentação, as possíveis causas do aumento e/ou perda da porosidade dos estratos carbonáticos, e seu potencial como rocha reservatório.

A região estudada se localiza na parte sudeste da Subbacia de Sergipe (SBSE) em uma porção terrestre. O trabalho se baseia na interpretação de dados geofísicos de poços, seções sísmicas interpretadas, descrição e análise de imagens de fotos de lâminas delgadas retiradas de amostras de testemunhos e perfis de imagens de poços, para caracterizar a diagênese e seu possível impacto na qualidade dos reservatórios da região estudada.

A importância deste trabalho se justifica pelo crescente interesse na produção comercial a partir de reservatórios carbonáticos em campos petrolíferos na bacia. Conforme trabalho de Scott *et al.* (1993), estima-se que 16% das reservas mundiais de petróleo sejam de reservatórios carbonáticos do Cretáceo, reforçando assim o interesse pelo detalhamento da Formação Muribeca na bacia de Sergipe-Alagoas.

2. Materiais e Métodos

A região de estudo está coberta por dados sísmicos 2D e 3D, que possibilitaram a perfuração de diversos poços e descobertas de algumas acumulações de petróleo. Foram disponibilizados para este estudo dados de treze poços, tendo para dez desses poços os perfis digitais (caliper, raio gama, potencial espontâneo, resistividade rasa e profunda induzida, neutrão, densidade, sônico e de imagem), que possibilitam a geração de perfis de volume de argila, porosidade e saturação de fluidos, e em dois poços foram retirados testemunhos, e fotos de algumas das lâminas delgadas serão apresentadas. Para um dos poços foi disponibilizada a interpretação de perfis de imagem, que permitem a identificação de orientação das camadas e de zonas fraturadas, bem como a possível condutividade dessas fraturas. As seções sísmicas interpretadas ainda permitiram identificar os possíveis paleoambientes de deposição e topos das formações litológicas, e como o enfoque deste trabalho está na formação Muribeca, serão apresentados os mapas de profundidades dos topos dos membros Oiteirinhos e Ibura. Adicionalmente aos dados sísmicos, Os dados utilizados para elaboração desta dissertação foram fornecidos pela empresa Nord Oil & Gas, operadora atuante na bacia de Sergipe-Alagoas

A análise dos dados geofísicos de poço foi feita com o software Techlog, versão 2014, para padronização dos parâmetros petrofísicos dos reservatórios dos membros Ibura e Oiteirinhos da Formação Muribeca. Com base nestes dados geofísicos foram determinados os intervalos potencialmente saturados com hidrocarbonetos e foram elaboradas seções estratigráficas entre os poços.

Para o cálculo de porosidade total (PHIT) foram utilizados os perfis de Densidade (RHOB) e Neutrão (NPHI), adotando-se uma densidade média de $2,71 \text{ g/cm}^3$ para os carbonatos calcínicos do membro Oiteirinhos e $2,81 \text{ g/cm}^3$ para os carbonatos tipicamente dolomíticos do membro Ibura.

Para determinação da porosidade efetiva é necessário o cálculo de volume de argila (*Volume of Shale - Vsh*), obtido através da fórmula abaixo, onde os volumes mínimos e máximos de argila eram obtidos através do perfil de raio gama, separadamente para cada membro da formação Muribeca.

$$Vsh = \min(1, \max(0, (GR-GRcln) / (GRshl-GRcln)))$$

Onde: *Vsh* é o volume de argila, *GR* é o valor retirado de Raio Gama da profundidade calculada (em unidade API), *GRcln* é o nível mínimo de Raio Gama de uma zona 100% livre de argila, *GRshl* é nível máximo de Raio Gama de uma zona interpretada como 100% folhelho.

Após determinado o volume de argilas, foi calculada a porosidade efetiva (PHIE) aplicando-se a fórmula:

$$PHIE = PHIT * (1-Vsh)$$

Onde: *PHIE* é a porosidade efetiva, *PHIT* é a porosidade total e *Vsh* é o volume de argila.

Uma vez determinada a porosidade foi possível calcular a saturação fluidos em carbonatos utilizando a equação de Archie (1952):

$$Sw^n = \frac{a \times Rw}{Phi^m \times Rt}$$

onde: *Sw* (saturação de água), *a* (coeficiente de tortuosidade), *m* (fator de cimentação), *n* (expoente de saturação), *Rw* (resistividade da água de formação), *Rt* (resistividade da formação) e *Phi* (porosidade).

A complexidade no uso desta equação está na obtenção dos parâmetros de Archie: coeficiente de tortuosidade (*a*), fator de cimentação (*m*) e coeficiente de saturação (*n*). De acordo com LUCIA (1999), valores precisos do fator de cimentação são necessários para calcular saturações de água a partir dos registros de resistividade.

Valores de *m* inferiores a dois podem estar relacionados a reservatórios fraturados, enquanto altos valores de *n* estão relacionados à molhabilidade preferencial a óleo das rochas (AGUILERA, 1980; ELIAS e STEAGALL, 1996). Na ausência de dados de laboratório, foi assumido valor constante para o coeficiente de tortuosidade (*a* = 1) e o de *m* = 2 típico para carbonatos. A resistividade da água de formação (*Rw*) foi estimada a partir dos valores de salinidade típicos da bacia, e posteriormente corrigida automaticamente para a temperatura de formação de acordo com a variação da profundidade.

Após serem calculados e mostrados os perfis de saturação de fluidos, indicando as possíveis zonas portadoras de hidrocarbonetos em cada poço, os resultados foram

comparados com as imagens de lâminas delgadas e perfis de imagem, para identificação do tipo de porosidade presente em cada reservatório.

3. A Bacia Sergipe-Alagoas: Arcabouço Tectônico e o Contexto Geológico Regional

A Bacia Sergipe-Alagoas situa-se na faixa litorânea dos referidos Estados, no Nordeste do Brasil, numa faixa alongada na direção NE e limitada entre os paralelos 9° e 11°30'S. (Jardim de Sá *et al.*, 2006).

No continente e plataforma rasa, a Bacia de Sergipe-Alagoas limita-se, a sul, com a Bacia de Jacuípe, através da Plataforma de Estância, feição cujo limite setentrional (com a Sub-bacia de Sergipe) é feito pela Falha de Itaporanga (também correlacionada à Falha do Vaza-Barris;). Ao norte, o limite com a Bacia Pernambuco-Paraíba (Sub-bacia de Pernambuco) é feito pelo Alto de Maragogi (Feijó 1994; Mohriak 2003). A oeste, a bacia é delimitada por uma zona de falhas segmentada. O embasamento da bacia corresponde aos terrenos metamórficos da Faixa Sergipana, um orógeno colisional associado ao Ciclo Brasileiro, do final do Neoproterozóico.

Segundo Jardim de Sá (2006) a Bacia de Sergipe-Alagoas tem uma área emersa de 10.800 km², entre a borda norte da Plataforma de Estância até a borda sul do Alto de Maragogi, a extensão longitudinal no continente é de cerca de 335 km, com largura variando de 18 a 60 km. A porção marítima sobre crosta continental, sob profundidade variável de 0 a 3.600 m, adiciona mais 23.900 km², totalizando 34.700 km² de área de bacia com potencial econômico. Finalmente, considerando a porção mais distal da bacia, sobre crosta oceânica, capeada por sedimentos provenientes do continente, acrescenta uma área adicional de 22.100 km², resultando em uma área total de 56.800 km² para a bacia.

3.1. Arcabouço Tectônico do Estágio Rifte

Durante o Estágio Rifte, o arcabouço estrutural da bacia foi definido, principalmente, por falhas de direções NE, N-S, E-W e, secundariamente, NW (Figura 2), em geral interpretadas como falhas normais ou de componente predominantemente normal (Falkenhein *et al.*, 1986). As falhas de direção NE normalmente estão associadas a conglomerados sintectônicos, a exemplo das falhas na atual borda da bacia. As falhas de direção N-S são falhas de grande rejeito, também de componente predominantemente normal, que afetam rochas dos grupos Igreja Nova, Perucaba e Coruripe, na SBSE e rochas da Formação Maceió, na Subbacia de Alagoas (SBAL). As falhas de direção E-W são mais comuns na SBSE e delimitam compartimentos importantes da bacia, a exemplo do Baixo de Mosqueiro. Já as falhas de direção NW deslocam algumas das estruturas NE, sugerindo que o desenvolvimento das mesmas tenha sido síncrono ou mais tardio (Ojeda & Fugita, 1974).

Lana (1985) e Lana & Milani (1986) consideram que a formação dessas estruturas tenha ocorrido em duas fases tectônicas distintas (Figura 3). A primeira fase estaria caracterizada por um regime de transcorrência por cisalhamento simples. Em decorrência do deslocamento horizontal entre a Microplaca Sergipana (Lana 1985, 1986; Milani *et al.*, 1988) e a Placa Africana, foi desenvolvida uma zona NE transtraccional sinistral, com eixos de tensões principais horizontais.

Castro Jr. (1987) apresentou outra concepção de modelo cinemático, sugerindo a ocorrência de um eixo de distensão simples, próximo de E-W, envolvendo as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, a oeste, Sergipe-Alagoas e Gabão (na margem africana), a leste. Nesta escala mais regional, este autor interpretou as falhas normais de direção N-S e NE, da Bacia de Sergipe-Alagoas e das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, como o sistema principal (Figura 4).

Existem boas evidências de que o final do Estágio Rifte tenha sido diacrônico na bacia (ainda incluindo a Bacia Pernambuco-Paraíba; Jardim de Sá *et al.*, 2006, Córdoba *et al.*, 2008), a exemplo do que se observa ao longo de toda a Margem Atlântica (Bueno, 2004). Na SBSE, o final deste estágio pode ter perdurado até o Neo Aptiano, quando se finaliza a deposição da Formação Muribeca e inicia a deposição da Formação Riachuelo, em condições menos restritivas que a primeira. Na SBAL, o final da deposição da Formação Maceió, no Mesoalbio, deve sinalizar o final do rifteamento nesta sub-bacia (Rabêlo Cruz, 2008). Esta idade para o final da fase rifte será adotada para o desenvolvimento deste trabalho.

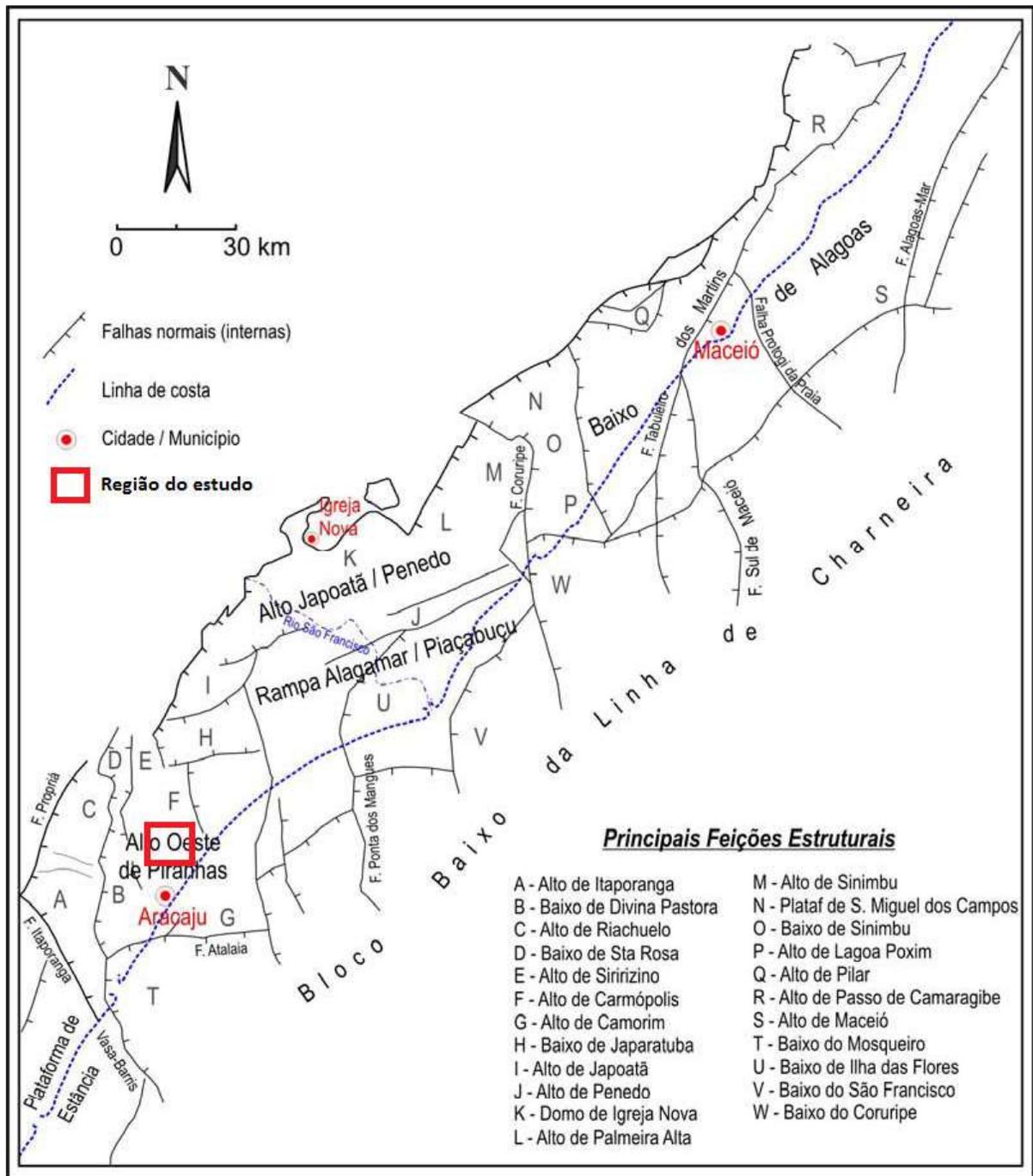


Figura 2 - Arcabouço estrutural do embasamento da Bacia Sergipe-Alagoas, mostrando os principais compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (reproduzido de Lana 1985 e Falkenhein *et al.*, 1986).

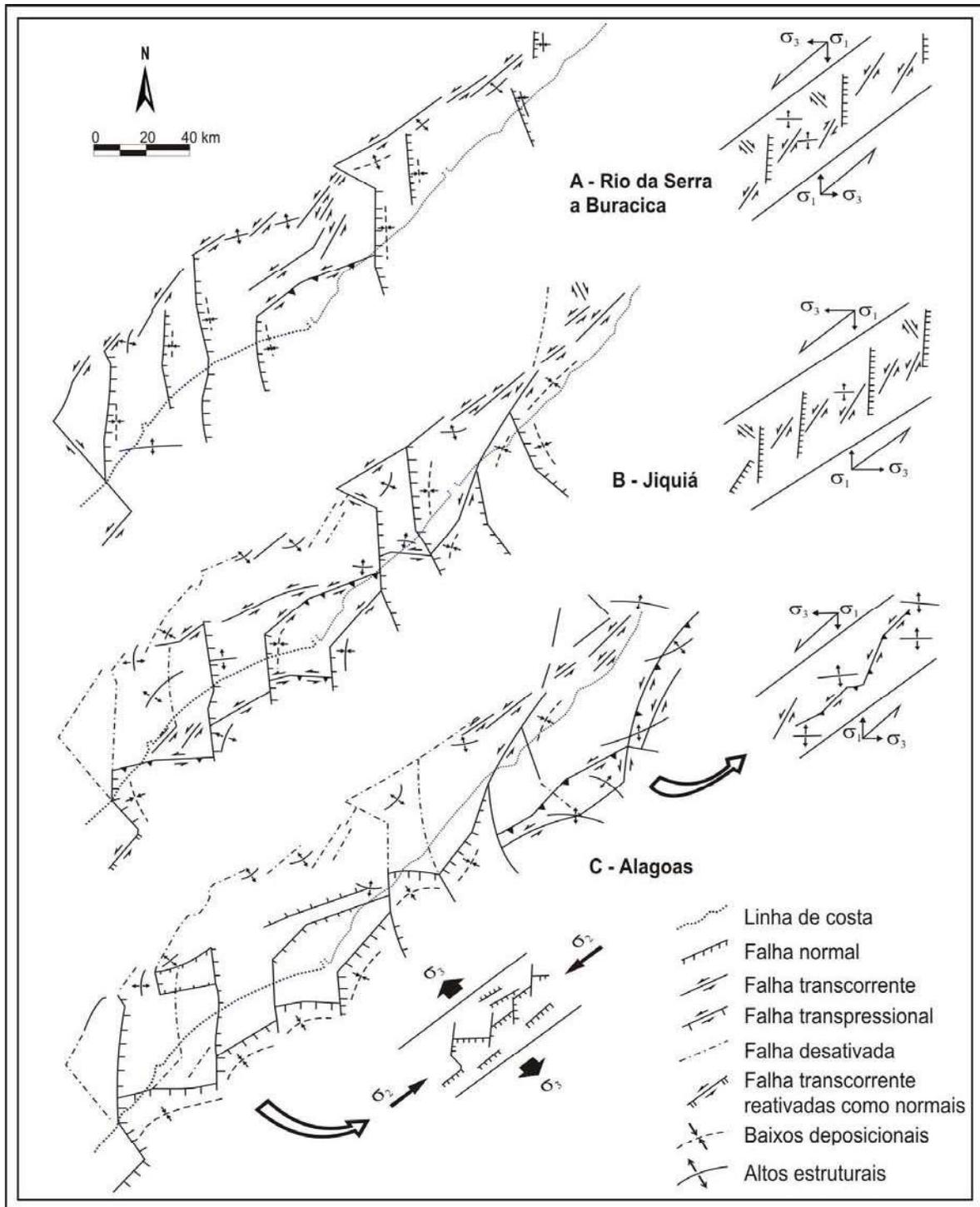


Figura 3 - Modelo evolutivo proposto por Lana (1985) para o arcabouço estrutural da bacia e a distribuição aproximada das tensões principais. Notar migração da transcorrência, da borda em direção ao interior da bacia, bem como os meio-*grabens* delimitados por falhas N-S (A e B). No final do rifteamento (C) ocorre distensão e grande subsidência no sul, concomitante com transpressão no norte.

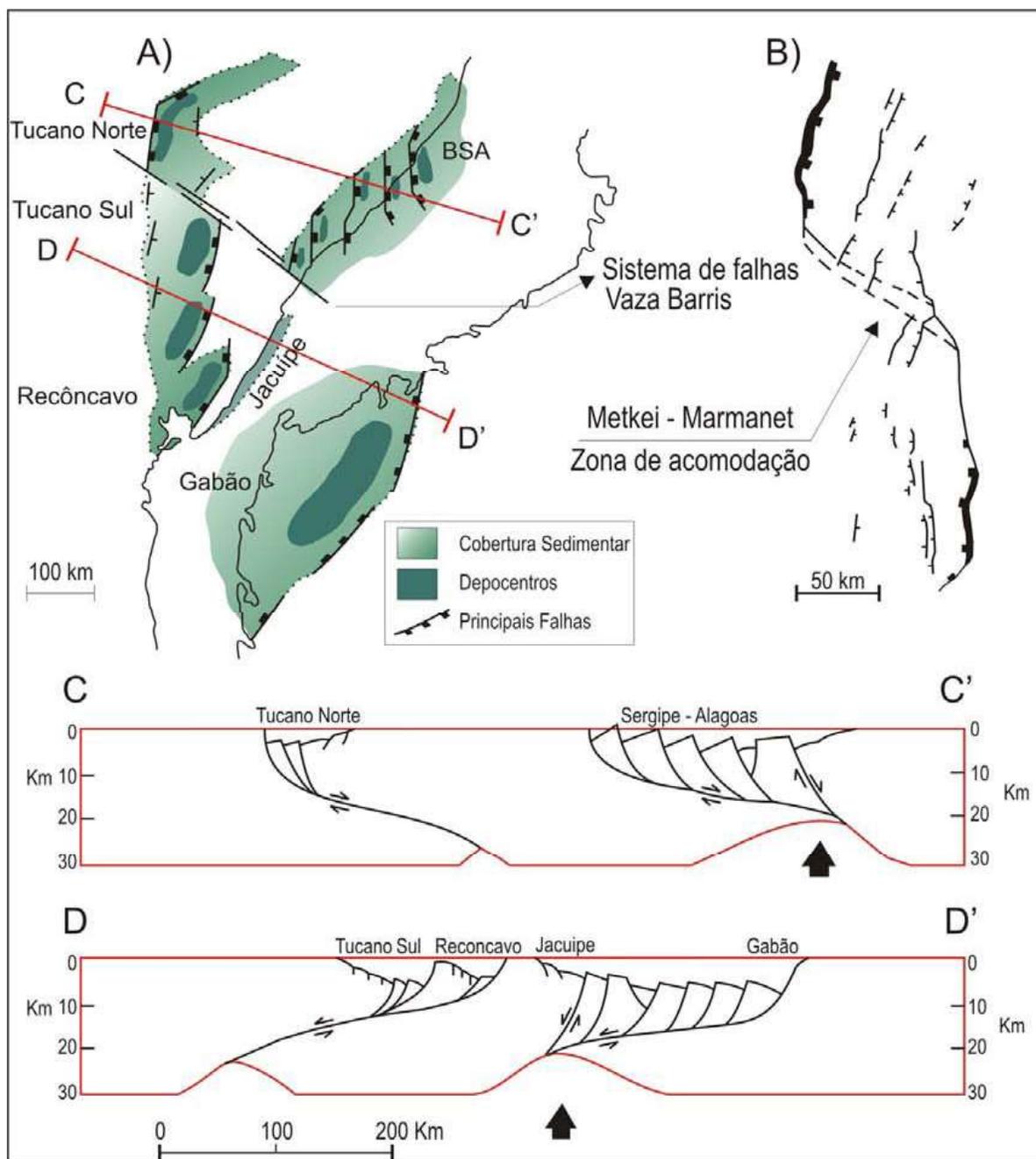


Figura 4 - Modelo proposto por Castro Jr. (1987) para o arcabouço estrutural da bacia. Em A) complexo de bacias Recôncavo-Tucano, Sergipe-Alagoas e Gabão e em B) o sistema do Rifte Gregory, no Leste Africano (Bosworth *et al.*, 1986 *apud* Castro Jr. 1987). Os perfis C-C' e D-D' representam seções esquemáticas mostrando a disposição das bacias durante o Neocomiano. As setas em preto apontam os locais de espessura crustal mínima, que definiram os pontos de ruptura continental.

3.2. Estratigrafia Sergipe-Alagoas

A bacia de Sergipe-Alagoas tem um dos registros sedimentares mais completos das bacias da Margem Atlântica brasileira, e já foi retratada em diversas publicações, dentre as quais citam-se: Feijó (1994), Mohriak *et al.* (1997,1998), Souza-Lima *et al.* (2002), Campos Neto *et al.* (2007) e Rabêlo Cruz (2008). Esses autores reconhecem, na coluna estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas, a ocorrência de cinco tectono-sequências (e respectivos estágios de evolução tectônica): Sinéclise, Pré-Rifte, Rifte, Transicional e Drifte (vide cartas estratigráficas Figuras 5 e 6).

Embora comumente citada como exemplo de um dos registros sedimentares mais completos, na Margem Atlântica Leste, a coluna estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas comporta importantes hiatos deposicionais de até dezenas de milhões de anos, entre as sequências da Margem Atlântica (Rifte, Transicional e Drifte) e aquelas das sinéclises precedentes (Juro-Triássica e Neopaleozóica) (Jardim de Sá *et al.*, 2006).

Abaixo se resumem os eventos de formação da bacia de Sergipe-Alagoas:

3.2.1. Estágio de Sinéclise

A sequência de Sinéclise, de idade Paleozóica, está representada pelo Grupo Igreja Nova, constituído pelas unidades siliciclásticas das formações Batinga, de idade neocarbonífera (Azambuja Filho *et al.*, 1998), e Aracaré, datada do Eopermiano (Schaller, 1970), separadas por uma discordância de idade Permo-Carbonífera (Mohriak *et al.*, 1997). A **Formação Batinga** foi depositada em um sistema glacial com influência de processos fluviais e marinhos (Van der Ven *et al.*, 1989). A deposição dos litotipos da **Formação Aracaré** ocorreu em um ambiente marinho raso a litorâneo, associado a sistemas lacustre, eólico e de *sabkha* (Schaller *et al.*, 1980). O contato inferior dessas unidades, com o embasamento cristalino, é marcado por uma discordância de idade Carbonífero/Cambriano (Mohriak *et al.*, 1997).

3.2.2. Estágio Pré-Rifte

O estágio Pré Rifte abrange as rochas do Grupo Perucaba, que foi proposto por Feijó (1994) para reunir as rochas siliciclásticas de origem flúvio-lacustre e idade neojurássica a eocretácea (formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria), aflorantes no vale do Rio Perucaba, anteriormente incluídas por Schaller (1970) no Subgrupo Igreja Nova, junto às unidades neopaleozóicas, sugerindo que o fim do estágio Pré Rifte estaria no começo do Berriasiano. Mohriak (1997) difere desta interpretação e sugere que a seção basal da formação Barra de Itiúba seja incluída neste Estágio, estendendo o estágio Pré Rifte até o Valanginiano. Já na revisão de Jardim de Sá *et al.* (2006), a formação Serraria não estaria dentro do contexto Pré-Rifte, devido a uma discordância na base do Andar Rio da Serra, relacionando esta formação aos processos iniciais do Estágio Rifte, removendo-a do Grupo Perucaba e incluindo-a no Grupo Coruripe. O que marcaria o início do Estágio Rifte para uma idade central no Tithoniano.

3.2.3. Estágio Rifte

Tomando como base a carta estratigráfica de Campo Neto (2007), o início do estágio Rifte se dá no Berriasiano e corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia, quando foram depositadas, em ambiente continental e marinho restrito, as rochas das Formações Feliz Deserto, Penedo, Coqueiro Seco, Morro do Chaves, Rio Pitanga, Barra de Itiúba e Maceió. Segundo ele, o Estágio Rifte da bacia se dá no início do Andar Rio da Serra, ao instalar-se o lago profundo da Formação Feliz Deserto que evidencia um aumento progressivo na taxa de subsidência da bacia. É nesta fase a primeira incursão marinha da bacia, que culminou com a deposição de uma sequência de folhelhos, denominados Folhelhos C, sobrepostos por evaporitos da Formação Coqueiro Seco.

O estágio Rifte teria perdurado até o Andar Eoalagoas, evidenciado pela discordância Pré-Neo-Alagoas e dando início à sequência transicional da Bacia (Rabêlo Cruz, 2008; Campos Neto *et al*, 2007; Souza Lima 2002).

3.2.4. Estágio Transicional

A sequência transicional de idade Neo-Alagoas, chamada de estágio Pós-Rifte por Campos Neto (2007), engloba a formação Muribeca na porção da sub-bacia de Sergipe, e a formação Maceió, na sub-bacia de Alagoas.

Trata-se de um período de relativa quietude tectônica, marcado por um basculamento da bacia em direção sudeste e pelas primeiras incursões marinhas do Oceano Atlântico Sul, resultando na deposição da Formação Muribeca por toda a porção da sub-bacia de Sergipe e restrita às porções abaixo da linha de charneira na sub-bacia de Alagoas (Campos Neto *et al*, 2007; Rabêlo Cruz, 2008).

A formação Muribeca foi dividida por Schaller (1970), em 3 membros: o Carmópolis, constituído por siliciclásticos alúvio-fluviais e deltaicos derivados de tratos de sistemas de mar baixo e transgressivo, sobrepostos pelos evaporitos, carbonatos e folhelhos do membro Ibura, possivelmente depositados em ambiente marinho raso, que por sua vez são sobrepostos pelos sedimentos do membro Oiteirinhos, que consiste em alternâncias de folhelhos betuminosos, calcilutitos ricos em pelóides e algas, siltitos, arenitos finos e delgadas intercalações de anidritas, interpretados como depósitos lagunares a plataformais.

Esta sequência termina com a deposição dos sedimentos albianos, relacionados ao aumento no nível eustático global.

Os limites de cada membro podem ser observados nos perfis de poços, identificando o contato entre o embasamento e os membros Carmópolis ou Ibura, através de um pico de baixa no Raio Gama, Resistividade e velocidade identificada no perfil sônico. Já o contato entre o Membro Ibura e o Membro Oiteirinhos se dá pelos picos de alta resistividade e baixo Raio Gama, identificando as camadas de Evaporitos. Então o contato entre o Membro Oiteirinhos e os folhelhos e carbonatos Albianos são identificados através do máximo de Raio Gama, identificando a Superfície de Inundação Máxima.

3.2.5. Sequência Drifte

Nesse estágio de subsidência térmica da bacia, foram depositadas inicialmente em condições marinhas restritas e, posteriormente com o fim das barreiras de restrição, em mar aberto, as rochas das Formações Riachuelo e Continguiba (Campos Neto *et al.*, 2007).

Essas, segundo Souza-Lima *et al.*, (2002), apresentam uma seção inferior, predominantemente carbonática, que posteriormente é sobreposta por uma seção superior, predominantemente siliciclástica, cuja idade varia do Neoconiaciano ao Recente, e engloba as formações Marituba, Mosqueiro e Calumbi.

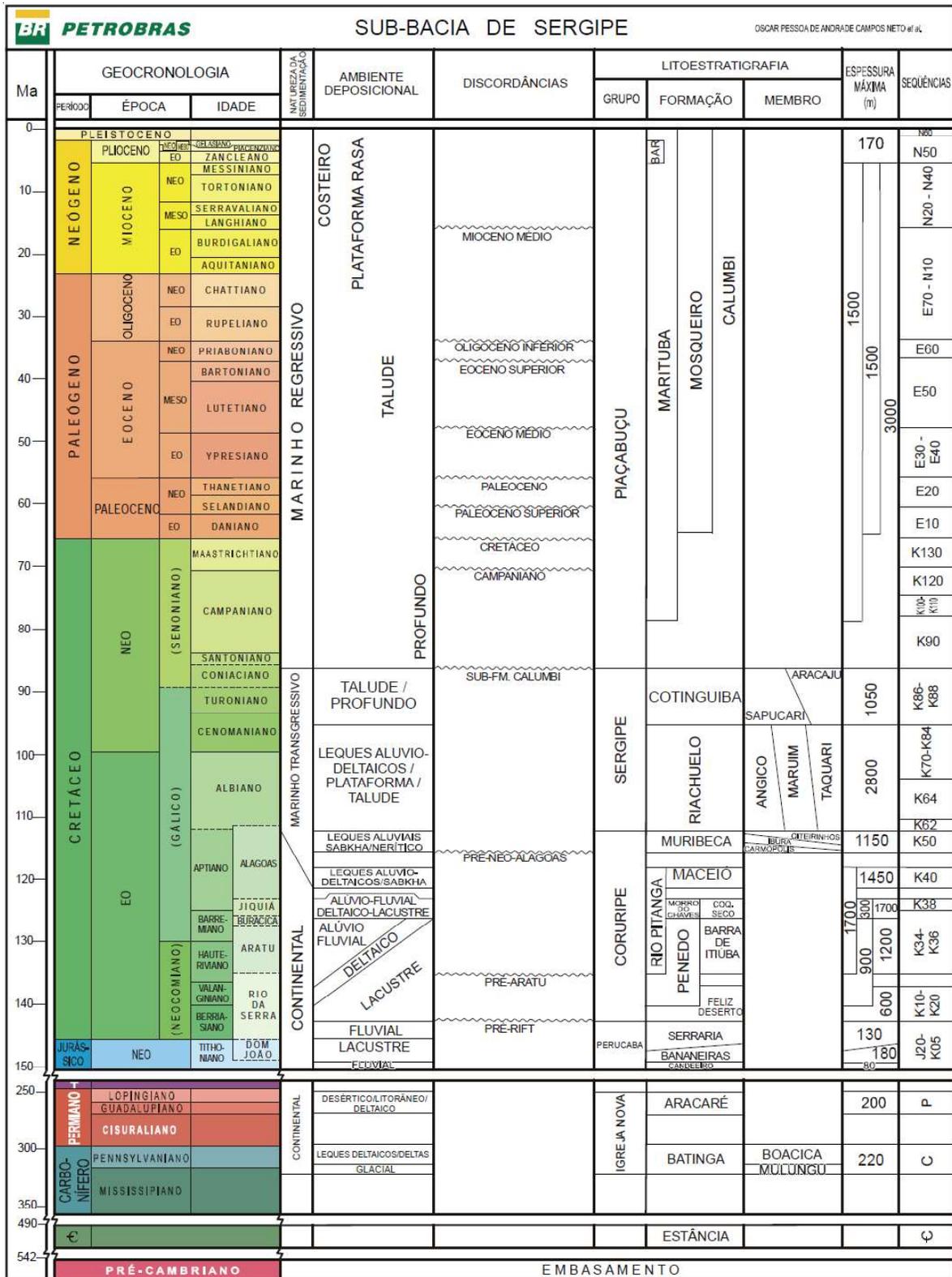


Figura 5 - Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe (Campos Neto et al., 2007).

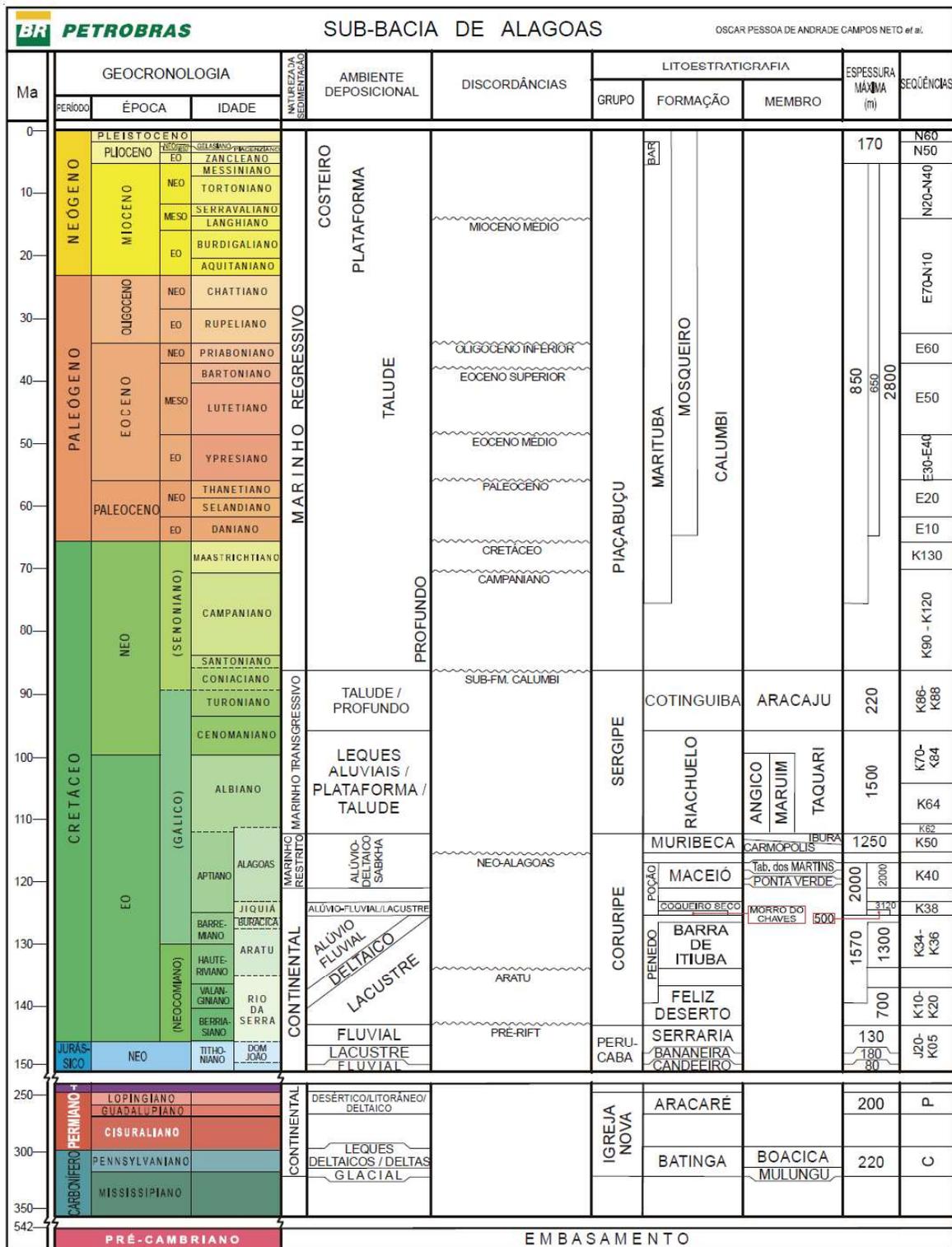


Figura 6 - Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas (Campos Neto et al., 2007).

3.3. Formação Muribeca

A denominação “Muribeca” foi introduzida por Bender (1957) para se referir às rochas sedimentares aflorantes nas proximidades da cidade de mesmo nome em Sergipe (Schaller 1970). Porém, esta associação foi feita erroneamente, uma vez que os sedimentos desta formação não são aflorantes (Jardim de Sá *et al.*, 2006).

Na proposta de Schaller (1970), a unidade foi subdividida em cinco membros: Maceió, Tabuleiro dos Martins, Carmópolis, Ibura e Oiteirinhos. Na revisão de Feijó (1994), o Membro Maceió foi elevado à categoria de formação, incluindo na mesma o Membro Tabuleiro dos Martins. O termo “Membro Carmópolis” foi introduzido por Schaller (1970), tendo seu nome derivado da cidade homônima, situada na região onde também se localiza o Campo de Carmópolis, produtor nesta unidade. A Formação Muribeca ocorre exclusivamente em subsuperfície e restrita à SBSE, *onshore* e *offshore*, alcançando o Baixo do São Francisco. Sua espessura comumente varia entre 50 e 400 m, podendo atingir 600 m, contudo, poços com registros de até 1.600 m devem refletir a ocorrência de diápiros de sal. Cada um dos membros apresenta espessuras que comumente variam entre 15 e 200 m, com máximo de 420 m para o Membro Ibura, o que pode refletir corpos de sal intrusivos (Jardim de Sá *et al.*, 2006).

Com ocorrência na fase transicional, ou pós-rifte, da bacia, a Formação Muribeca, foi depositada em um intervalo de cerca de 5 milhões de anos, segundo carta estratigráfica de Campo Neto *et al.*, (2007). Durante este intervalo, variações do nível de mar relativo de 3ª a 5ª ordem, influenciaram fortemente a história de sedimentação na bacia.

O contato basal desta unidade é marcado por uma importante discordância, de caráter regional, facilmente reconhecível em sísmica e em poços, tendo sido denominada, de Discordância Pré-Alagoas superior (Jardim de Sá *et al.*, 2006). Em algumas regiões da bacia, como é o caso da região de estudo, ocorre o contato direto do embasamento com depósitos da formação Muribeca. A faciologia da Formação Muribeca é bastante diversificada, havendo uma relação direta entre as litofácies e cada um dos seus membros, decorrente das variações bastante peculiares dos sistemas deposicionais. O Membro Carmópolis apresenta coloração cinza a castanha, sendo constituído, de um modo geral, por conglomerados polimíticos compostos por seixos de filitos, micaxistos, metarenitos e, em

menor quantidade, de siltitos e margas. Em função das características granulométricas e estruturas sedimentares, conforme trabalho de Jardim de Sá *et al.*, (2006), diferencia-se em sete litofácies como se apresenta a seguir:

Conglomerados: conglomerados polimíticos, pobremente selecionados, com blocos, seixos e grânulos de quartzito, gnaiss, quartzo leitoso de veio, micaxisto, filito, ardósia, mármore, metarenito e raros intraclastos argilosos, imersos em matriz arenosa mal selecionada, grossa a média.

Diamictito: diamictitos com clastos imersos em matriz essencialmente argilo-arenosa, exibindo feições de escorregamento, depositados a partir de fluxos de lama que ocorreram nas partes proximais dos leques. Nestas áreas, as rochas-fonte e as condições climáticas locais permitiram o desenvolvimento de solo argiloso.

Arenitos conglomeráticos: caracterizada por conglomerados de matriz arenosa, com seixos de até 5 cm, arenitos conglomeráticos e arenitos muito grossos a grossos, todos de composição lítica. Apresentam estratificações cruzadas tabulares ou acanaladas, bem como acamamentos com gradação normal, na maioria dos casos, com raras ocorrências de gradação inversa nos níveis mais grossos. Esta associação de fácies sugere a deposição a partir de um sistema fluvial entrelaçado. A ocorrência de lentes de arenitos grossos apresentando laminações plano-paralelas pode indicar que tais depósitos foram gerados em regime de fluxo superior e em condições subaquosas.

Arenitos: composta de arenitos médios a muito finos, algumas vezes sílticos ou com grânulos dispersos, bem selecionados, de composição lítica. Apresentam normalmente granodecrescência ascendente e laminações plano-paralelas bem desenvolvidas, podendo ainda exibir estrutura maciça ou estruturas de escape de fluido, do tipo prato. Localmente, ocorrem estratificações cruzadas indistintas e laminações cruzadas por corrente.

Ritmitos: caracterizada por interlaminações centimétricas de siltitos e folhelhos, com predominância de laminações paralelas. Os siltitos exibem marcas onduladas cavalgantes e evidências de retrabalhamento por ondas. São comuns as intercalações de arenitos muito finos, contendo restos de vegetais, carvão, escamas fosfatizadas de peixes, conchas de gastrópodes e bivalvos. Gretas de contração e bioturbação intensa podem estar presentes. Esta fácies está associada a depósitos lacustres, alguns intervalos centimétricos, exibindo seqüências turbidíticas de Bouma incompletas.

Calclutitos: caracterizada pela alternância de folhelhos e calcilutitos dolomíticos, margas e nódulos de anidrita dispersos, e níveis de caliche. Sua origem possivelmente está relacionada a processos ocorridos às margens de um grande lago , em transição para um estágio lagunar. Nesta fase ocorreu o desenvolvimento de esteiras algálicas (microbiais?), crostas de caliche e mesmo evaporitos, em épocas mais áridas.

Folhelhos: representada por espessas (até 6 m) camadas de folhelhos cinza-escuros, laminados e papiráceos, com distribuição regional.

As características sedimentares do Membro Carmópolis e as suas relações estratigráficas com os demais membros da Formação Muribeca sugerem um sistema deposicional constituído por leques em clima semi-árido, associado a um complexo lacustre ou lagunar. Em alguns momentos os leques eram retrabalhados por um sistema fluvial entrelaçado e, em outros, desembocavam diretamente no corpo aquoso lacustre (Souza 1989).

O Membro Ibura está representado por uma seção basal de folhelhos sub-betuminosos a betuminosos e rochas carbonáticas intercaladas, uma seção intermediária evaporítica, composta principalmente por halita, carnalita, taquidrita e, subordinadamente, silvinita (Martins da Silva *et al.*, 1997), intercaladas com folhelhos betuminosos e dolomitos, e uma seção superior composta por anidritas intercaladas com folhelhos e rochas carbonáticas (Melo & Rocha, 1982). A seção basal teria se depositada numa laguna rasa, de baixa energia e ambiente redutor e, a seção superior, num ambiente que variou de laguna a plataforma rasa, e *sabkha* formada em amplas planícies costeiras, com canais e lagoas desenvolvidas sob clima árido (Szatmari *et al.*, 1974). Este membro apresenta espessuras bastante irregulares, de um modo geral, maiores nas áreas correspondentes às bacias evaporíticas (a exemplo da região de Taquari-Vassouras onde atinge cerca de 500 m de espessura) e menores nas regiões marginais às mesmas (Melo & Rocha, 1982).

O Membro Ibura abrange a maior parte da seção evaporítica da Formação Muribeca. Fonseca (1972) apresentou uma detalhada descrição dos ciclos evaporíticos do Membro Ibura, definindo diversos marcos estratigráficos para esta unidade. Foram caracterizados dez ciclos principais, os dois primeiros representados por sais solúveis e os dois últimos por uma seção de anidrita, calcário e folhelho. Mais recentemente, Araújo *et al.*, (2009) dividiram esses evaporitos em 9 ciclos. O ciclo 1, mais antigo, é reconhecido, nos perfis geofísicos de

poço, pela passagem de litologias de baixa para alta densidade, assim como de alta para baixa radioatividade, ou seja, de lamitos para anidrita, gipsita e/ou, eventualmente, carbonatos. O último ciclo ocorre entre uma superfície erosional de base das anidritas e o topo das anidritas ou, localmente halitas sobrepostas a estas.

A seqüência evaporítica é formada principalmente por halita, silvinita, carnalita, além da anidrita, taquidrita e carbonatos deste membro. Tais depósitos evaporíticos foram formados em uma série de ambientes costeiros representados por sabkhas, lagoas salinas e canais de maré (Oliver, 1997).

Segundo Feijó (1980) e Azambuja *et al.* (1980), os calcários do Membro Ibura teriam sido depositados em um sistema lagunar hipersalino raso (menos de 20 m), sob clima semi-árido, demonstrado pela presença de esteiras algálicas, com aporte periódico de águas continentais e marinhas, formando um sistema de planície de maré com água relativamente turva.

A exposição subaérea e o ressecamento dos calcários laminados gerariam níveis de calcários brechados, associados a este sistema. Construções estromatolíticas desenvolveram-se nas porções mais rasas e periféricas da laguna. A intensa evaporação e concentração das águas da laguna teriam originado uma planície de *sabhka* nas bordas, com a precipitação de anidrita nodular nos sedimentos carbonáticos. Com o aumento da concentração de sais na salmoura, iniciou-se a deposição de halita, em uma depressão rasa. O aporte de água deve ter sido periódico, a julgar pelas abundantes intercalações de folhelhos com os evaporitos (Jardim de Sá *et al.*, 2006).

O Membro Oiteirinhos é composto por alternâncias de folhelhos betuminosos, calcilutitos ricos em pelóides e algas, siltitos, arenitos finos e delgadas intercalações de anidritas, interpretados como depósitos lagunares a plataformais (Feijó 1980 *apud* Melo & Rocha 1982). As características do membro Oiteirinhos indicam que após a descida de nível de base, em um ambiente mais árido houve a deposição de sais solúveis em algumas porções da subbacia de Sergipe. Posteriormente, houve um aumento do nível do mar durante o fim da fase rifte, que culminou com os depósitos transicionais e possivelmente marinhos, e, com a abertura final do Atlântico, foram depositados os sedimentos da Formação Riachuelo, iniciando a ampla plataforma carbonática que perdurou durante a fase Drifte da bacia.

4. Rochas Carbonáticas

Rochas carbonáticas são complexos aniônicos de $(\text{CO}_3)^{2-}$ e cátions metálicos bivalentes como Ca, Mg, Fe, Mn, Zn, Ba, Sr e Cu, dentre outros menos comuns. A ligação entre os cátions metálicos e o grupo carbonático não é tão forte como a ligação interna do dióxido de carbono. Na presença de íons de hidrogênio o grupo carbonático se quebra para produzir CO_2 e água, e essa reação é das mais importantes para as mudanças diagenéticas dos carbonatos (Ahr, 2008).

Cerca de 90% dos sedimentos carbonáticos encontrados em ambientes modernos são de origem biológica e formados em condições marinhas (Milliman, 1974; Wilson, 1975; Tucker and Wright, 1990).

Segundo Chilingarian *et al.* (1992), os carbonatos podem ter diferentes variedades mineralógicas, e para que essas variedades sejam definidas em um corpo carbonático é fundamental que sua idade e grau de estabilidade mineralógica e de maturidade sejam determinados. Rochas carbonáticas mais antigas são compostas essencialmente por calcita e/ou dolomita, que são as variedades mineralógicas mais estáveis. As calcitas magnesianas são um importante grupo que compõe carbonatos com abundância esqueletal, e podem ser altamente suscetíveis à dissolução, assim como a Aragonita. Esta é o polimorfo ortorrômbico da calcita e possui uma solubilidade cerca de 1,5 vezes maior que a calcita.

Os dolomitos são um dos mais comuns minerais carbonáticos. Um dolomito de composição ideal possui partes proporcionais de CaCO_3 e MgCO_3 , e quando um cristal é formado, permanece estável a uma grande variedade de gradientes de temperatura e pressão, e apresenta solubilidade menor que a calcita (Morse and Mackenzie, 1990).

A presença de Cálcio e Magnésio diferencia os Calcários (Ricos em calcita) e Dolomitos, e uma rocha pode ter a nomenclatura baseada nas razões calcita/dolomita, conforme mostrado abaixo, na tabela 1.

A classificação de Friedman & Sanders (1978), é mais utilizada e é baseada nos tamanhos de partículas das rochas, e no grau em que foram afetadas pela recristalização conforme demonstrado na tabela 2.

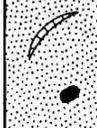
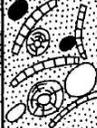
Tabela 1 – A nomenclatura tomando como base a porcentagem de mineral calcita/dolomita (Traduzido de Pettijohn, 1975).

% Calcita				
100	90	50	10	0
Calcário	Calcário Magnésiano	Calcário Dolomítico	Dolomito Calcítico	Dolomito
0	10	50	90	100
% Dolomita				

Tabela 2 – Nomenclatura com base no tamanho de grãos carbonáticos (Traduzido de Friedman & Sanders, 1978).

Tamanho do Grão (mm)	Classe 1		Tamanho do Cristal
	Fábrica sem alteração visível	Fábrica alterada	
	Aloquímicos	Maior alteração -->	
<0,004	Calcilutito	Parcialmente recristalizado ou dolomitizado Classificação com base no tamanho do cristal com modificações texturais	Micro cristal
0,004 - 0,0625	Calcisiltito		Cristais finos
-	Calcarenito Lutítico (>10% micrítico)		Cristais médios
0,0625 - 2,0	Calcarenito		Cristais grossos
2,0 - 64	Calcirrudito		Cristais bem grosseiros
> 64	Carbonato grosseiro		
-	Estratos biolíticos		

A classificação de Dunham, 1962, toma como base a textura deposicional da rocha carbonática, reconhecendo as relações entre as partículas e a matriz das rochas conforme se observa na figura 7.

Depositional texture recognizable				Depositional texture not recognizable	
Original components not bound together during deposition			Original components were bound together		
Contains mud (clay and fine silt-size carbonate)		Lacks mud and is grain supported			
Mud-supported		Grain-supported			
Less than 10% grains	More than 10% grains				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
					

Modified from Dunham, 1962

Figura 7 - Classificação carbonática de Dunham (Dunham, 1962).

4.1. Ambientes de deposição carbonática

A maioria das rochas carbonáticas é de origem marinha, portanto, para que seja determinado o ambiente deposicional dessa rocha, é necessário dividir o ambiente marinho em subambientes de acordo com suas características próprias (Ahr, 2008).

Segundo Moore (2001), diversos fatores afetam a sedimentação carbonática, como clima, eustasia, produção sedimentar, estrutura da plataforma, cimentação marinha. Este autor divide 4 ambientes marinhos de maior expressão, a rampa, a plataforma aberta, a plataforma restrita, e a margem do talude.

Chilingarian *et al.* (1992) destaca a importância da determinação da heterogeneidade dos reservatórios carbonáticos de uma mesma sequência deposicional e separa os ambientes de deposição em relação às marés, supra-maré, intra-maré (*intertidal*) e sub-maré. Os ambientes intra e supra-maré são incluídos no Peri-maré (*peritidal*), onde ocorrem os reservatórios carbonáticos com maior ocorrência de hidrocarbonetos, devido às suas boas características petrofísicas, devido ao ambiente diagenético, exposto às águas meteóricas e marinhas, causando diversas alterações na porosidade.

Tucker e Wright (1970) fizeram um complexo estudo na sedimentologia carbonática, e dividiram os ambientes de deposição em sedimentos carbonático-areníticos da linha de costa, sedimentos de margem de plataforma, carbonatos da peri-maré, carbonatos lacustres, recifes carbonáticos e carbonáticos pelágicos de água profunda.

Segundo Ahr (2008), estudos oceanográficos indicam que os ambientes marinhos que resultam na deposição de carbonatos podem se dividir em rampa ou plataforma (*Ramps or Shelves*). As estruturas de plataforma podem ser Plataforma Restrita (*Rimmed Shelf*), Rampa Homoclinal (*Homoclinal Ramp*), Plataforma Aberta (*Open Shelf*) e Rampa Distal Íngreme (*Distally Steepened Ramp*) (Figuras 8 e 9). Ele resgata o trabalho de Wilson (1975) que divide a plataforma carbonática em diferentes setores, sendo que os mais importantes são: (1) o ambiente praiar com complexos, ou não, de dunas, (2) a planície de maré ou ambiente intramaré e suas lagunas associadas e os ambientes de sub-maré adjacentes, (3) o ambiente lagunar atrás das ilhas barreiras, (4) o ambiente raso de sub-maré ou ambiente nerítico, (5) a zona de quebra de talude, (6) o pé do talude e (7) o depocentro da bacia. Os paleoambientes de sedimentação são reconhecidos através da textura, composição mineralógica, estruturas

sedimentares e tectônicas, e identificação de fósseis que ocorrem em cada sub-ambiente nas antigas plataformas carbonáticas, sendo formulados análogos com ambientes modernos.

Plataforma aberta (*Open Shelf*) e plataforma restrita (*Rimmed Shelf*) são os tipos de plataformas marinhas rasas que propiciam a sedimentação carbonática. São bem marcadas pela quebra de plataforma e como são altamente influenciados pelo sistema hidrológico, originam sedimentos turbidíticos no pé do talude e depocentro da bacia. São zonas que, devido às influências marinhas de marés e correntes, estão em constantes mudanças e suas bordas e barreiras sempre variam de acordo com os regimes hidrológicos e de eustasia. Porém, a presença das barreiras nas plataformas restritas diminui a influência marinha nos sedimentos do interior da plataforma, tornando o limite da plataforma como a zona de maior energia e influência do regime hidrológico. Já nas plataformas abertas o regime marinho, constantemente influenciando seus sedimentos, torna a água mais fria, e diminui a produção carbonática biogênica e precipitação inorgânica. Portanto a produção carbonática nessas plataformas abertas se resume à suas porções mais próximas à costa, onde a temperatura da água não fique abaixo de 18 °C (Wilson, 1975).

Rampa homoclinal (*Homoclinal Ramp*) e rampa distal íngreme (*Distally Steepened Ramp*) são caracterizadas pela presença de barreiras arenosas próximas à linha de costa, diminuindo o espaço de acomodação antes das barreiras arenosas e caracterizando uma ampla rampa sem quebras abrupta de talude, até o depocentro da bacia. Isso indica que a produção carbonática fica ampliada nas regiões da rampa mais próximas às barreiras arenosas e aos ambientes entre as barreiras e a linha de costa, que favorecem deposição de evaporitos e carbonatos lacustres. Ainda há produção carbonática da rampa até o depocentro da bacia, porém em menor intensidade e relacionados a pacotes de recifes em zonas que favorecem o acúmulo de nutrientes e oxigênio (Wilson, 1975).

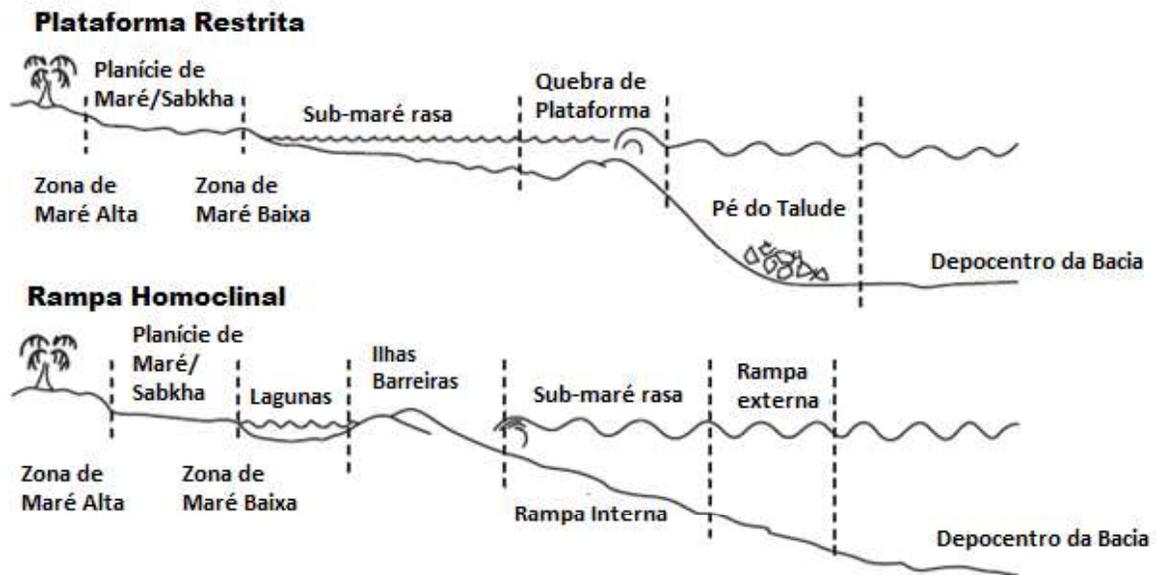


Figura 8 - Exemplos de plataforma Restrita e rampa Homoclinal e suas subdivisões (Traduzido de Ahr, 2008).

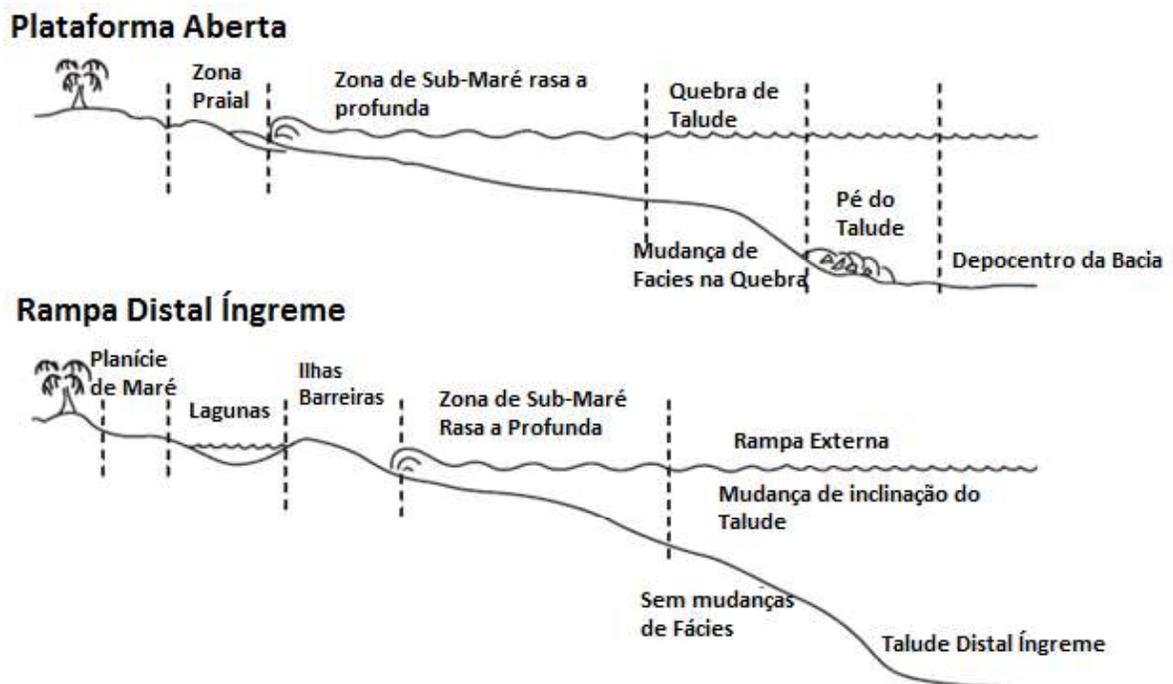


Figura 9 – Exemplos de Plataforma Aberta e Rampa Distal Íngreme, e suas subdivisões (Traduzido de Ahr, 2008).

Essas são as quatro principais geometrias de rampas e plataformas carbonáticas, que podem variar enormemente dependendo dos fatores geomorfológicos, climáticos e de eustasia. Seguindo o trabalho de Ahr (2008), estas plataformas podem ser divididas em 7 seções:

- O ambiente praiado marca o limite entre o continente e o oceano, ou podem ser separadas do continente por um complexo lagunar. Essa zona está relacionada moderada a fortemente à influência de ondas e areias carbonáticas são depositadas em abundância. São afetadas também por energia eólica, e formação de dunas carbonáticas são comuns. Os grãos carbonáticos são geralmente de tamanho arenítico, enquanto que os bioclastos são mais finos.
- Os ambientes de planícies de maré e lagunares da plataforma, devido às suas similaridades e inter-relações, podem ser descritos juntamente, como ambientes que favorecem a deposição de lama carbonática intercalada com folhelhos lacustres. Conforme trabalho de Tucker & Wright (1970) esses ambientes podem ser divididos em sub-maré, “zona sempre molhada” (*always wet zone*) e se trata do complexo lagunar, e a peri-maré que trata a zona intermediária e a zona que é exposta, mas sofre influência da maré. O complexo lagunar favorece a deposição de lama carbonática quando em clima úmido, quando em clima árido favorece a deposição evaporítica e complexos de sabkhas. Os canais formados na planície de maré podem se tornar importantes canais para o regime hidrológico.
- O ambiente nerítico se limita na plataforma na zona abaixo da influência da maré, até uma profundidade arbitrária de 200 metros. A produção carbonática neste ambiente é fortemente dependente do clima e da batimetria, portanto é favorecida em climas tropicais. São comuns acumulações de recifes com formação de *packstones egrainstones*.
- A zona de quebra de plataforma que favorece a precipitação carbonática está restrita às plataformas, devido à geometria que permite quebras de plataforma em zonas com influência fótica e água com maior temperatura. São zonas de alta energia e forte influência de ondas. Pacotes de recifes e grandes massas esqueléticas são formados nesta zona.
- A zona de talude assim como o ambiente descrito acima, está limitada às plataformas, pois as rampas não oferecem quebras de plataforma tão íngremes. Taludes carbonáticos

são distintos de siliciclásticos, pois são mais íngremes e mais côncavos, e são altamente influenciados pelo regime hidrológico e gravitacional. As zonas de maior profundidade acumulam os diversos tipos de sedimentos, tanto siliciclásticos como carbonáticos formados em profundidades menores e depositados por gravidade.

- Para que os sedimentos carbonáticos sejam depositados no depocentro das bacias, é necessário que a profundidade da água seja rasa, pois abaixo da linha de compensação de calcita (CCD – “*Carbonate Compensation Depth*”) todas as partículas carbonáticas são dissolvidas e essa profundidade varia dependente da temperatura da água e saturação de CO₂. É um ambiente de baixa energia, com águas redutoras e anóxicas, propiciando a deposição de lama siliciclásticas e carbonáticas, e folhelhos, e comumente cristais evaporíticos.

4.2. Reservatórios Carbonáticos

Segundo Ahr (2008), reservatórios carbonáticos são rochas porosas e permeáveis que podem conter hidrocarbonetos, e representam cerca de 50% das reservas mundiais de petróleo. Porém, esses reservatórios podem ter um sistema de poros de origens variadas e de diversas combinações, e como a produção de um reservatório depende principalmente da porosidade e permeabilidade do corpo, é necessário tomar um cuidado especial na hora de modelar geologicamente uma rocha com esta característica.

A porosidade carbonática inclui 2 categorias genéticas: porosidade primária ou deposicional e porosidade secundária, que pode ser formada ou modificada por processos diagenéticos ou deformacionais (fraturamento). A tabela 3, elaborada por Choquette & Pray (1970) e aprimorada por Ahr (2008), compara os tipos e características de porosidade em arenitos e em carbonatos. De acordo com Tucker & Right (1990), uma vez que os métodos de geofísica de poço não conseguem determinar com eficiência as variações de porosidade nos reservatórios carbonáticos, as análises diretas de amostras de rochas retiradas de testemunhos e amostras de calhas, que incluem textura, composição mineral e de grãos, conteúdo fóssil e estruturas sedimentares, são fundamentais para o entendimento das características deposicionais relacionadas ao reservatório, e sobre a história diagenética tanto da matriz da rocha quanto do sistema de poros.

A reatividade química resulta no desenvolvimento da porosidade secundária derivada de processos diagenéticos penetrantes, como a solubilização mineral e dolomitização, enquanto que esses processos afetam quimicamente os minerais carbonáticos durante a sua história de soterramento, a modificação de porosidade mais drástica ocorre nos eventos que ocorrem cedo na história dos sedimentos, quando estes são expostos à águas meteóricas, em limites de sequências. Se a solução começar a apresentar CaCO_3 em excesso e algo desencadear a precipitação, então a cimentação começará a preencher os poros preenchidos por água.

Não existe um método de medição ou perfil que determine se uma porosidade é deposicional ou diagenética, apenas a observação em amostras de rochas pode dar uma indicação da gênese dos poros.

Tabela 3 – Comparações entre as características de porosidades e interpretações de reservatórios carbonáticos e siliciclásticos (Traduzida de Choquette & Pray, 1970).

Aspectos	Arenitos	Carbonatos
Porosidade inicial dos sedimentos	Comumente entre 25 e 40%.	Entre 40 e 70%.
Porosidade final das rochas	Normalmente metade ou mais da porosidade inicial; Comum ficar entre 15 e 30%.	Geralmente pouca fração, ou nenhuma, da porosidade inicial; Comumente varia entre 5 e 15%.
Tipos de porosidade inicial	Quase que exclusivamente intergranular.	Intergranular é geralmente predominante, porém intragranulares e outros tipos também podem ser significantes.
Tipos de porosidade final	Quase que exclusivamente a porosidade intergranular inicial.	Amplamente variadas em razão das modificações pós deposicionais.
Tamanho dos poros	Os tamanhos de diâmetros e de gargantas dos poros são intimamente relacionados aos tamanhos e seleções das partículas sedimentares.	O diâmetro e garganta dos poros mostram pouca, ou nenhuma, dependência do tamanho e seleção dos grãos.
Formato dos poros	Forte dependência no formato dos grãos.	Variam amplamente, desde fortemente dependentes dos formatos das partículas depositadas, até totalmente dependentes da influência das diversas fases diagenéticas que afetaram a rocha.
Uniformidade de tamanho, formato e distribuição dos poros	Geralmente uniformes compondo um corpo de formato homogêneo	Variam amplamente, desde bastante uniformes até corpos extremamente heterogêneos, mesmo em um corpo formado de um só tipo de rocha.
Influência de diagênese	Baixa; Normalmente uma redução secundária da porosidade, por compactação e cimentação.	Forte; Pode criar, suprimir, ou modificar completamente a porosidade; a cimentação e dissolução são os eventos mais importantes.
Influência do fraturamento natural	Geralmente não tem grande importância nas propriedades do reservatório.	Caso ocorra dentro do reservatório, pode ser propriedade de grande importância.
Avaliação visual da porosidade e permeabilidade	Geralmente a estimativa visual semi-quantitativa pode ser representativa.	Variável, Estimativas visuais semi-quantitativas podem ser fáceis ou impossíveis; instrumentos de medição de porosidade, permeabilidade e pressão capilar geralmente são necessários.
Adequação da análise de testemunhos para a avaliação de reservatório	Amostras de testemunho são adequados para se determinar a porosidade matricial do reservatório.	São importantes, porém raramente podem dar indicativas reais sobre a porosidade do corpo reservatório por completo.
Inter relações entre porosidade e permeabilidade	Relativamente consistentes, normalmente derivadas de tamanho e seleção dos grãos.	Amplamente variadas, normalmente não são dependentes do tamanho e seleção dos grãos.
Confiabilidade de resposta de perfis como indicadores de facies deposicionais	Práticas convencionais podem prover modelos representativos e confiáveis.	Não são confiáveis, pois perfis geralmente não indicam a diferença de tipos de grãos, texturas e poros.

Tucker & Wright (1990) identificam os seguintes tipos de porosidades carbonáticas:

- Porosidade Intergranular: É a porosidade original, primariamente deposicional e o tipo de estrutura de fábrica é o controle dos espaços de poros encontrados.
- Porosidade Intragranular: Essa é a porosidade que ocorre dentro dos grãos, normalmente em matriz esquelética. É uma porosidade localizada e sua efetividade vai depender da micropermeabilidade da matriz.
- Porosidade Intercristalina: É a porosidade que ocorre entre os cristais formados, geralmente dolomíticos.
- Porosidade Móldica: A porosidade original pode evoluir através de fluidos que percolam dentre os poros. Cristais de Aragonita são altamente suscetíveis a este tipo de porosidade.
- Porosidade Fenestral: É um sistema de porosidade típico de carbonatos afetados por zonas da perimare, normalmente causado por dissecação sedimentar, e ocorre normalmente restrita e em finas camadas sedimentares.
- *Shelter porosity*: Ocorre em cavidades de antigos depósitos de conchas.
- *Framework* ou porosidade estrutural: É determinada pela estrutura dos recifes que foi preservada, dominada pelo crescimento biológico, sendo corais e algas calcárias. Foi a porosidade que instigou os antigos geólogos a explorarem reservatórios carbonáticos.
- Porosidade Fraturada: Geralmente formadas por deformação tectônica, cortam a rochas e abrem canais permeáveis seguindo o sentido das deformações, raramente dependentes do sentido da camada sedimentar.
- Canais de dissolução: Calcários são bem suscetíveis a dissolução por águas subsaturadas e produzem porosidades formadas por esses canais, normalmente desenvolvidas seguindo fraturas.
- *Vuggy* ou porosidade vugular: *Vugs* são poros visíveis a olho nu que podem apresentar diversas formas e tendências, geralmente resultado da dissolução de cimentos formados cedo na história deposicional ou por fluidos liberados pela maturação de hidrocarbonetos, e essa migração gera canais vugulares.

- Porosidade cavernosa: São poros cavernosos e de maiores tamanhos, geralmente formados através da ampliação de *vugs* ou canais de dissolução.
- Porosidade de Brechas: Geralmente é uma continuidade da porosidade fraturada, onde fragmentos de rocha criam uma porosidade interpartículas, própria.

Há ainda porosidades de menor importância, como atividades biológicas de escavação, ou redução de porosidade através da dissecação. Há também a porosidade estilolítica, que em alguns casos pode apresentar bom resultados como transmissores de fluidos (Longman, 1980). Uma representação dos diversos tipos de porosidade foi elaborada por Ahr (2008) (Figura 10).

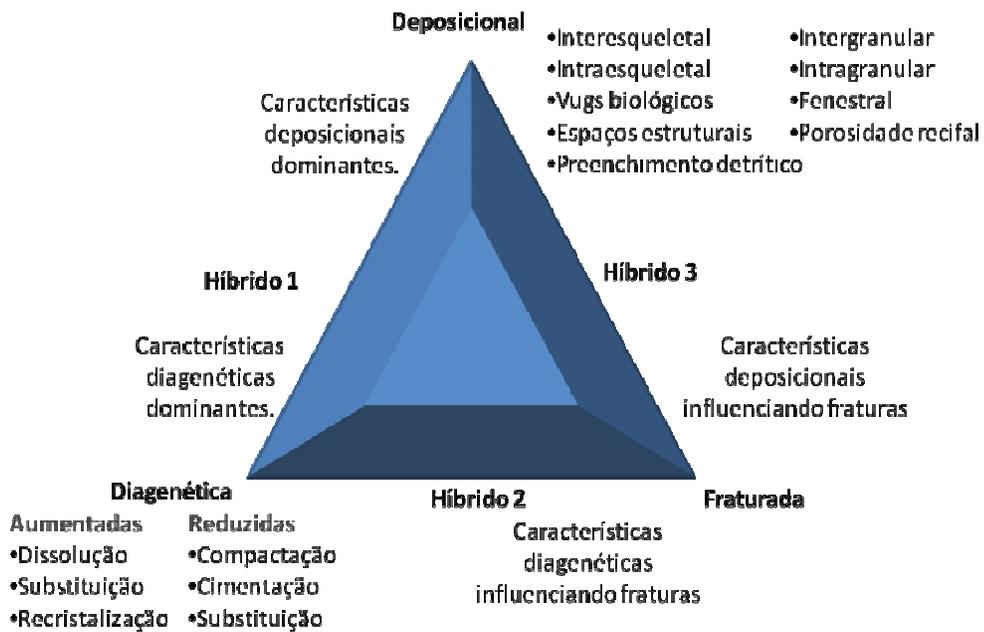


Figura 10 – A classificação de Ahr (2008) mapeia a geometria dos poros e tenta relacionar a estratigrafia às predições de permeabilidade.

A porosidade primária em carbonatos, normalmente é perdida progressivamente durante o processo de soterramento do sedimento. Durante a mesma jornada evolutiva, é criada a porosidade secundária, cujos processos que a influenciam são predominantemente diagenéticos. Esses processos podem ser divididos em linhas principais: geração de porosidade por dissolução e modificação de porosidade e permeabilidade por dolomitização. O fraturamento tectônico também surge como de grande importância em reservatórios

carbonáticos, porém aumentam a permeabilidade sem afetar muito o volume poroso (Lucia, 1995). Reservatórios carbonáticos com as maiores porosidades deposicionais normalmente são aqueles em que a razão grãos/lama é alta, e em alguns recifes.

O perfil elétrico Raio Gama (RG) pode ser útil para identificar dissolução em superfícies expostas. Muitos carbonatos possuem resíduos ricos em argila e matéria orgânica que emitem radioatividade naturalmente, à medida que os carbonatos são dissolvidos próximos às inconformidades, esses constituintes insolúveis são acumulados ao longo da superfície da inconformidade, e será notado um alto pico de RG. Portanto, é comum ser encontrado zonas de alta porosidade logo abaixo de superfície de inconformidades (Chilingarian *et al.*, 1992).

Eventos que aumentam a porosidade carbonática, podem reduzi-la também, como a recristalização e substituição, enquanto que a cimentação e a compactação resultam somente na diminuição desta porosidade. A cimentação se trata de precipitação cristalina no preenchimento de poros. Como a cimentação pode ser iniciada logo após a deposição e em qualquer momento do soterramento, é plausível afirmar que seja o evento que mais favorece na diminuição da porosidade (Lucia, 1999).

A cimentação ocorre em diversas fases da história diagenética do reservatório, iniciando-se com a cimentação ainda em ambiente marinho, e seguindo pela cimentação na zona vadosa, zona superficial, até ambientes intermediários e profundos. Os cristais formados pela cimentação carbonática variam de acordo com a composição química da água e do ambiente diagenético a que a formação está exposta. Por exemplo, os oceanos dos dias de hoje têm sua composição rica em magnésio, favorecendo a precipitação de cimento com cristais de calcita. Já as zonas vadasas ricas em água doce, favorecem a criação de cimentos de calcita, intercalados com cristais com tendências romboédricas, por causa da baixa proporção de magnésio nessas águas (Ahr, 2008).

A morfologia, os padrões de distribuição e tamanho dos cristais nos cimentos podem revelar aspectos de seus ambientes de precipitação, taxa de precipitação de cimento e até a natureza e química dos fluidos que percolavam pela rocha. A identificação petrográfica de padrões de precipitação e crescimento de cimentos é eficaz para a determinação de ambientes diagenéticos que atuaram sobre a rocha, porém complexo e com diferentes interpretações e considerações.

Segundo Lahann (1978), alguns padrões de relações cimento x ambiente diagenético são aceitos, como as características arredondadas e bordeando os grãos, que seriam de ambientes meteóricos, já cimentos com minerais de calcita fibrosos a laminados seriam de ambientes marinhos, e os ambientes com ações de fluidos de subsuperfície teriam uma característica mais variada, de arredondados a poliedros mais complexos.

Porém outros fatores, como fluxo de fluido, saturação mineral, taxa de crescimento mineral, efeito dos compostos orgânicos presentes e outros componentes inorgânicos, como taxa de sílica, afetam o padrão de precipitação da cimentação. Normalmente, a caracterização do ambiente diagenético com base no estudo dos cimentos, são comuns em sequências holocênicas e pleistocênicas, pois as sequências mais antigas já podem ter sido muito modificadas pela compactação.

A porosidade intercrystalina é comum em processos de substituição de calcário por dolomita. Weyl (1960) citou que a substituição de calcário por dolomita é um processo que pode diminuir em 13% o volume da rocha. Na época, seu trabalho recebeu bastante aceitação devido ao alto índice de reservatórios dolomíticos com porosidade intercrystalina. Porém, conforme o trabalho de Lucia (2000) essa substituição não aumenta automaticamente a porosidade do reservatório somente em 13%, podendo elevá-la em até 25%. O trabalho de Murray (1960) mostra que a porosidade na substituição, originando dolomita, tende a diminuir, até alcançar 50% da composição da rocha. Após esses 50 % serem atingidos, a porosidade tende a aumentar, levando a conclusão que alto índice de porosidade intercrystalina é resultado da dissolução dos últimos níveis de calcita no reservatório.

O ambiente diagenético associado à substituição de carbonato de cálcio por dolomita é normalmente restrito a paleoambientes evaporíticos, lagunares ou de planícies de maré (Ahr, 2008).

Segundo Moore (2001), o aumento de porosidade por dolomitização, ocorre comumente em ambientes de refluxo de salmoura. Nessa situação, tanto o Cálcio como o trióxido de carbono (CO₃) são fortemente depletados nas salmouras, devido à precipitação de calcita magnésica, aragonita e gipso, que estão em um processo lento de refluxo percolando pela matriz carbonática que se encontra depositada logo abaixo. A única fonte de CO₃ necessária para a dolomitização dessa solução é, portanto, dos carbonatos que estão

sendo dissolvidos. Sob essas circunstâncias, haverá baixa cimentação da rocha.

Ainda que a substituição mineral no processo de dolomitização seja de grande importância para a evolução da porosidade, a dissolução de calcita e aragonita por água meteórica tem também grande importância no aumento da porosidade durante o processo de dolomitização.

4.3. Ambientes diagenéticos que influenciam a porosidade carbonática

O momento diagenético da rocha inicia no momento de sua deposição e só termina quando a rocha é retirada de seu leito. Isto implica em um largo intervalo temporal, que permite diversas alterações na rocha e nos sedimentos, sejam físicas, químicas ou biológicas, e essas alterações influenciam na capacidade de armazenamento e transmissão de fluidos de um reservatório. São diversos os processos diagenéticos, variando de compactação por soterramento, precipitação de cimento e solubilização mineral e até por influência da bioturbação.

Enquanto Choquette & Pray (1970) dividem a diagênese em estágios, eogenético, mesogenético e telogenético (figura 11), McIlreath and Morrow (1990) separam os processos basicamente nas zonas em que ocorrem, vadosa, meteórica freática, marinha freática, zona de mistura, zona evaporítica, sub-superfície e soterramento (figura 12).

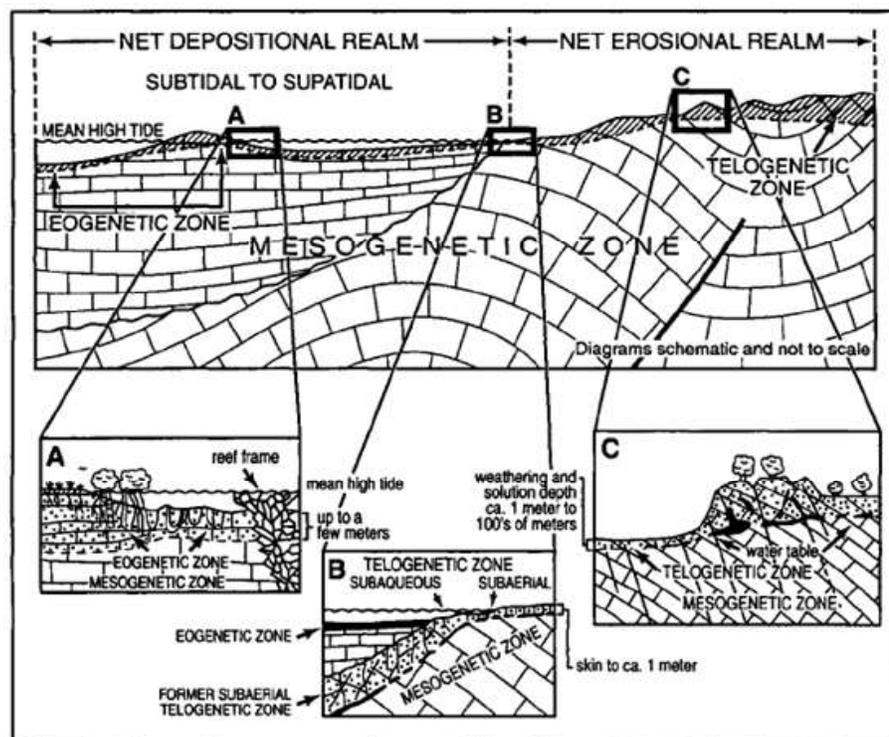


Figura 11 - A separação dos ambientes diagenéticos em estágios, que ocorrem durante a vida de soterramento da rocha (Choquette and Pray, 1970).

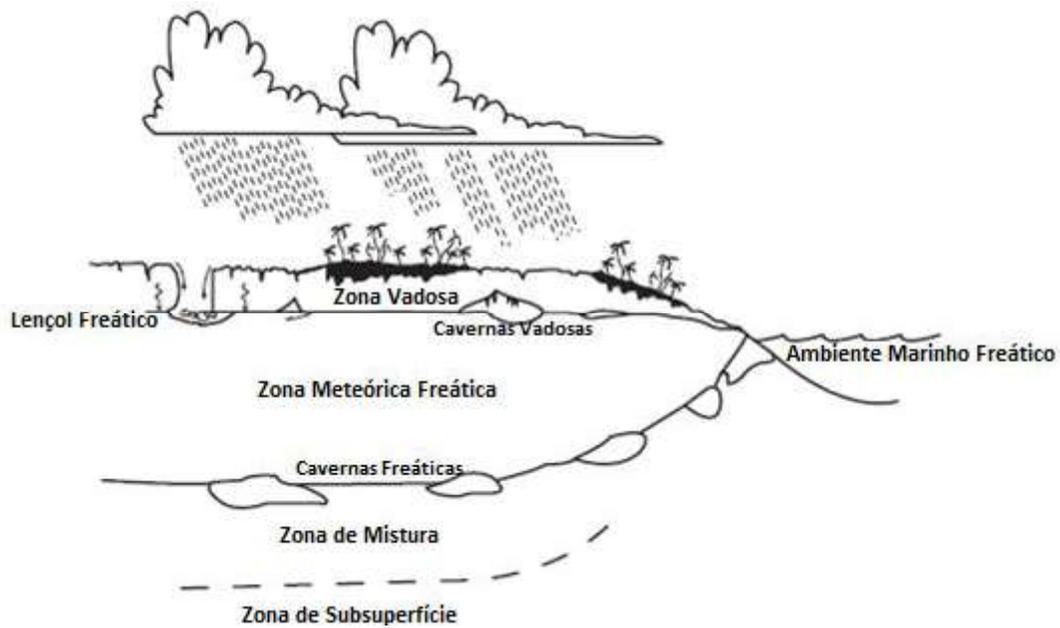


Figura 12 - Esquema das diferentes zonas diagenéticas, focando principalmente nas zonas de superfície e sub-superfície (McIlreath and Morrow, 1990).

Choquette & Pray (1970) separam os estágios primariamente por ordem temporal, onde o estágio eogenético é compreendido no intervalo entre a deposição do sedimento e o soterramento quando ainda influenciado por ambientes diagenéticos superficiais. O limite superior desta zona é geralmente a interface da deposição, que pode ser subaéreo ou subaquoso. O limite inferior pode ser considerado como o local em profundidade em que a recarga de águas meteóricas ou marinhas param de circular por gravidade ou convexão. Os sedimentos desta zona são, geralmente, mineralogicamente instáveis, ou estão em processo de estabilização. A modificação de porosidade nessa zona seja por dissolução, cimentação, ou dolomitização, acontecem rapidamente e tem grande influência na volumetria do corpo sedimentar. Os ambientes sedimentares divididos por McIlreath and Morrow (1990) que atuam na zona eogenética são: Meteórica freática, meteórica vadosa, marinho freático, e zona evaporítica.

O estágio mesogenético inicia-se a partir do momento em que os sedimentos estão soterrados em subsuperfície, logo abaixo da influência de processos diagenéticos superficiais. A diagênese neste estágio é marcada por uma lenta modificação de porosidade e é dominada por processos de compactação. Porém, ainda que os processos sejam lentos, o tempo que compreende o estágio mesogenético é enorme, então pode influenciar bastante

a porosidade de um reservatório. A evolução de porosidade secundária no estágio mesogenético os fluidos de subsuperfície estão em um estágio supersaturado em relação à maioria das fases carbonáticas (Moore, 1981; Morse e Mackenzie 1990). Porém, altas pressões, temperaturas, maturação de hidrocarbonetos, degradação termal e recarga pós-orogênica, podem ser relacionadas ao desenvolvimento de fluidos agressivos que podem continuar criando a porosidade secundária, não só para carbonatos mas também em siliciclastos.

O estágio telogenético afeta as unidades que já foram afetadas por processos mesogenéticos, e são novamente expostas aos ambientes diagenéticos superficiais, seja por soerguimento ou erosão em inconformidades. Portanto, este estágio afeta somente rochas mais antigas, através da erosão após a exposição, e novamente expõe às mesmas zonas que influenciam o estágio eogenético.

Moore (1992) detalha os diversos ambientes diagenéticos e como podem afetar uma rocha carbonática (Fig 13).

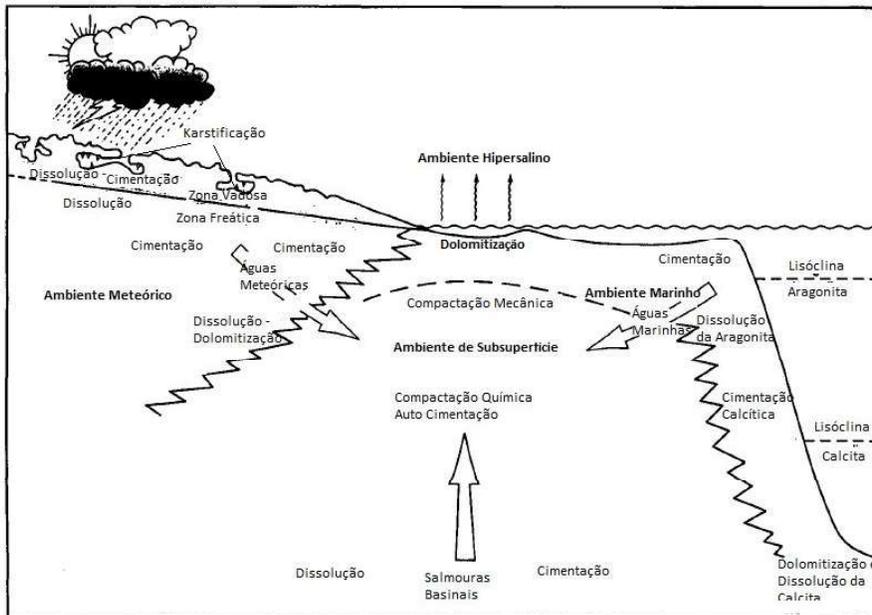


Figura 13 – Os ambientes diagenéticos e seus efeitos nos grãos carbonáticos (Traduzido de Moore, 1989).

O ambiente de diagênese meteórico é caracterizado pela exposição dos sedimentos à ambientes subaéreos, e à presença abundante de águas meteóricas, advindas de sistemas fluviais e pluviais que estão em grande parte subsaturada em relação à maior parte dos

minerais carbonáticos, gerando assim um aumento substancial da porosidade de diversos estratos carbonáticos. Essas reações que promovem a dissolução são ainda mais ativadas devido à forte presença de dióxido de carbono presente na zona de solos, e ao rápido fluxo cíclico de fluidos pela zona freática (Moore, 2001).

Devido às baixas salinidades e razões Mg/Ca dos fluidos na zona meteórica, a precipitação de calcita é muito comum, enquanto que zonas de mistura, de águas marinhas e meteóricas, favorecem a dissolução de calcita e precipitação de dolomita. Esse ambiente pode ser separado por duas zonas distintas, que estão sempre em contato, a zona vadosa e a zona freática. A zona vadosa tem como característica principal a influencia de duas fases, aquosa e aérea, causando morfologias e padrões de distribuição de cimentos variados, normalmente associados aos grãos minerais.

Cada ambiente diagenético influencia na mudança e evolução da porosidade de uma maneira, e cada evento tem intensidade e resultados que podem ser considerados únicos na história de formação do reservatório. Portanto, é de grande importância que o geólogo que vá reconstruir a evolução de porosidade de um reservatório carbonático, identifique primeiramente qual foi o evento ou eventos que mais influenciaram na mudança de porosidade do reservatório.

A identificação petrográfica de padrões de precipitação e crescimento de cimentos pode ser um método considerado eficaz para a determinação de ambientes diagenéticos que atuaram sobre a rocha, porém complexo e com diferentes interpretações e considerações. Com discussões sobre o assunto (Folk, 1974; Lahann, 1978), pode ser determinado um padrão que aproxima a determinação dos padrões morfológicos dos minerais do cimento, em relação ao possível ambiente diagenético em que foi precipitado. Na figura 14 pode ser observada uma visão dos ambientes de precipitação e características morfológicas dos principais grãos de cimentos.

Conforme citado em Moore (2001), alguns dos mais importantes campos petrolíferos do mundo estão associados a reservatórios dolomíticos derivados de ambientes marinhos evaporíticos. Os evaporitos ocorrem como selos importantes para a retenção de grandes acumulações. A evolução de porosidade em evaporitos e dolomitos associados a ambientes sabkha depende da influência de fluidos meteóricos, que geralmente são associados à exposição dos sedimentos.

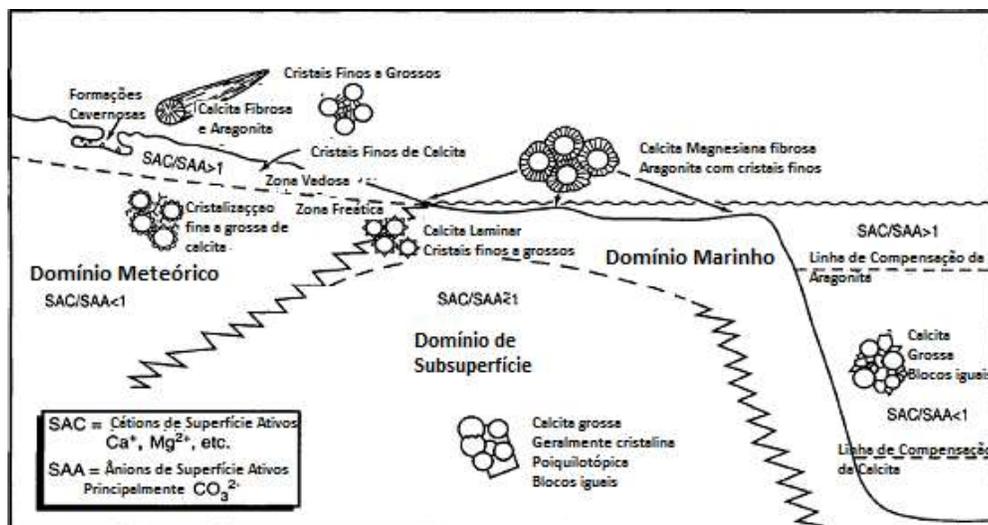


Figura 14 - Uma visão simplística sobre identificação de grãos de cimento (traduzido de Moore, 1992).

O ambiente diagenético evaporativo, ainda que não muito comentado, é de extrema importância para certos reservatórios carbonáticos. As principais sequências evaporíticas são os terrenos sabkha, cuja principal característica é a aridez e a forte influência subaérea nos evaporitos/dolomitas, e as lagoas ou bacia (mini bacias) evaporíticas, cuja água dominada por salmoura favorece a deposição e evaporitos e dolomitas em seus depocentros e flancos, e favorecem a dolomitização de carbonatos adjacentes através do fluxo e recirculação subterrânea dessas salmouras (Moore, 2001).

O ambiente inicial de diagênese carbonática por exposição é um dos mais importantes para o entendimento de evolução de porosidade e pode ter influenciado todos os carbonatos da Formação Muribeca, na bacia de Sergipe-Alagoas. Saller *et al.* (1999) estabeleceu 4 estágios de exposição baseados na natureza e intensidade diagenética de cada ciclo de 3ª ordem, conforme demonstrado na figura 15. O 1º Estágio seria inserido em longos ciclos associados ao Trato de Sistema Transgressivo (TST), apresentando pouca ou nenhuma evidência de exposição. Ainda que a porosidade inicial seja elevada, ela é rapidamente eliminada por compactação na subsuperfície rasa. O 2º estágio é desenvolvido entre o TST e o Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA), onde a taxa de acomodação começa a diminuir o ritmo, e precipitações de cimento já preenchem os poros iniciais e começa a ser desenvolvida a porosidade vugular e móldica. O estágio 3 se encontra no limite do TSMA onde a taxa de acomodação é relativamente baixa e a diagênese meteórica já afeta todo o ciclo, a substituição mineral por dolomita começa a afetar fortemente a rocha, e ainda que

quase toda a porosidade intergranular já tenha sido preenchida, ainda ocorre porosidade vugular e móldica. O 4º estágio conta com intensa exposição subaérea resultando em brechas, fraturamentos e fissuras e preenchimento mineral nos canais de dissolução.

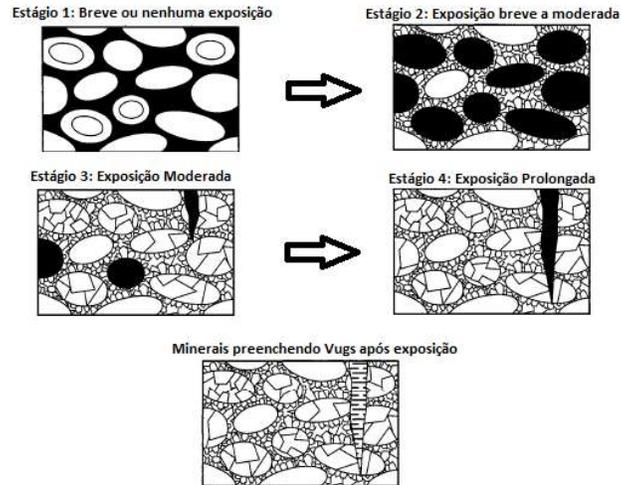


Figura 15 – Os 4 estágios de evolução de porosidade inicial em carbonatos sujeitos à exposição subaérea. Os poros preenchidos em preto. Mostra a complexidade porosa dos reservatórios carbonáticos (traduzido de Saller *et al.*, 1999).

5. Resultados

5.1. Interpretação dos dados geofísicos de poço para caracterização dos reservatórios e determinação das zonas de saturação de hidrocarbonetos

O enfoque do presente estudo está em localizar os principais reservatórios nos poços analisados, identificando as zonas com maior potencial de produção de hidrocarbonetos nos carbonatos da Formação Muribeca. Na bacia de Sergipe-Alagoas, os reservatórios siliciclásticos grossos do Membro Carmópolis, foram os principais alvos exploratórios, contudo, altos potenciais podem ser encontrados nos carbonatos dos membros Ibura e Oiteirinhos, que apresentam indícios de hidrocarbonetos em diversos poços.

Nas figuras 16 e 17 abaixo são apresentados os horizontes de profundidade, gerados através de interpretação sísmica disponibilizada, dos topos dos membros Oiteirinhos e Ibura, mostrando a localização dos poços, que estão nomeados de “A” a “M”.

Figura 16 - Horizonte sísmico em tempo do topo do Membro Oiteirinhos, com os poços marcados em vermelho.

41

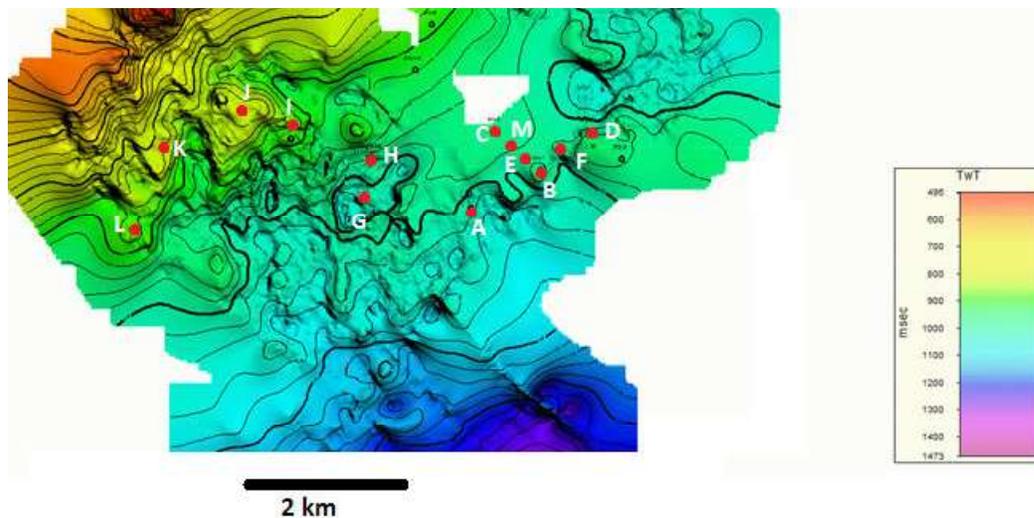


Figura 17 – Horizonte sísmico em tempo do topo do Membro Ibura, com os poços marcados em vermelho.

Na figura 18 abaixo, se detalha um arranjo de seções sísmicas entre os poços G, H, I e J, com as principais feições de camadas deposicionais e falhas, que são vistas ao longo de toda a subbacia de Sergipe.

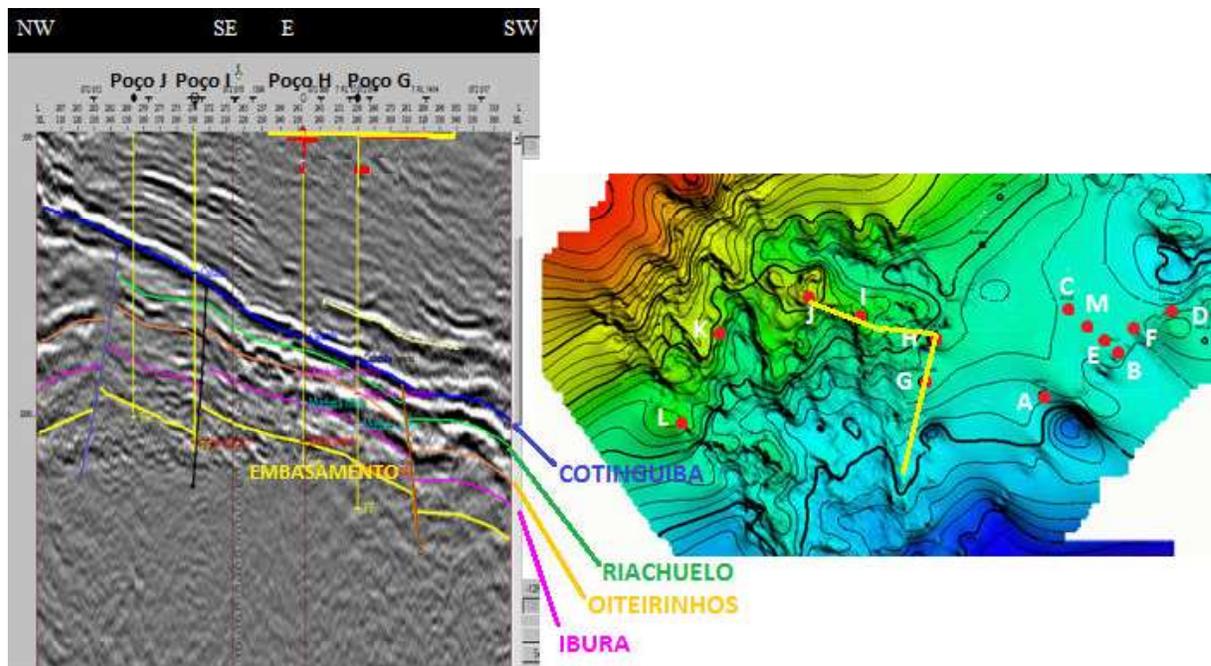


Figura 18 – Seção sísmica cobrindo os poço G, H, I e J.

Com a interpretação sísmica, é possível mapear também feições que mostram paleocanais e visualizar a paleotopografia da região, que podem ter influenciado

diageneticamente, através de condução de águas meteóricas superficiais e subsuperficiais, afetando a porosidade das formações carbonáticas, conforme mostrado na seção sísmica da figuras 19, e o mapeamento dos possíveis paleocanais nas figuras 20 e 21.

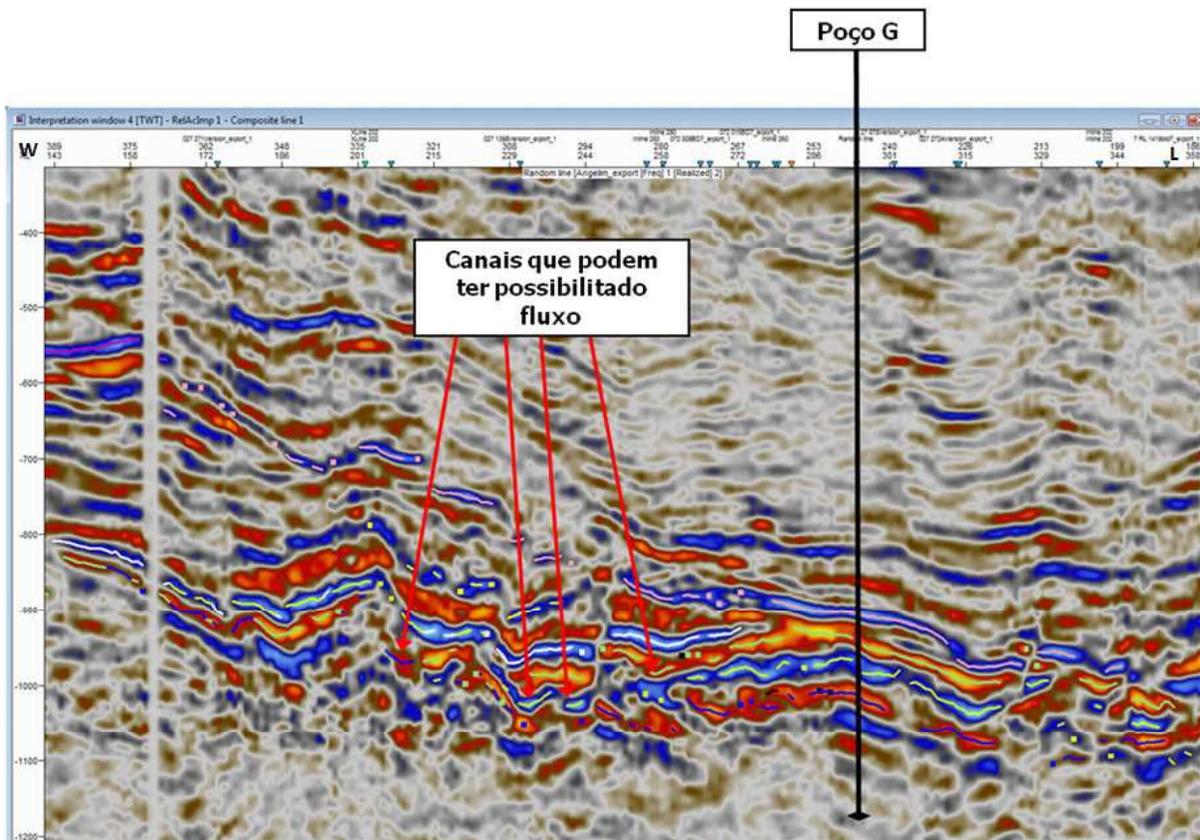


Figura 19 – Seção sísmica mostrando os possíveis paleocanais que prevaleciam na região de estudo durante a deposição da Formação Muribeca.

Portanto, o objetivo de apresentar esses possíveis paleocanais é associar à regiões onde possivelmente houve influxo de águas, superficiais e subterrâneas, pouco saturadas em carbonatos, que possam ter afetado a porosidade carbonática após sua deposição, gerando propriedades para acumulações de hidrocarbonetos.

Porém, apesar de todos os avanços nas interpretações, aquisições e processamentos sísmicos, os reservatórios só podem ser confirmados através da perfuração de poços, e esses poços, ainda que apresentem indícios de óleo, podem atingir reservatórios que não possuam características petrofísicas, como porosidade e permeabilidade, que permitam a produção de seus hidrocarbonetos.

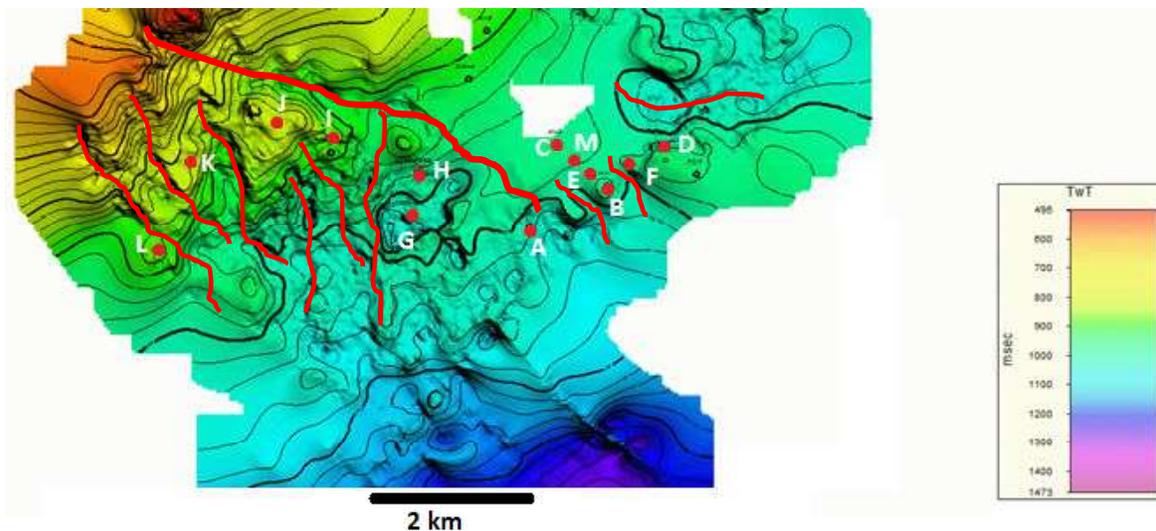


Figura 20 - Mapa de profundidade em tempo do topo do membro Ibura com os possíveis paleocanais marcados em vermelho. Nota-se um paleocanal marcado ao centro da região que culmina em região próxima ao poço A, que pode ter possibilitado deposição do membro Carmópolis.

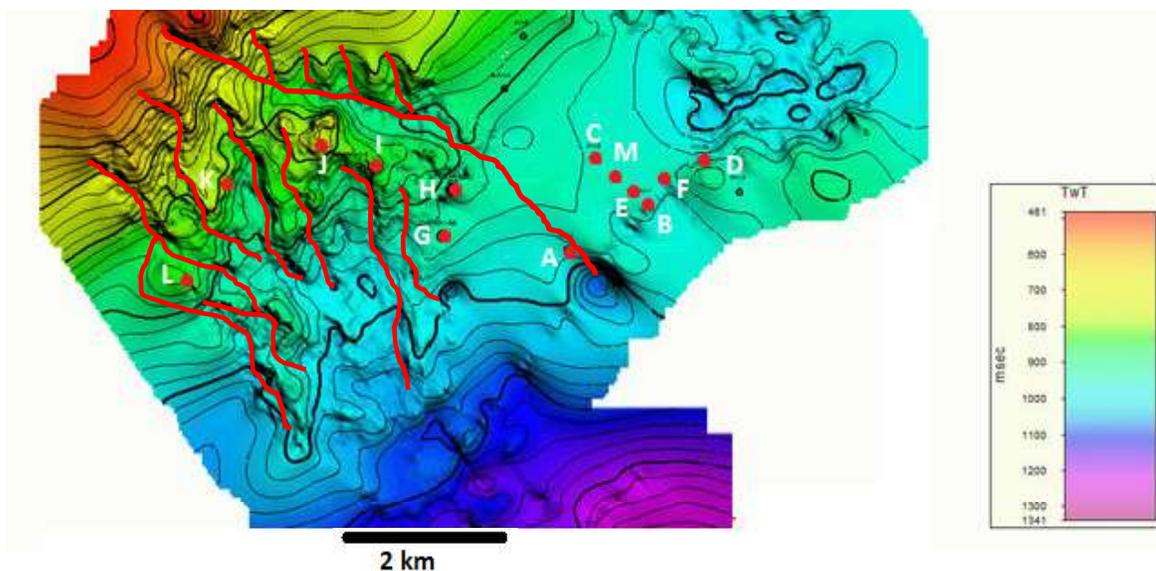


Figura 21 - Mapa de profundidade em tempo do topo do membro Oiteirinhos com os possíveis paleocanais marcados em vermelho.

A seguir serão apresentados os resultados da análise dos perfis geofísicos de 13 poços da região de estudo, com o objetivo de mostrar as características dos reservatórios carbonáticos da formação Muribeca. Os resultados mostrados se baseiam na análise das respostas, dos perfis geofísicos corridos nos poços, na Fm. Muribeca. Com base nos perfis elétricos e de raios gama, foram gerados os perfis de argilosidade, determinadas as porosidades total e efetiva dos reservatórios e indicadas as zonas de saturação de

hidrocarbonetos. Nesses perfis são marcados os topos e bases dos membros Oiteirinhos e Ibura. Da base para o topo, observa-se o contato da Fm. Muribeca com as rochas metamórficas do embasamento, ou com siliciclásticos grossos do Membro Carmópolis. Sobre estes, a presença de folhelhos e carbonatos lacustres e marinhos, marca a passagem para o membro Ibura. Os evaporitos no topo do membro Ibura, geralmente anidritas, registram o período de baixo nível do mar, sucedidos pela subida gradativa do nível do mar, quando se depositam os carbonatos e folhelhos de origem predominantemente marinha do membro Oiteirinhos. Cabe lembrar que o membro Carmópolis não foi encontrado em diversos poços da bacia, devido à sua origem predominantemente fluvial, que seguiria limites topográficos do embasamento e/ou das formações depositadas durante a fase rifte.

O poço A (Figura 22) encontrou uma seção da formação Muribeca de cerca de 193 metros de espessura, com topo em 1141 metros de profundidade. Nota-se neste poço os sedimentos de origem fluvial do membro Carmópolis e indícios de óleo no topo do membro Oiteirinhos, no topo do membro Ibura em intervalos entre os evaporitos, e na parte superior do membro Carmópolis. Os sedimentos do membro Carmópolis apresentam maior permeabilidade, comprovado pela grande diferença das respostas dos perfis de resistividade rasa e profunda, indicando que o fluido de perfuração menos resistivo teria invadido a formação. Esse efeito também é notado nos membros Ibura e Oiteirinhos, porém em menor proporção, indicando uma menor permeabilidade em relação aos sedimentos siliciclásticos. Apesar de identificados esses indícios, mesmo que uma zona, no topo do membro Carmópolis e base do Membro Ibura, entre 1276 e 1284 metros, apresente um possível intervalo produtor, o poço foi abandonado.

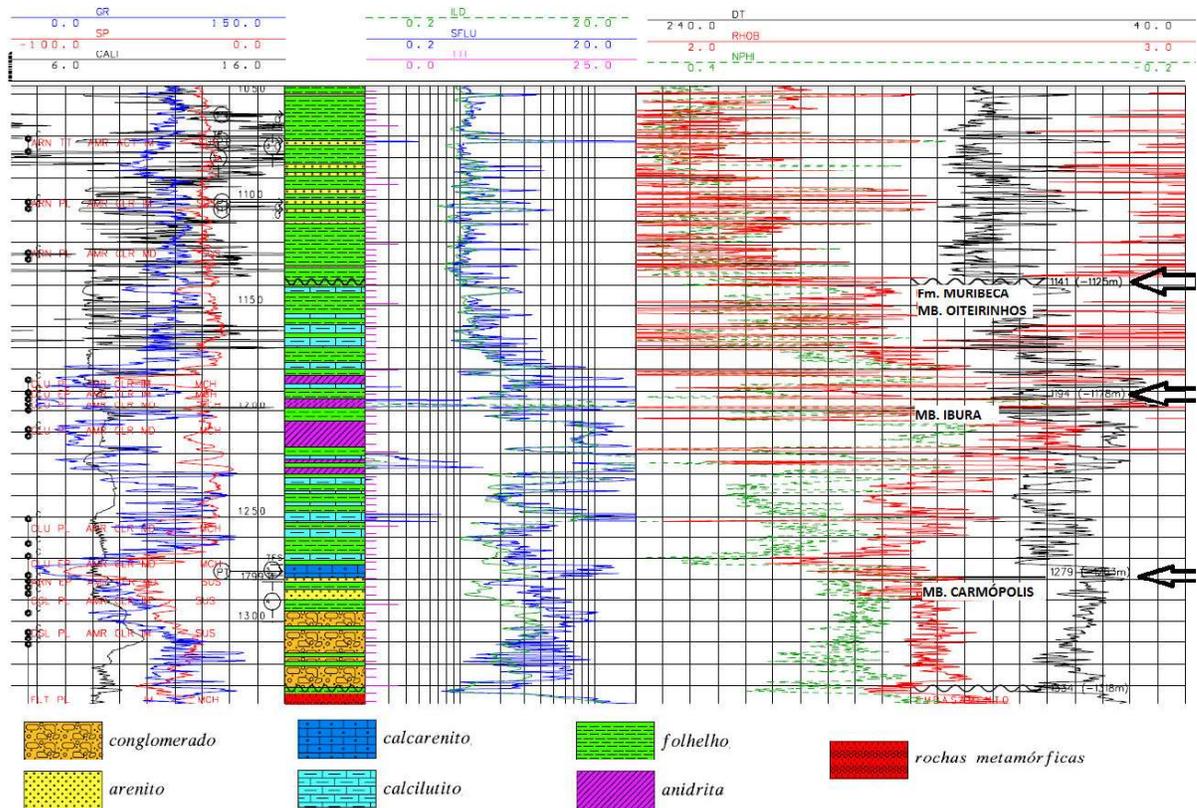


Figura 22 – Perfil composto do Poço A. Curvas de perfis disponíveis Caliper (Cali), Raio Gama (GR), Potencial Espontâneo (SP), Calipe (CALI), Resistividade induzida (SFLU e ILI), Neutrão (NPHI), Densidade (RHOB) e Sônico (DT).

O Poço B (Figura 23), perfurado em um alto estrutural do embasamento a leste do poço A, encontrou a Fm. Muribeca, com espessura total de 103 m, cujo topo situa-se a 1057 metros de profundidade.

Foram gerados os perfis com volume de argila (VSH), porosidade total (PHIT), porosidade efetiva (PHIE), e saturação de fluidos, marcando as zonas com saturação de hidrocarbonetos (figura 24). Neste poço foram encontradas zonas porosas com saturações de hidrocarbonetos no topo (1056 a 1064m) e ao longo (1083 a 1095 e 1110 a 1120m) do membro Oiteirinhos, sendo essas zonas separadas por possíveis selos, caracterizando pequenos reservatórios heterogêneos. Foram encontradas zonas saturadas também na seção basal do membro Ibura (1151 a 1156m). Esse poço já entrou e continua em produção e confirmou as saturações de fluidos detectadas nos perfis.

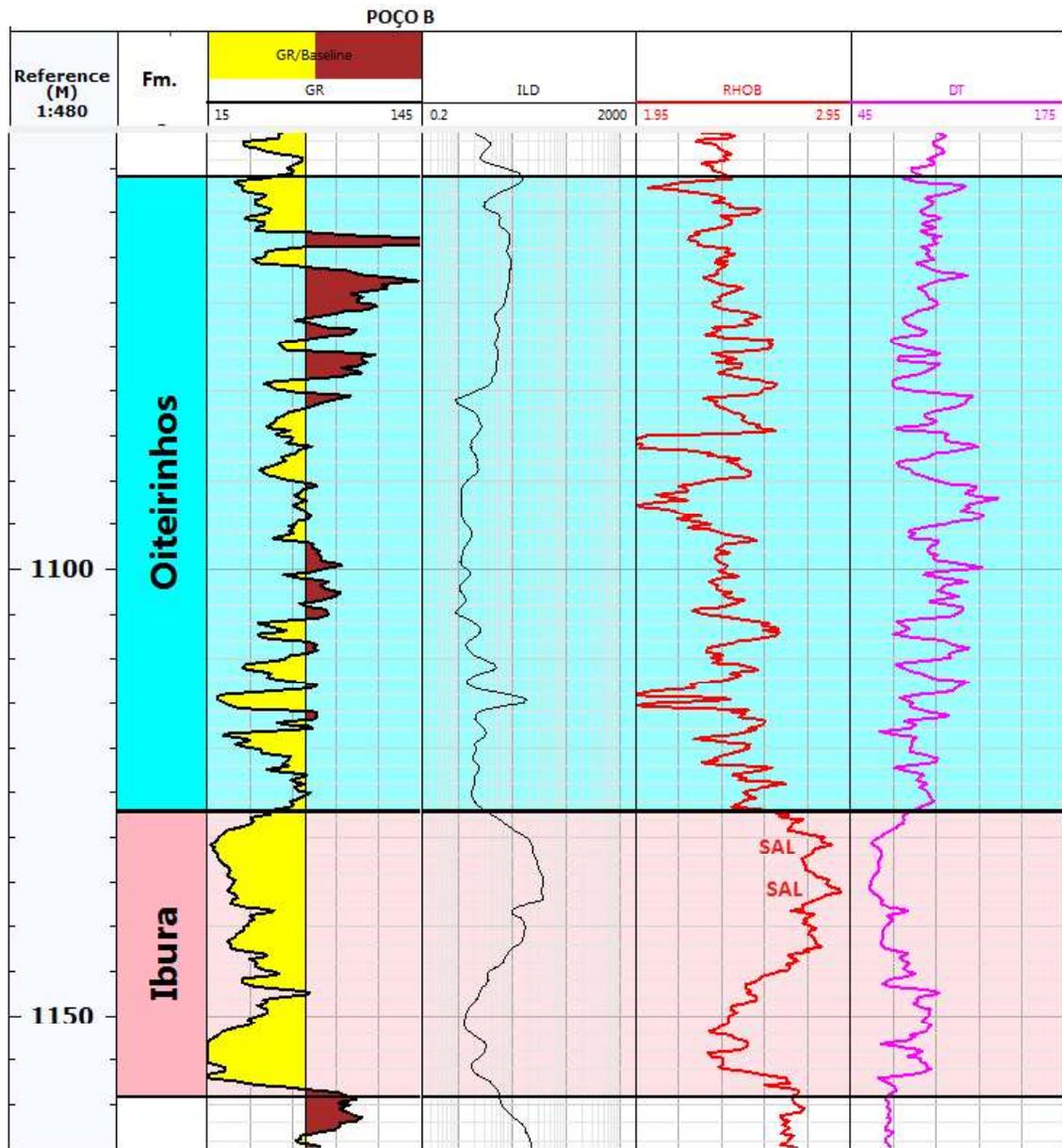


Figura 23 – Seção mostrando os perfis corridos no poço B. Raio Gama (RG), Resistividade Induzida (ILD), Densidade (RHOB), e sônico (DT).

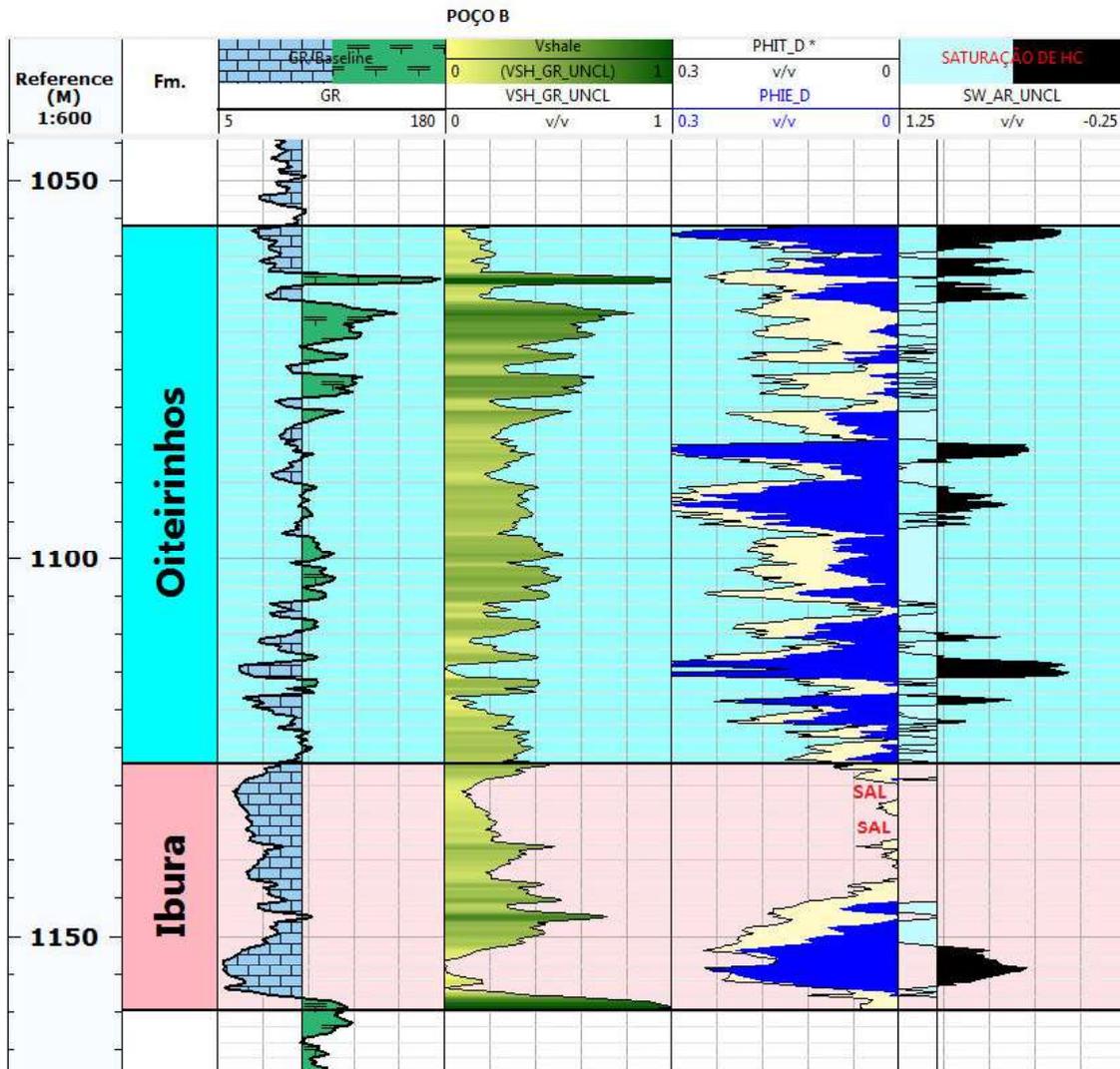


Figura 24 – Seção mostrando os perfis RG, argilosidade (VSH), Porosidade Total e Efetiva (PHIT e PHIE), e de Saturação de Fluidos, com as zonas saturadas em hidrocarbonetos marcadas na cor preta.

O poço C foi perfurado na mesma estrutura, a noroeste do poço B, e encontrou o topo da Formação Muribeca a 1000 metros de profundidade, o topo do membro Ibura a 1101 metros e base a 1259 metros, totalizando uma espessura de 259 metros. Foram corridos os perfis de Raio Gama, Resistividade e Densidade, e notaram-se 4 camadas de sal, conforme mostrado na figura 25.

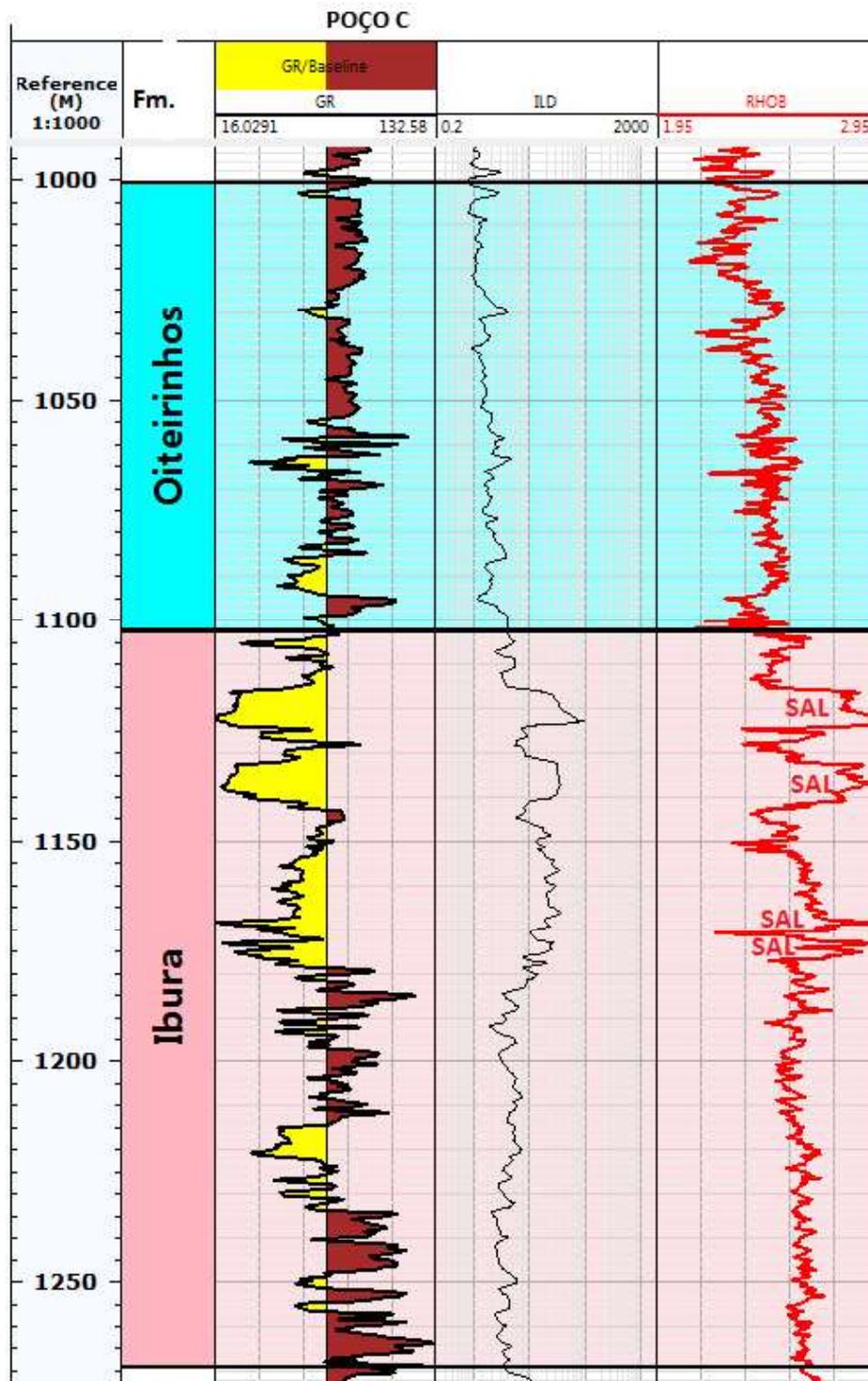


Figura 25 – Seção mostrando os perfis corridos no poço C. Marcadas as 4 zonas de evaporitos.

A figura 26 mostra os perfis de argilidade, porosidade e saturação gerados para o poço C. Nota-se que, apesar de nenhuma ocorrência de zona saturada com hidrocarboneto no membro Oiteirinhos, há porosidade efetiva razoável no topo (1000 a 1040 m), indicando

que poderia portar consideráveis volumes de hidrocarbonetos caso houvesse migração. No membro Ibura foram notadas zonas saturadas em 1105 a 1115, 1125 a 1132, 1142 a 1155, 1170 a 1172 e 1177 a 1180 metros de profundidade, sendo essas zonas intercaladas por camadas de sal, que formariam o típico play de reservatórios carbonáticos com evaporitos como selo. Apesar disso, o poço foi testado nestas zonas e se tratou de um poço subcomercial.

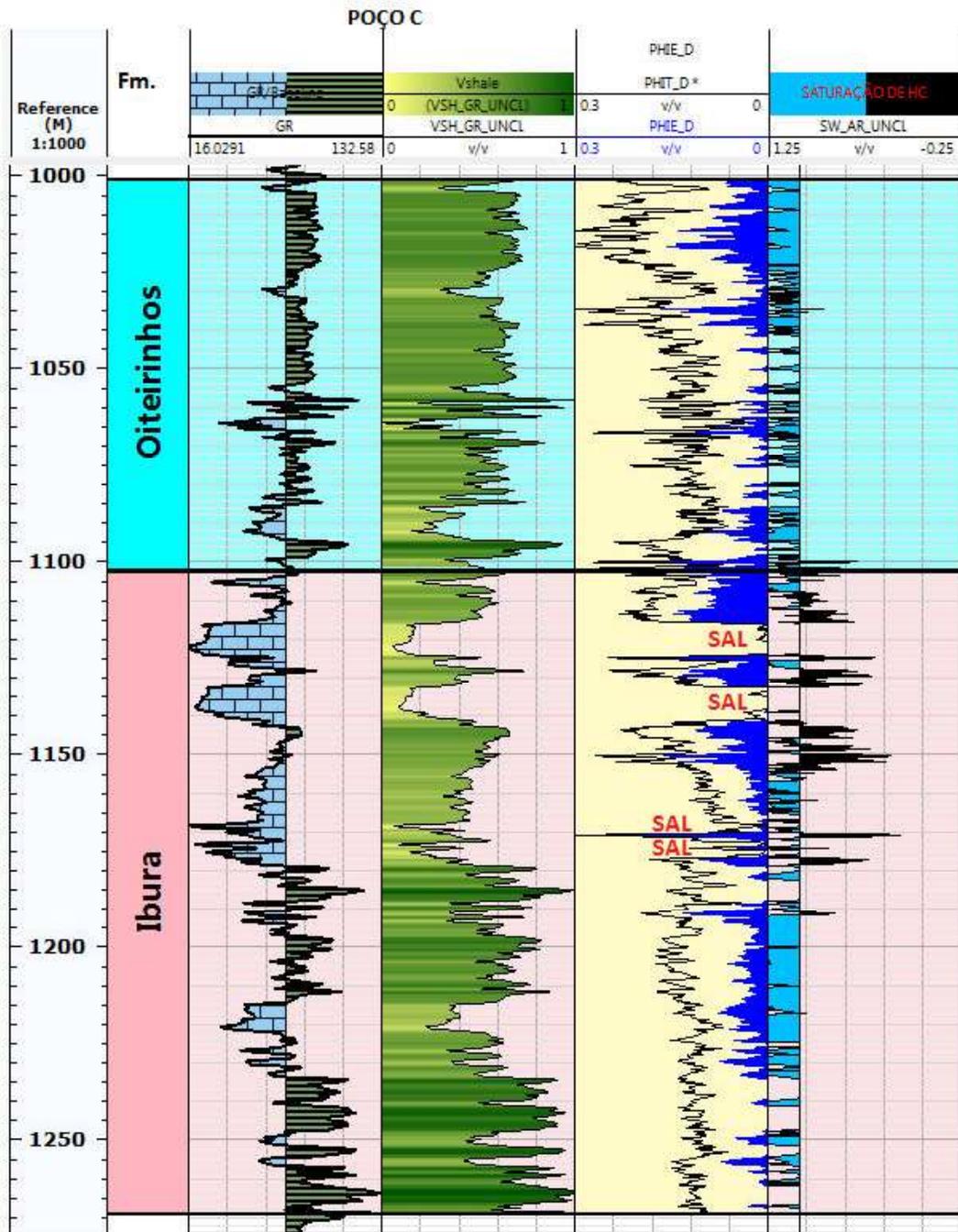


Figura 26 – Perfis de RG, argilosidade, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos, marcadas na cor preta, do poço C.

Para o poço D, foram corridos os perfis de Raio Gama, Resistividade, Densidade e Neutrão (figura 27). O topo da formação Muribeca foi encontrado a 1000 metros de profundidade, e sua base a 1250 metros, totalizando uma espessura de 250 metros. Os perfis mostram diversas intercalações de folhelhos e calcilutitos no membro Oiteirinhos. Foram notadas duas espessas camadas de evaporitos próximas ao topo do membro Ibura.

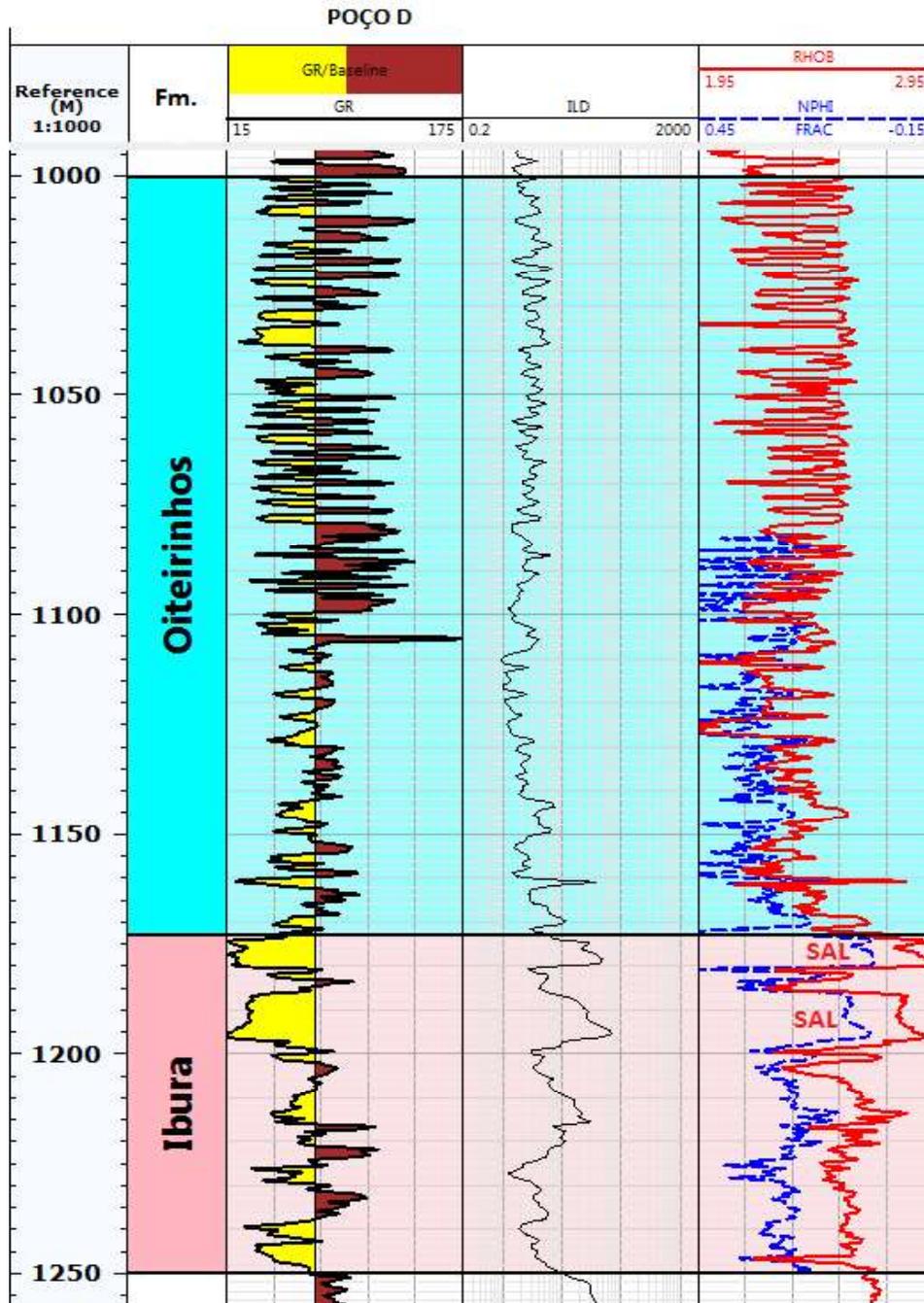


Figura 27 – Perfis de Raio Gama, Densidade e Neutrão, do poço D.

Nos perfis de saturação do poço D (Figura 28) pode ser visualizada ampla variação nos perfis de porosidade do membro Oiteirinhos, ocasionada pela intercalação de folhelhos e carbonatos. Nos perfis de saturação podem ser notadas diversas zonas delgadas (de, no máximo, 3 metros de espessura) assinaladas por setas, intercaladas, que podem ser possíveis reservatórios heterogêneos. Foram notadas também 2 zonas finas saturadas no membro Ibura, abaixo de uma camada sal, e outra na base deste membro.

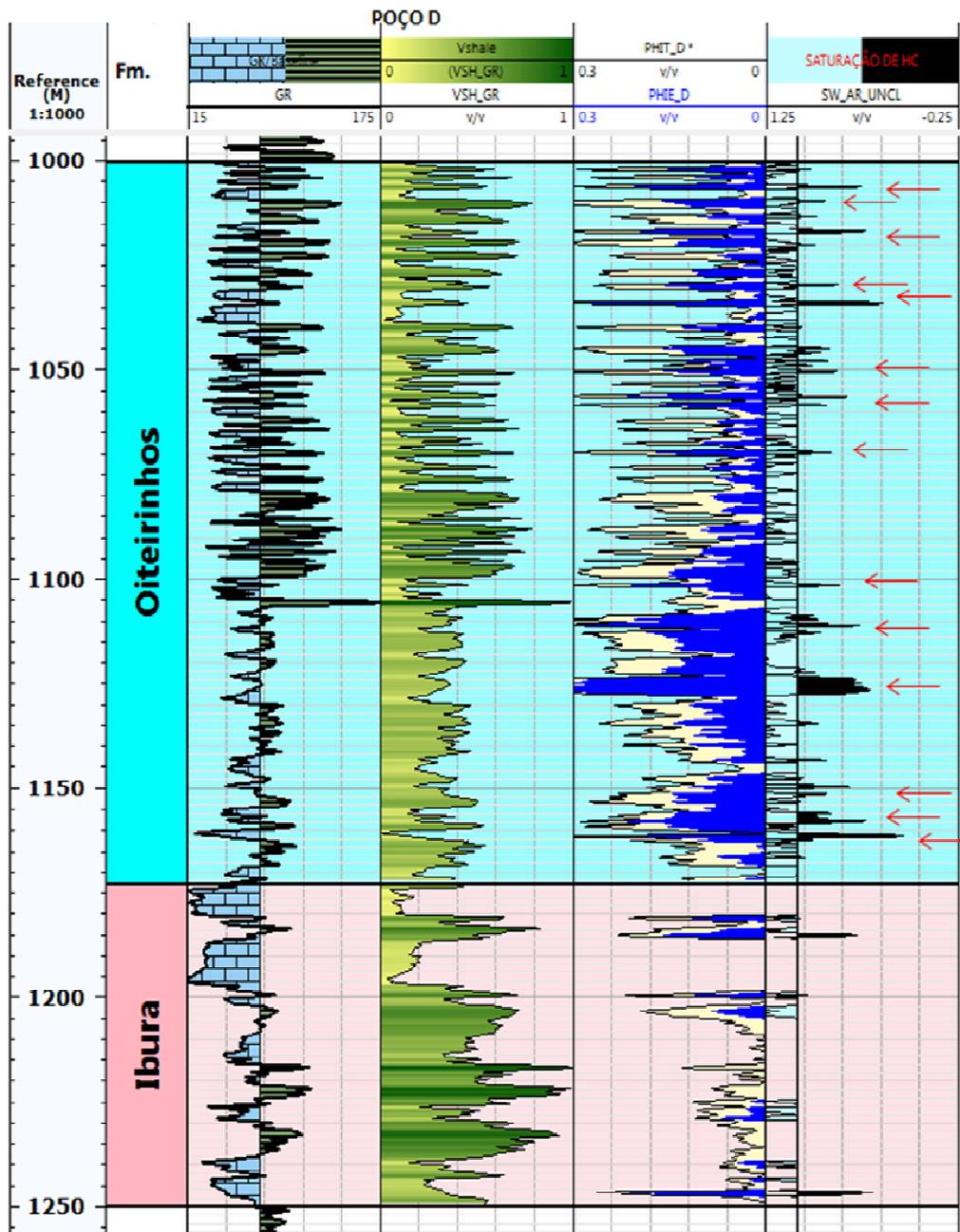


Figura 28 – Perfis do poço D, RG, argilosidade, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos, marcadas na cor preta, com os finos reservatórios do membro Oiteirinhos assinalados por setas vermelhas.

O poço E (Figura 21), foi um poço de desenvolvimento perfurado dentro da estrutura dos poços B, C e D, e o topo da Muribeca foi encontrado em 1002 metros, e a base em 1122 metros de profundidade, totalizando uma espessura de 120 metros. Foram corridos os perfis de Raio Gama, Resistividade e Densidade. Foram encontradas 3 espessas camadas de evaporitos 1086 a 1094, 1097 a 1103 e 1107 a 1110 metros de profundidade (Figura 29).

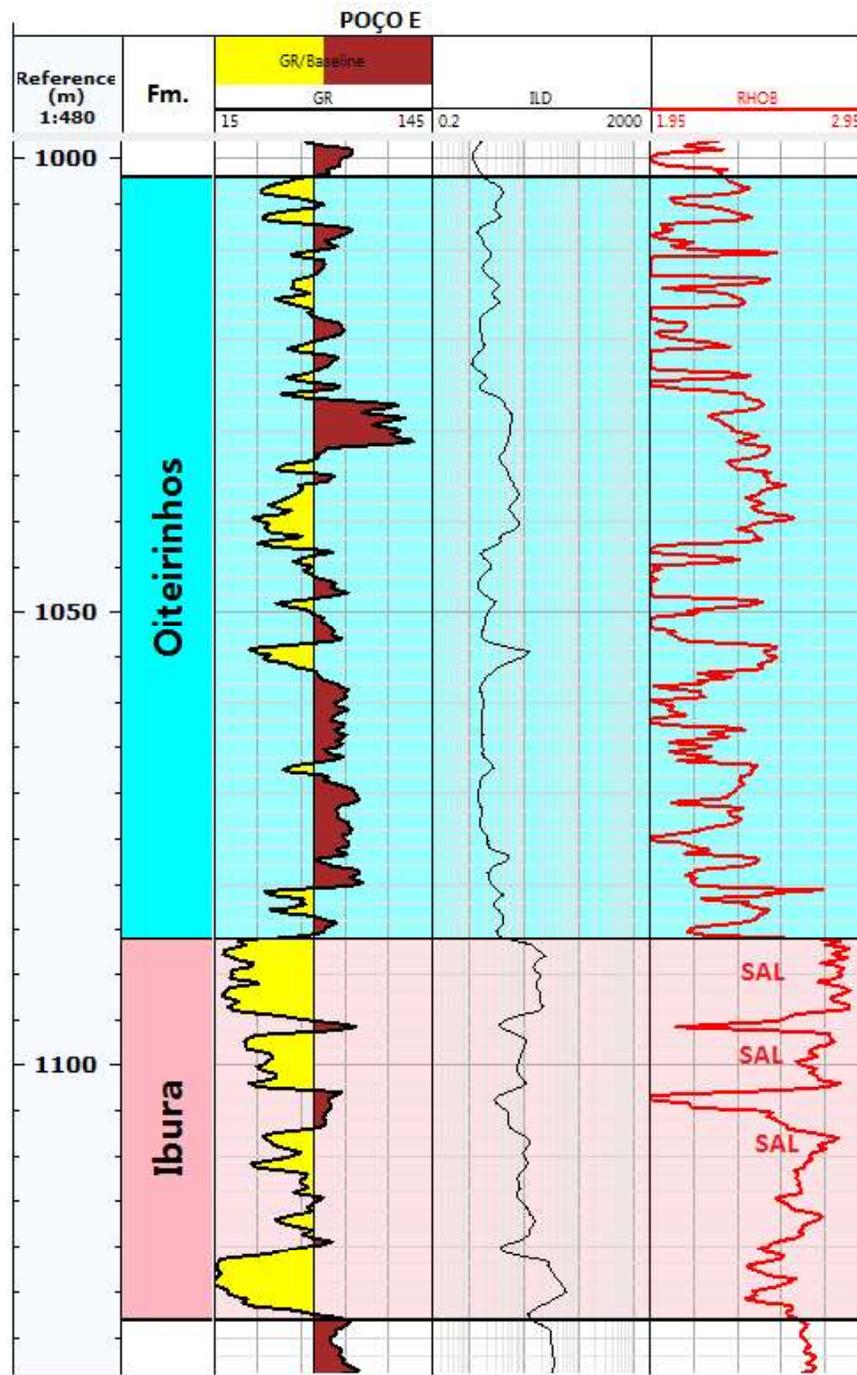


Figura 29 – Perfis do poço E de Raio Gama, Resistividade e Raio Gama.

Os resultados deste poço foram surpreendentes em termos de reservatório, com espessura de cerca de 80 metros saturada de hidrocarbonetos contando apenas o membro Oiteirinhos, conforme demonstrado nos perfis de saturação (figura 30). Essas zonas não se mostram como um corpo único, apresentando certa heterogeneidade, seguindo o padrão dos outros poços na região. Também são vistas zonas com boas características petrofísicas e de saturação, abaixo de duas das camadas de sal do membro Ibura, e uma zona saturada de cerca de 8 metros de espessura na base do membro Ibura. Este poço já produz há diversos anos e continua em produção.

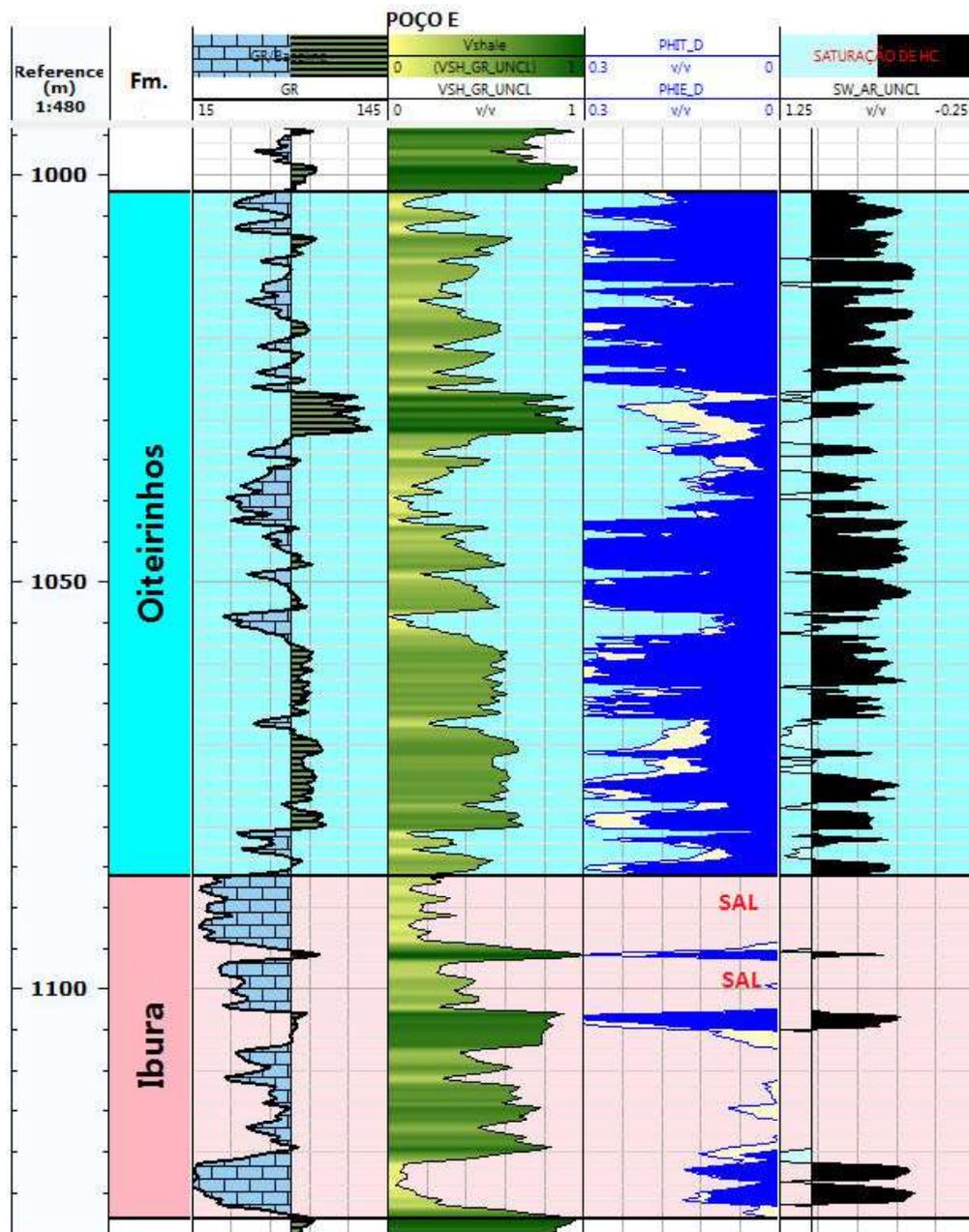


Figura 30 – Perfis do poço E, RG, volume de argila, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos, marcadas na cor preta.

O poço F (Figura 31), foi também uma extensão do poço B, teve o topo da Muribeca encontrado a 1048 metros, e sua base a 1235, totalizando uma espessura de 187 metros. Esse poço apresenta, semelhantemente ao poço D, diversas intercalações de folhelhos e carbonatos no membro Oiteirinhos, e apresenta espessas camadas de evaporitos, sendo o topo notado a 1115 e a base a 1175 metros de profundidade.

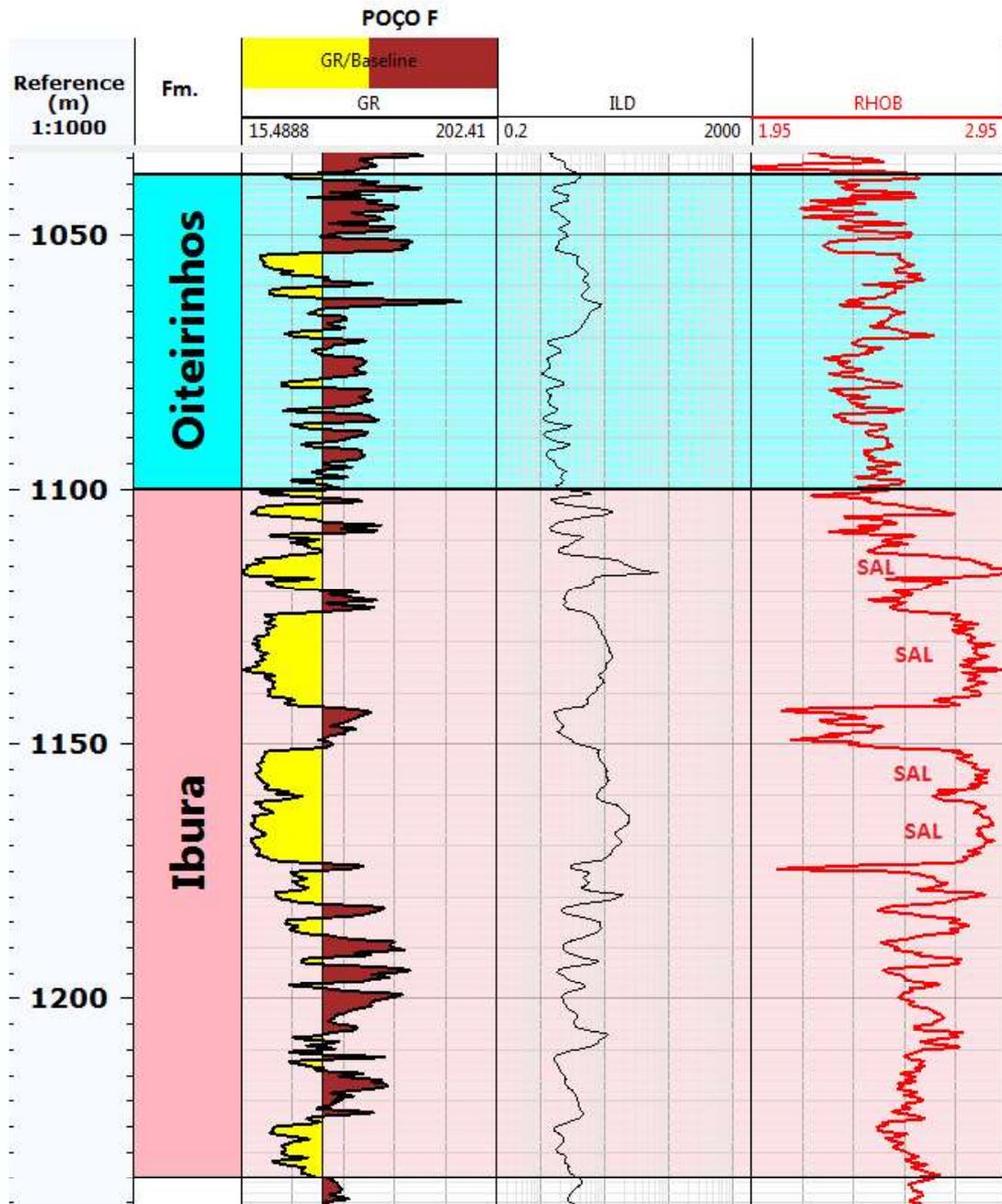


Figura 31 - Perfis do poço F, de Raio Gama, Resistividade e Densidade.

Os perfis de volume de argila, porosidade e saturação de fluidos são mostrados na figura 32, onde se nota as zonas saturadas no membro Oiteirinhos, seguindo o padrão de reservatórios carbonáticos heterogêneos da região. Nota-se também zonas saturadas abaixo de duas das camadas de sal do membro Ibura, mantendo-se esse padrão para a região, e a zona basal deste membro, ainda que não apresente saturação de hidrocarbonetos, mostra características razoáveis de porosidade, que favoreceriam a acumulação de fluidos.

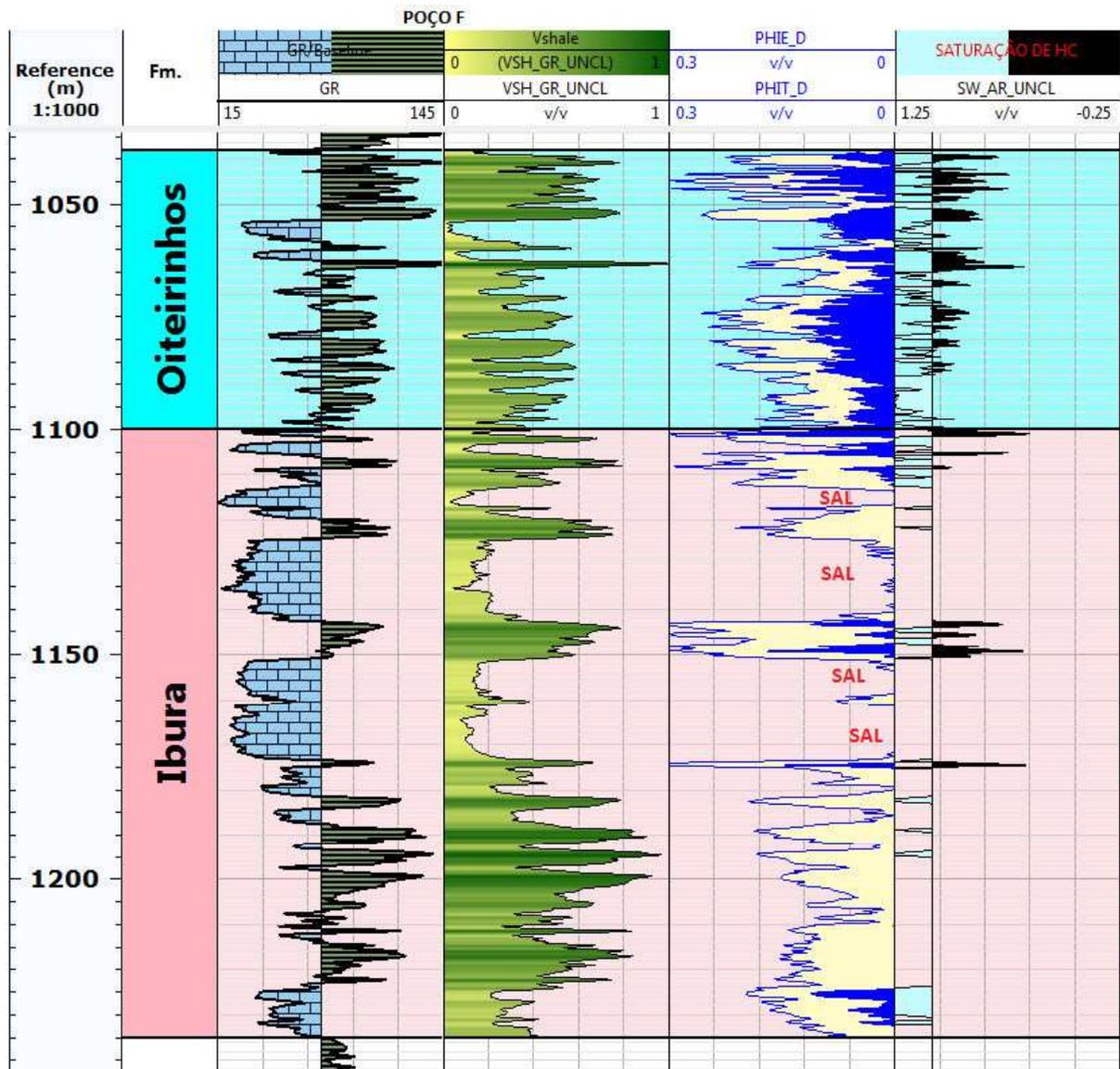


Figura 32 – Perfis do poço F, RG, argilosidade, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos, marcadas na cor preta.

O poço G está situado a noroeste do poço A, em um alto estrutural em relação a este poço. Este poço encontrou o topo da Formação Muribeca a 1125 metros de profundidade, com uma espessura de cerca de 124 metros. Como podem ser notados no perfil composto do poço G (Figura 33), diversos indícios de óleo, descobertos através de análise de amostras de calha, foram encontrados na seção Muribeca deste poço, todos se tratando de zonas carbonáticas. Nota-se que, seguindo o padrão de reservatórios dos poços já apresentados, há indícios de óleo no topo do membro Oiteirinhos, e abaixo da camada de sal do membro Ibura, e na porção intermediária deste membro.

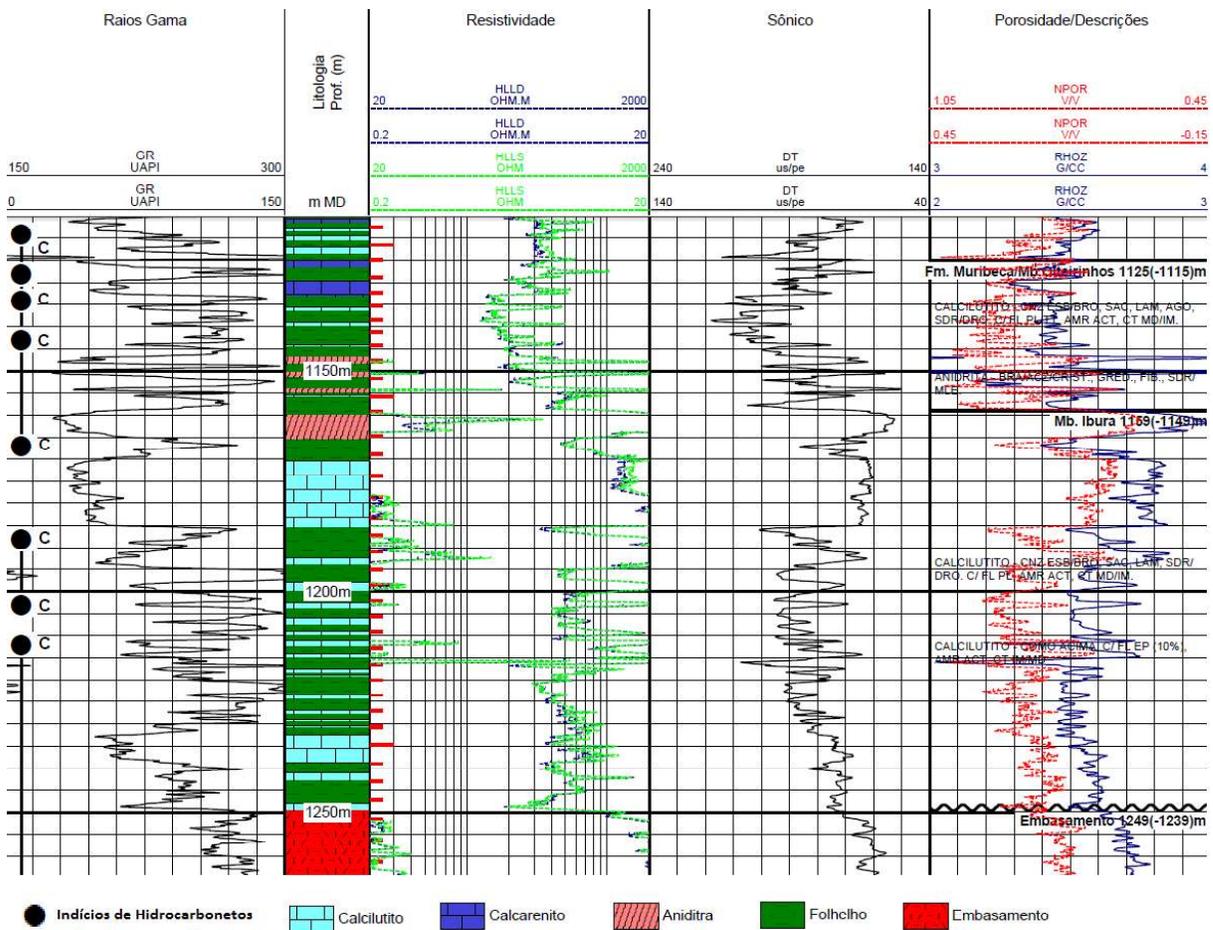


Figura 33 – Perfil composto do poço G, mostrando a litologia encontrada, e perfis de Raio Gama (GR), Resistividade (HLLD e HLLS), Sônico (DT), Neutrão (NPHI) e Densidade (RHOZ).

A figura 34 abaixo mostra apenas três zonas pouco espessas que podem se tratar de reservatórios, duas no membro Oiteirinhos, 1129 a 1133 e 1146 a 1147 metros, e outra, entre 1211 e 1213 metros, no membro Ibura.

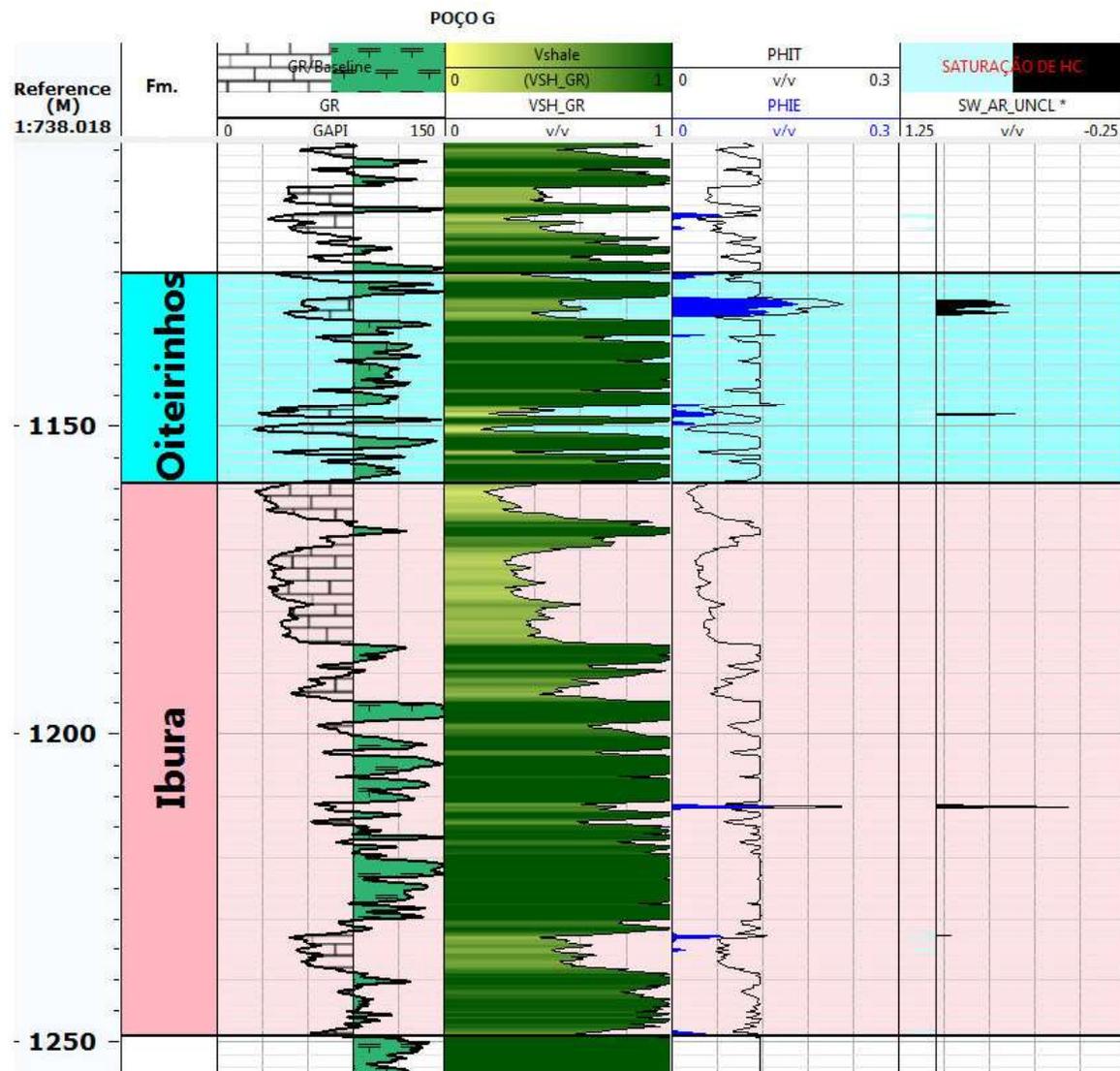


Figura 34 – Perfis de RG, volume de argila, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos evidenciado na cor preta, do poço G.

O poço H (figura 35) foi perfurado como uma extensão, na mesma estrutura, porém em um alto estrutural em relação ao poço G. Neste poço foram encontradas diversas zonas com indícios de óleo na Formação Muribeca. Nota-se a maior espessura do membro Oiteirinhos em relação ao poço G, provavelmente resultado da maior produção carbonática em uma região mais rasa. Para este poço, foram recolhidas amostras de testemunhos, que possibilitaram a visualização dos corpos carbonáticos em detalhe e suas propriedades mineralógicas e petrofísicas que serão descritas posteriormente nesta dissertação.

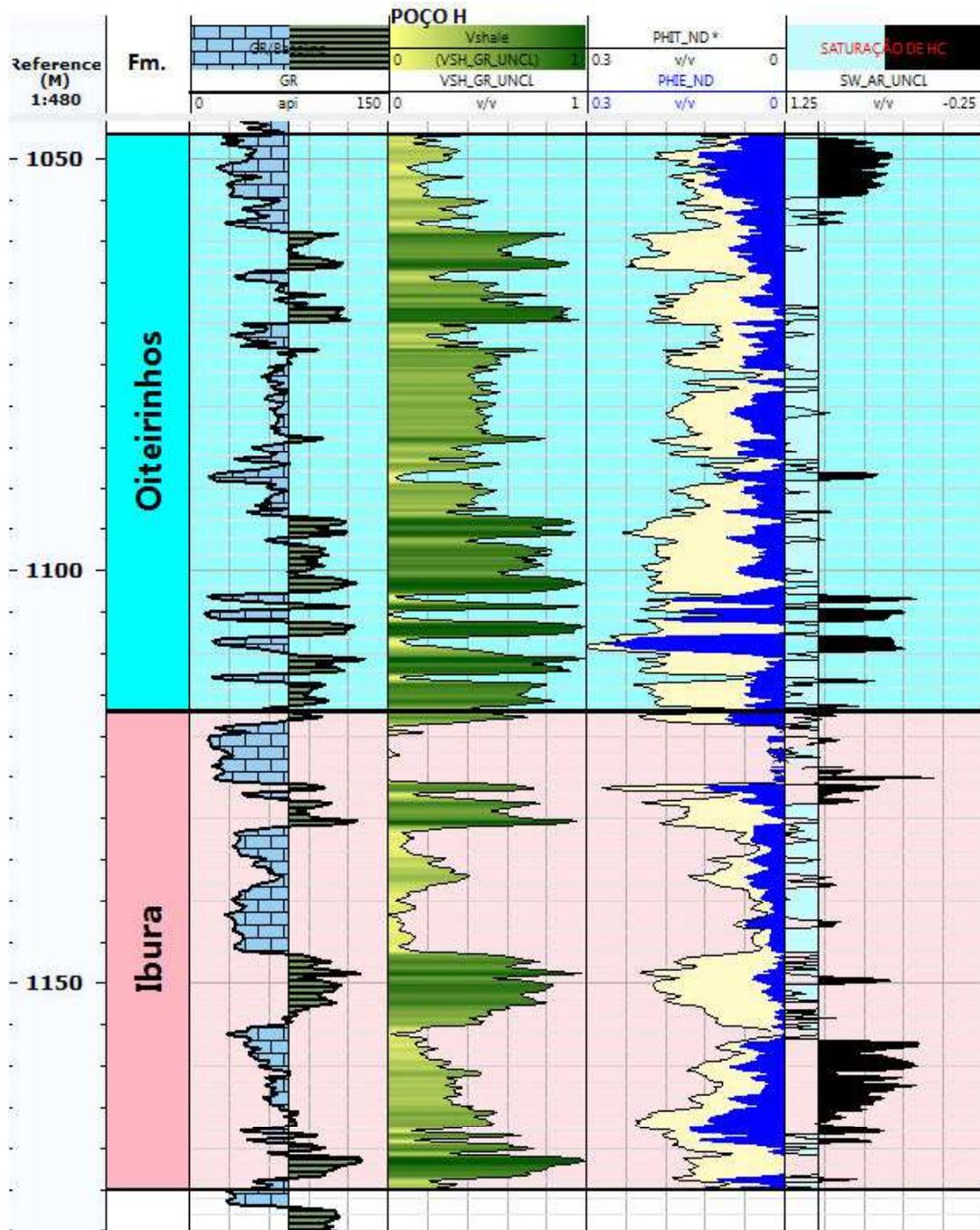


Figura 36 – Perfis de RG, volume de argila, porosidades e de saturação de fluidos do poço H.

O poço I (figura 37), perfurado a Noroeste do poço H, em um alto estrutural separado por uma falha, conforme mostra seção sísmica da figura 18, encontrou a formação Muribeca em 1021 metros de profundidade, o topo do membro Ibura em 1086 m e a base em 1160 m, totalizando uma espessura de 139 metros.

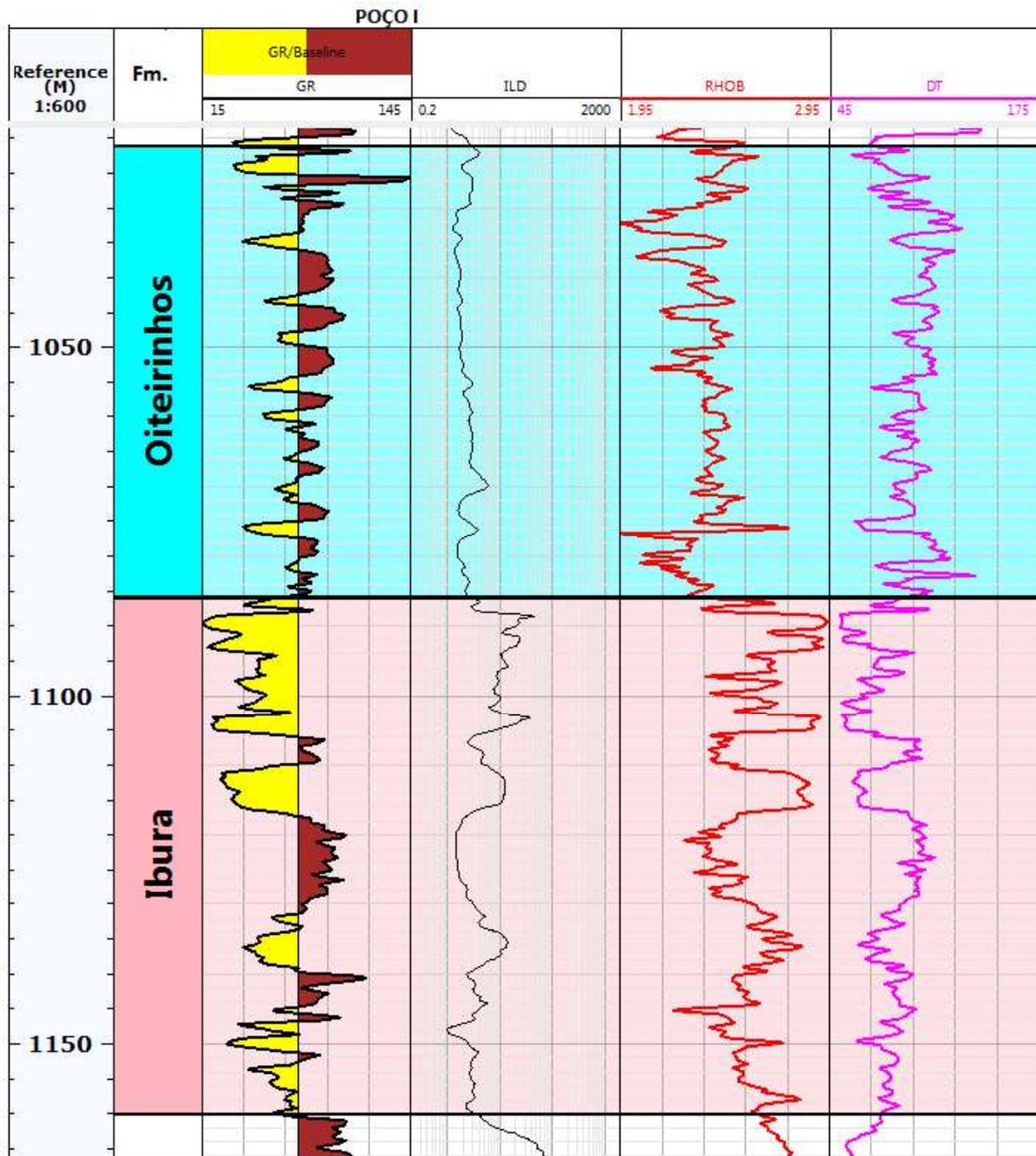


Figura 37 – Seção com os perfis corridos no poço I. Raio Gama, Resistividade, Densidade e Sônico.

Na figura 38, mostra diversas zonas saturadas em hidrocarbonetos em toda a Fm. Muribeca, formando diversos reservatórios heterogêneos, intercalados por folhelho ou sal.

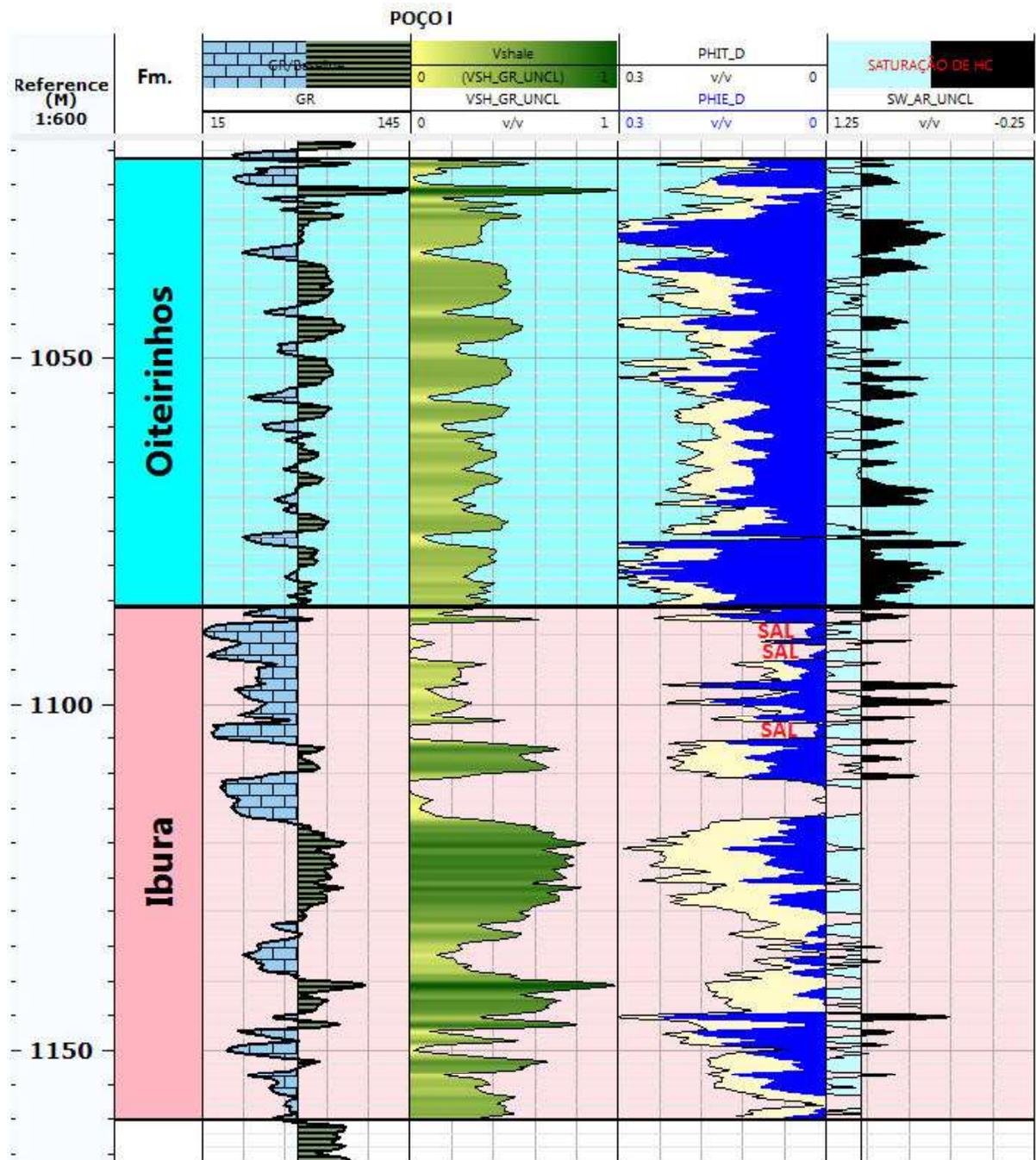


Figura 38 – Perfis de Raio Gama, volume de argila, porosidades e de saturação de fluidos do poço I.

No poço J, situado em um patamar mais elevado na seção sísmica da figura 18, a formação Muribeca foi encontrada em 884 metros, e o contato com o embasamento foi marcado em 969 metros, totalizando uma espessura de 85 metros, conforme mostra o perfil composto (Figura 39). Foram encontrados indícios de óleo e gás ao longo da Muribeca, com maior presença na base do membro Ibura e no topo do membro Oiteirinhos.

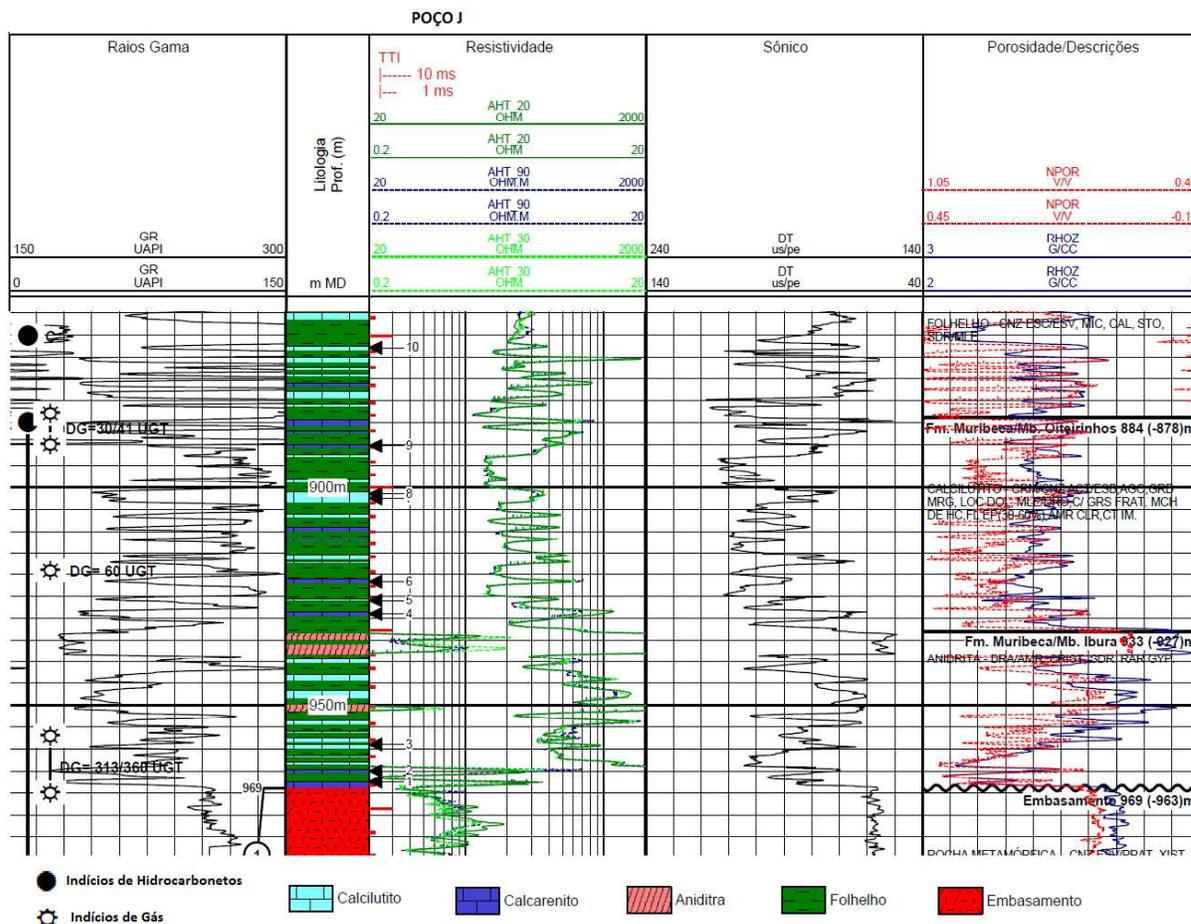


Figura 39 – Perfil composto do poço J, mostrando a litologia e os perfis elétricos corridos (Raio Gama, Resistividade, Sônico, Neutrão e Densidade).

Nos perfis de porosidade e saturação de hidrocarbonetos do poço J (Figura 40), pode-se perceber que não foram detectadas zonas saturadas de óleo no membro Oiteirinhos, porém, são notadas zonas carbonáticas que apresentam porosidades razoáveis, intercaladas com folhelhos, seguindo o padrão dos reservatórios heterogêneos do membro Oiteirinhos. Neste membro há apenas uma zona fina, saturada, próxima aos 920 metros, e no membro Ibura, é notada uma zona saturada de 965 a 973 metros, com uma camada de folhelho dentro desta zona, que a separaria em duas.

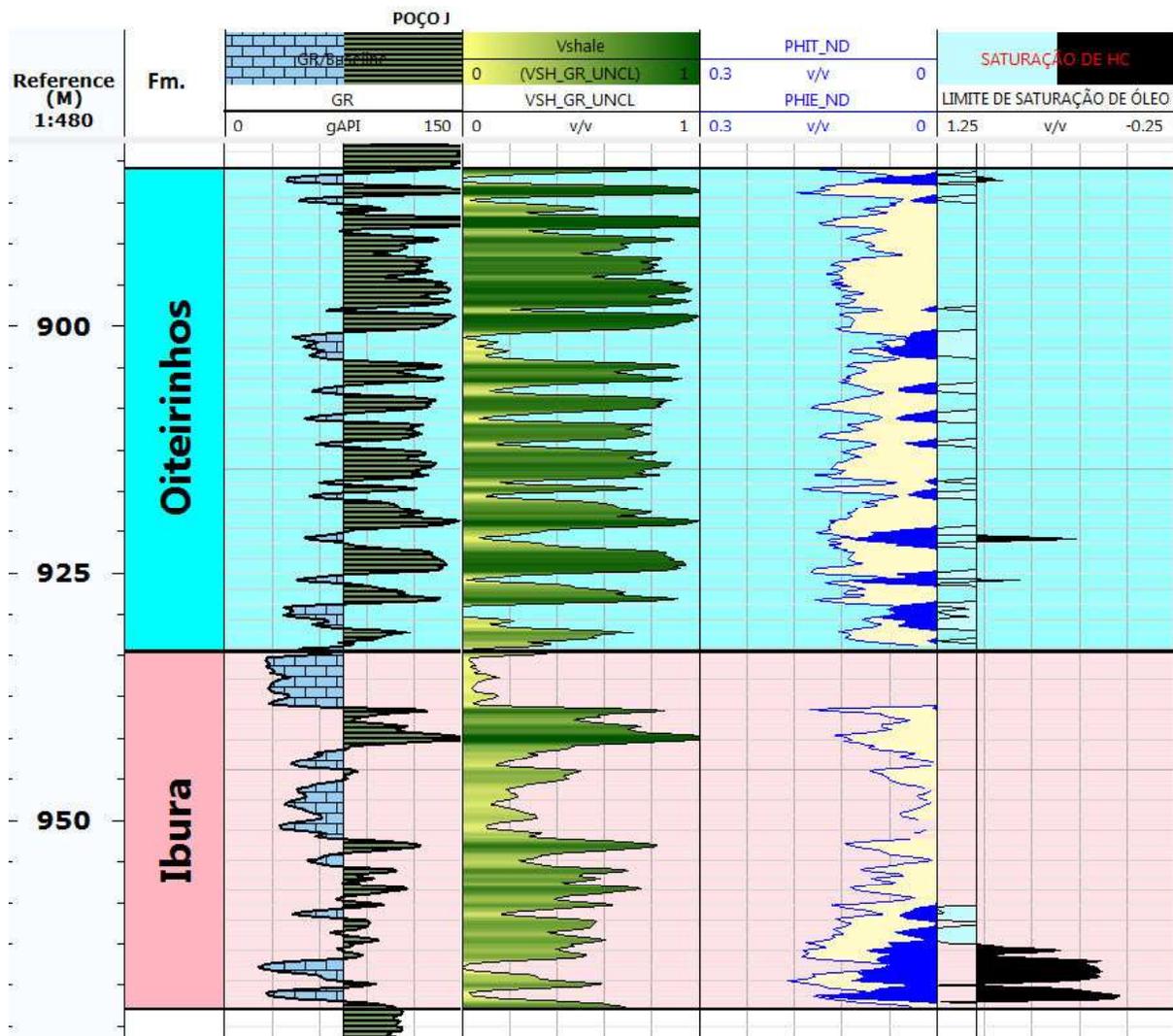


Figura 40 - Perfis de saturação do poço J.

O poço K, perfurado a sudoeste do poço J, encontrou o embasamento a 1005 metros de profundidade, o que indica que estaria em um baixo estrutural em relação a este outro poço. O topo da formação Muribeca foi encontrado a 888 metros, perfazendo uma seção de cerca de 117 metros de espessura, onde foram notados diversos indícios de óleo e fácies carbonáticas indicando propriedades petrofísicas razoáveis, conforme notado na figura 41.

Seguindo o padrão dos outros poços, há indícios de zonas produtivas no topo e ao longo do membro Oiteirinhos, abaixo da seção de evaporitos do membro Ibura e na sua seção basal. Neste poço foram corridos perfis de imagem, que são de extrema importância para identificação de zonas fraturadas e tendências de foliações. Os resultados dos perfis de imagem serão apresentados mais adiante nesta dissertação.

Na figura 42, detalha-se o perfil do poço L, localizado no extremo oeste da região,

demonstrando resultados semelhantes aos padrões detalhados nos poços anteriores, com indícios na base do membro Ibura, em contato com o membro Carmópolis, que apresenta boas respostas de resistividade indicando zona saturada de óleo. Para os poços L e K, não havia o perfil digital disponível para calcular os perfis de volume de argila, porosidade e saturação de fluidos. Porém para o poço L, foram tiradas fotos de lâminas delgadas dos testemunhos que serão mostradas em outro capítulo desta dissertação.

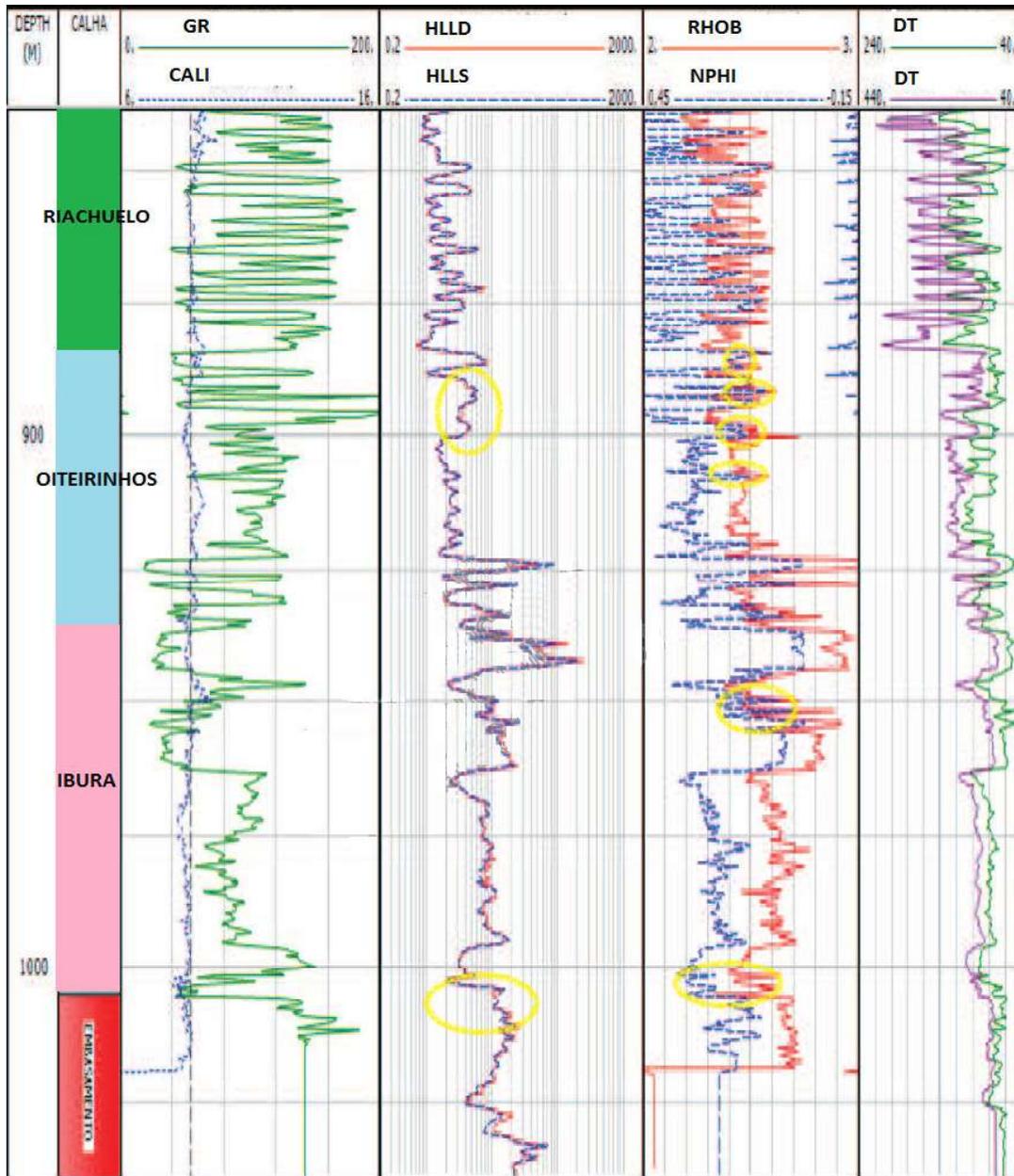


Figura 41 – Perfis do poço K, Raio Gama, Resistividade, Densidade, Neutrão e Sônico. As boas indicações de petrofísica e resistividade, marcados com círculos amarelos.

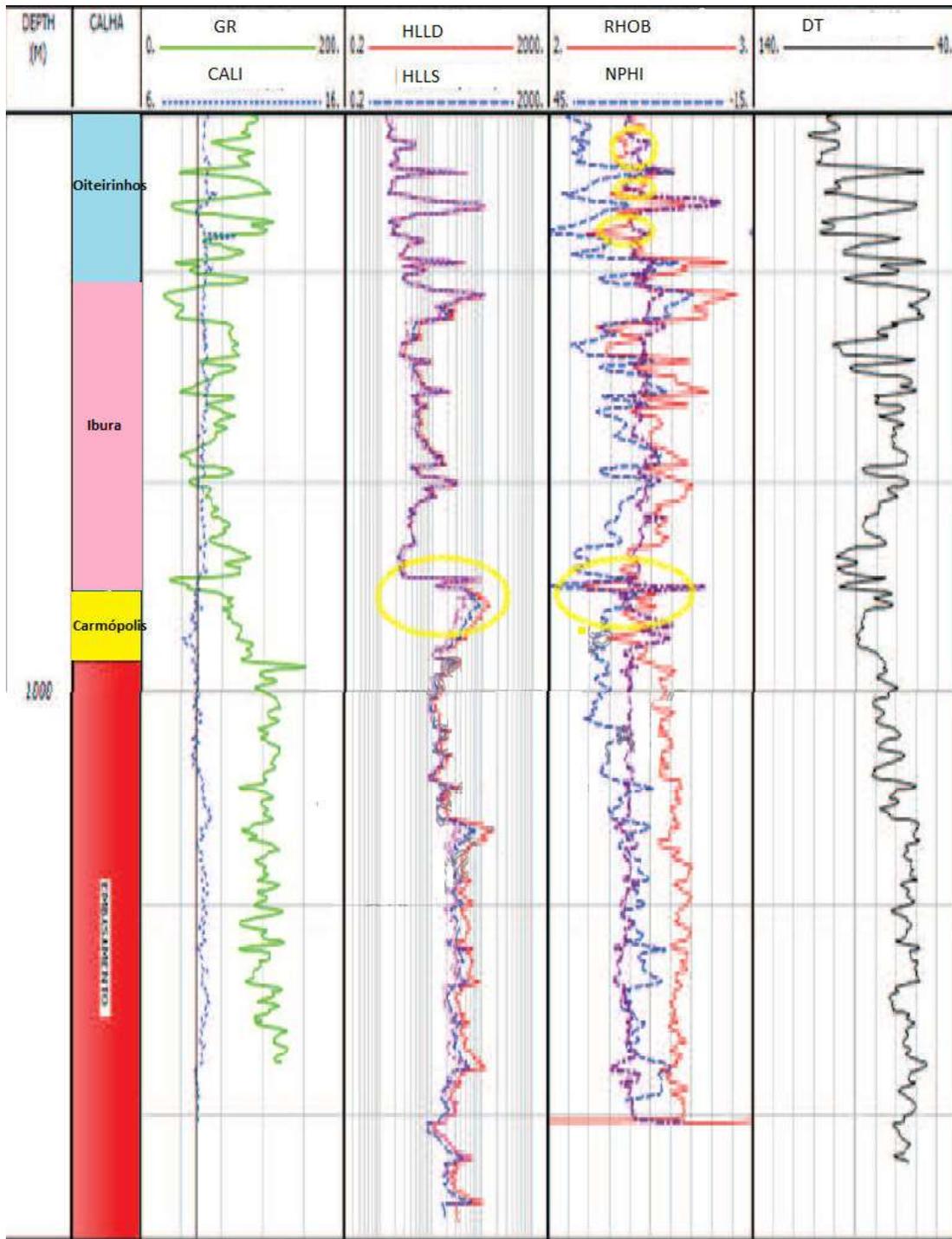


Figura 42 – Perfis do poço L. Raio Gama, Resistividade, Nphi, RHOB e sônico. As boas indicações de petrofísica e resistividade, marcados com círculos amarelos.

Nesta região ainda foi perfurado o Poço M (figura 43), entre os poços C e E, cujos perfis corridos puderam identificar o topo da formação Muribeca a 1045 metros de profundidade e base a 1137 metros, totalizando uma espessura de 92 metros.

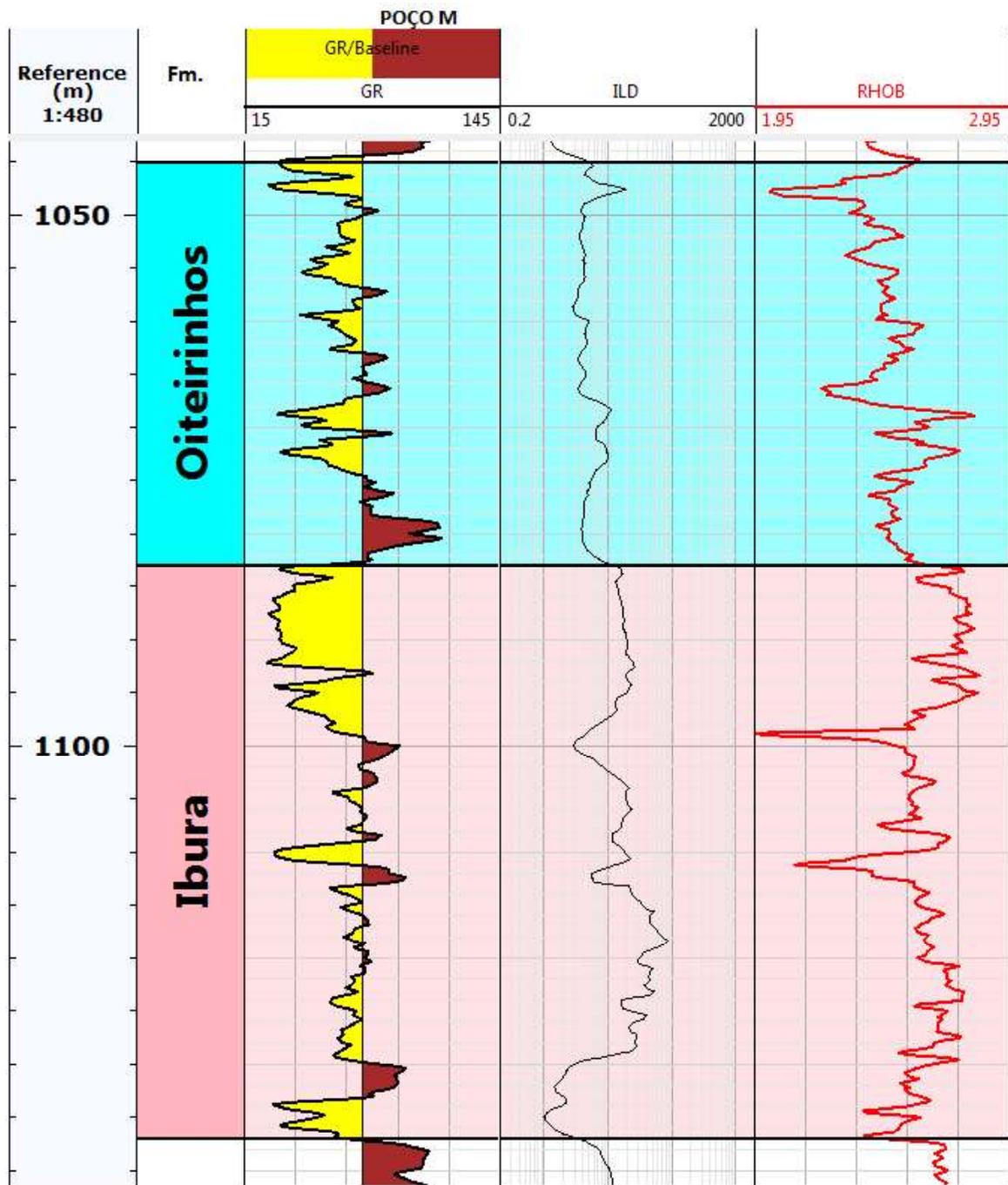


Figura 43 – Seção mostrando os perfis corridos no poço M. Raio Gama, Resistividade e Densidade.

Na figura 44, é apresentado o perfil de argilosidade, porosidade e saturação do poço M, onde mais uma vez são notadas zonas com boa saturação e porosidade no topo do membro Oiteirinhos, e mais duas zonas em porções intermediárias, formando reservatórios independentes. No membro Ibura, é notada zona com boa saturação de 1096 a 1099 metros, abaixo de uma camada de sal. Além de outra zona no membro Ibura, de 1110 a 1113 metros.

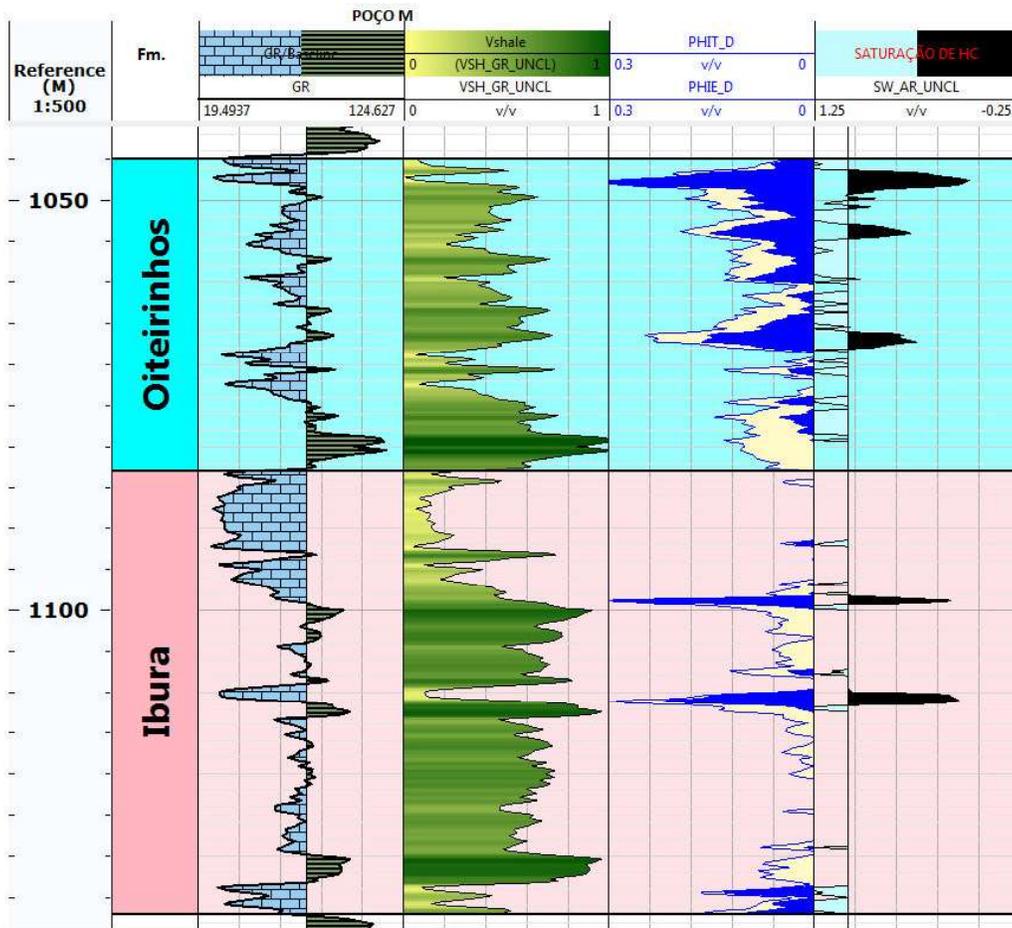


Figura 44 – Seção mostrando os perfis de volume de argila, porosidade total e efetiva, e saturação de hidrocarbonetos marcada na cor preta.

5.2. Caracterização petrográfica de testemunhos

Para reservatórios carbonáticos, ainda que os perfis de poços indiquem zonas porosas e saturadas, conforme comentado por Tucker & Right (1990), o dado mais importante para estudo deste tipo de reservatório vem da análise direta de amostras de rochas, pois pode haver diversos tipos de porosidade em um mesmo reservatório. Nas figuras a seguir serão descritas algumas das lâminas delgadas retiradas de testemunhos dos poços H e L, e suas correlações com os perfis dos poços, para que possam ser compreendidas as porosidades e transformações diagenéticas observadas.

O poço H mostra o topo do embasamento em 1178 m, o topo do membro Ibura em 1117 m e o topo do membro Oiteirinhos em 1047 m. No contato com as rochas do embasamento com o membro Ibura, nota-se uma fácies carbonática com presença de porosidade diagenética, com vugs e feições de dissolução por pressão, formando estilólitos, conforme pode ser visualizado na figura 45. Ainda na base do membro Ibura, observa-se nas figuras 46 (1175,53 metros), 47 (1174,36 metros) e 48 (1173,04 metros), carbonatos com grãos siliciclásticos angulares e mal selecionados, além dos grãos carbonáticos, com porosidade intraclástica, intergranular e também presença de porosidade diagenética com vugs formados por dissolução, nota-se ainda feições de dissolução preenchidas por cimentação calcítica.

No topo do membro Ibura, ocorre drástica redução de porosidade, associada à fácies evaporítica. As figuras 49 e 50 mostram lâminas caracterizando a fácies evaporítica, com cristais de anidrita e halita. Os carbonatos que se encontram logo abaixo da camada de sal do topo do Membro Ibura apresentam matriz dolomítica, e nódulos de sal, além de porosidade intercrystalina da matriz dolomítica e óleo residual presente nos poros.

As lâminas de amostras da parte superior do Membro Oiteirinhos mostram um calcário com abundante presença de bioclastos e oólitos, em matriz calcítica. Nota-se porosidade intraclastos e presença de vugs próximo aos grãos calcíticos, destacando a porosidade secundária por dissolução (Figura 51). No mesmo nível, uma lâmina de amostra a 1051,40 metros, apresenta matriz micrítica onde se nota uma fratura cortando a matriz e um bioclasto, preenchida por cimento de calcita espática, caracterizando a redução da porosidade pela cimentação (Figura 52).

As figuras 53, 54 e 55 mostram imagens das lâminas petrográficas junto com os perfis geofísicos de poço, relacionando as características de porosidade vistas na descrição petrográfica, com aquelas observadas nos perfis geofísicos.

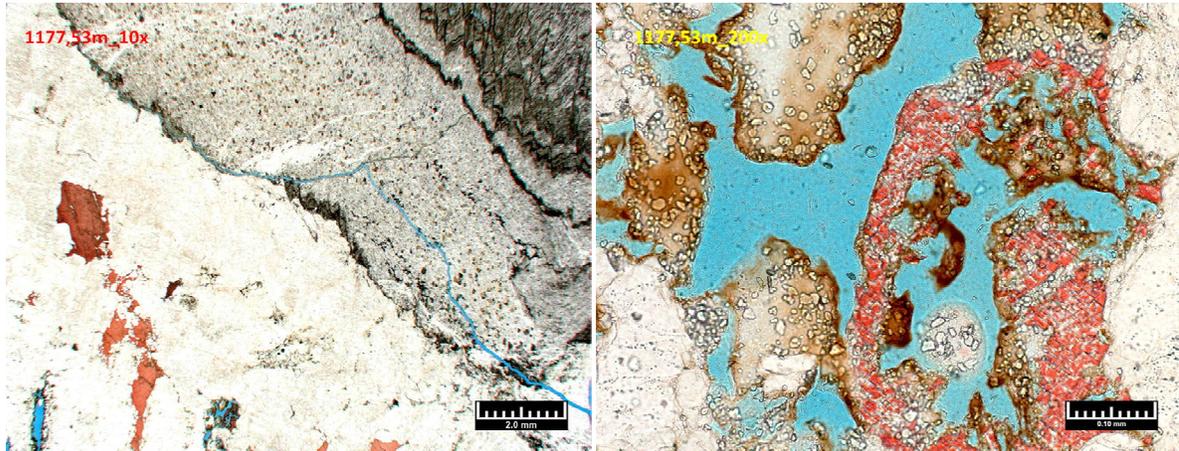


Figura 45 – À esquerda, lâmina delgada, em profundidade 1177,53 metros, com ampliação de 10x, mostra o contato entre o membro Ibura e o embasamento, e possíveis *vugs* na rocha carbonática. À direita, lâmina delgada da mesma profundidade, com ampliação de 200x, mostra em detalhe um dos *vugs* da rocha carbonática.

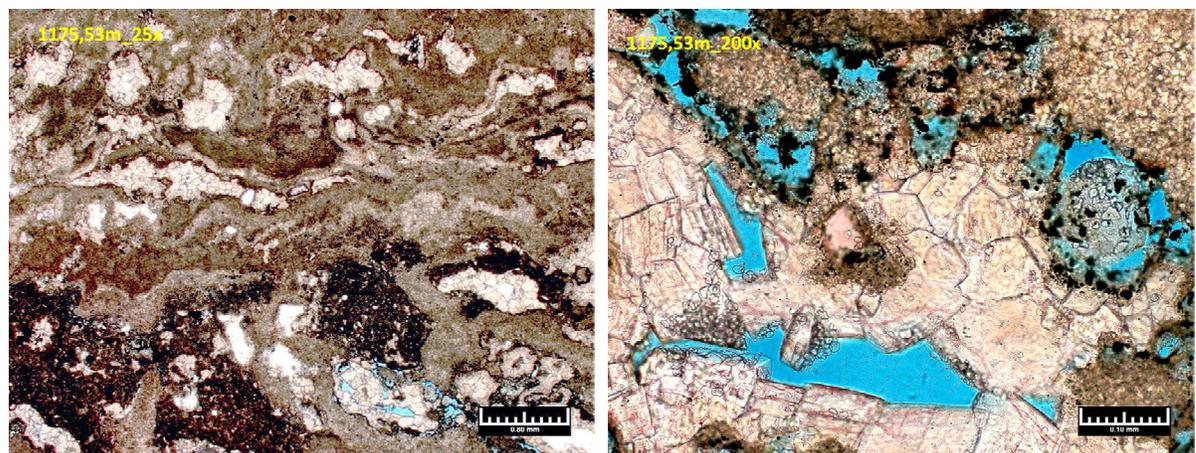


Figura 46 – À esquerda, lâmina delgada de profundidade 1175,53 metros, com ampliação de 25x, e mostra a matriz carbonática da rocha, com matriz bastante heterogênea, sendo os grãos mais claros a matriz dolomítica e porosidade entre esses grãos, e possível porosidade diagenética. À direita, lâmina delgada na mesma profundidade, com ampliação de 200x, mostra em detalhe a porosidade secundária por dissolução da rocha.

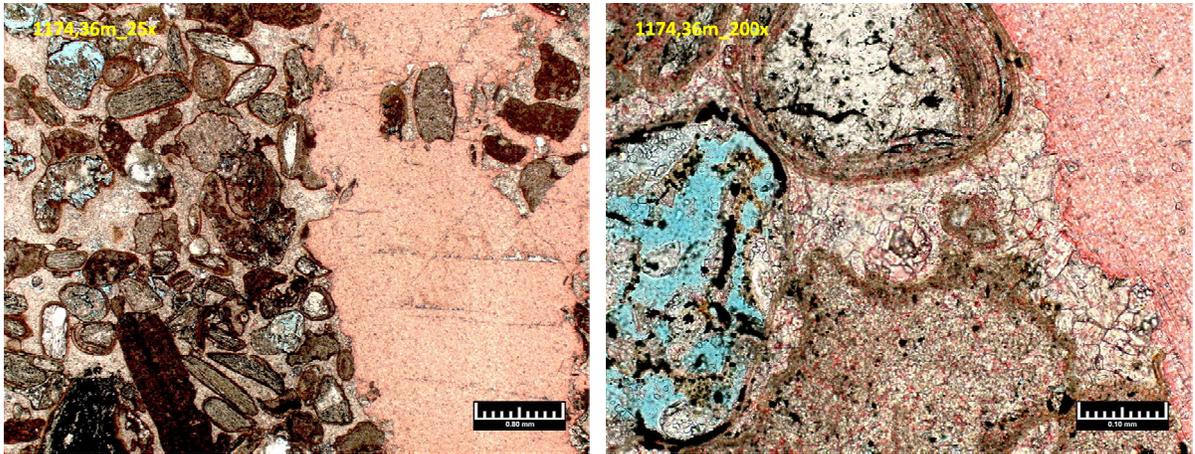


Figura 47 – À esquerda, lâmina delgada, em profundidade 1174,36 metros, com ampliação de 25x, e mostra a matriz carbonática da rocha, e presença de grãos de maiores tamanhos, mostra feições de dissolução, porém maior parte da amostra apresenta precipitação de cimento calcítico espático. À direita, detalhe com ampliação 200x da mesma profundidade, mostra em detalhe a porosidade intraclástica.

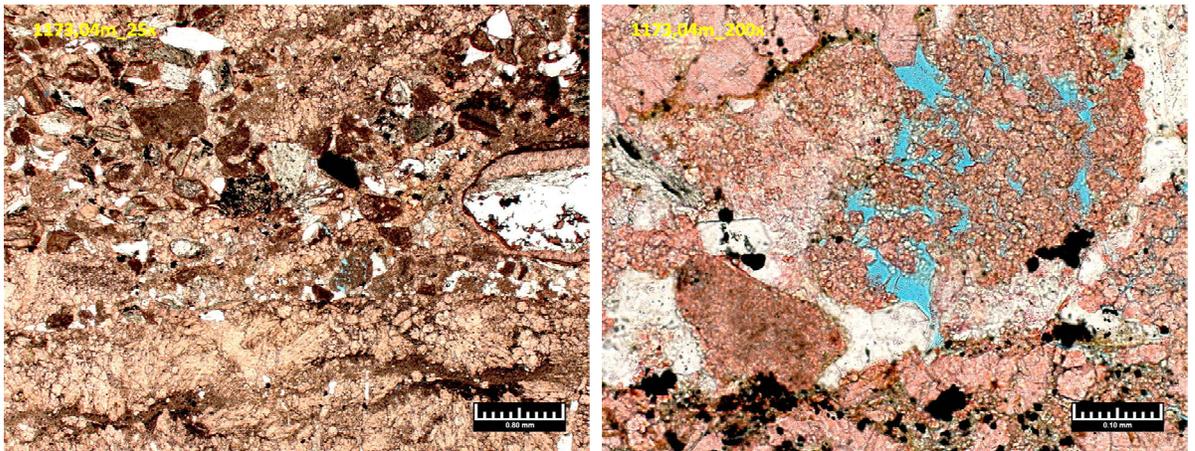


Figura 48 – À esquerda, lâmina delgada, em profundidade 1173,04 metros, base do membro Ibura, com ampliação de 25x, e mostra a matriz carbonática da rocha, e presença de grãos de maiores tamanhos, incluindo grãos de quartzo, indicando ambiente de maior energia. À direita, detalhe com ampliação 200x da profundidade 1173,04 metros mostra em detalhe *vug* formado por dissolução.

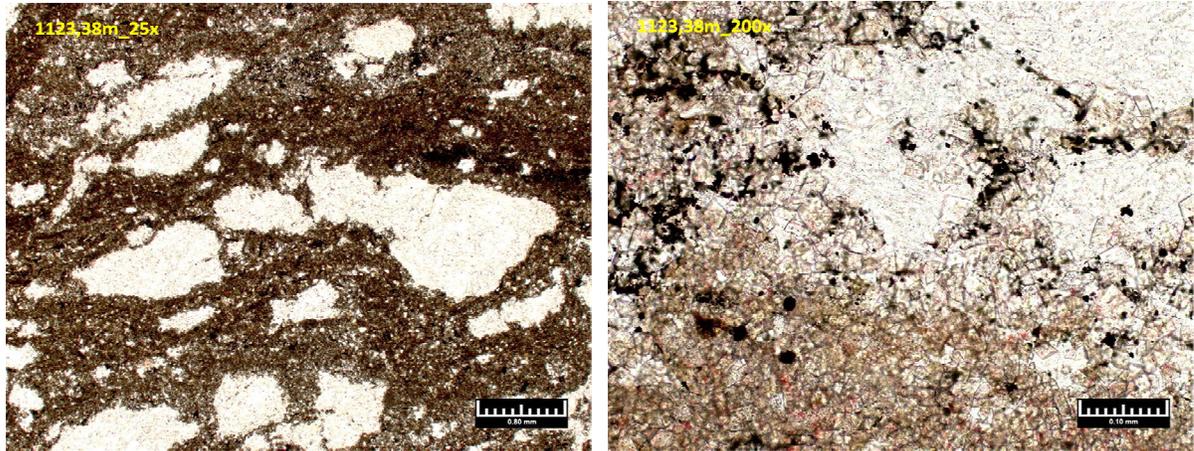


Figura 49 – À esquerda, lâmina delgada, em profundidade 1123,38 metros, com ampliação de 25x, e mostra em detalhe a matriz dolomítica da rocha, e os nódulos de halita. À direita, detalhe com ampliação 200x da mesma profundidade mostrando a porosidade dolomítica intercrystalina entre os nódulos de sal.

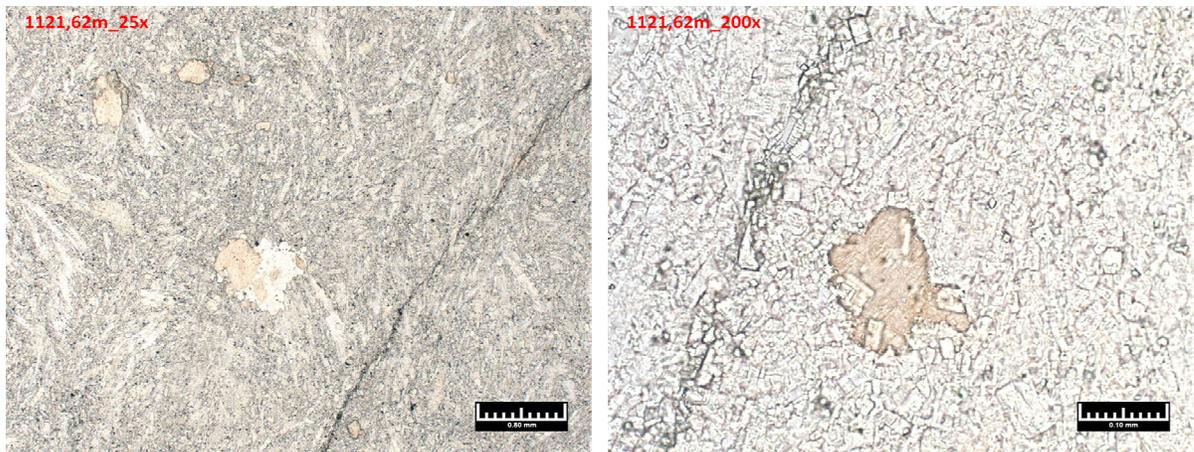


Figura 50 – À esquerda, lâmina delgada feita através do testemunho do poço H, em profundidade 1121,62 metros, no topo do membro Ibura, com ampliação de 25x, e mostra a matriz evaporítica da rocha, provável selo de reservatório. À direita, lâmina delgada na mesma profundidade, com ampliação de 200x, e mostra em detalhe a matriz evaporítica da rocha, de halita e anidrita.

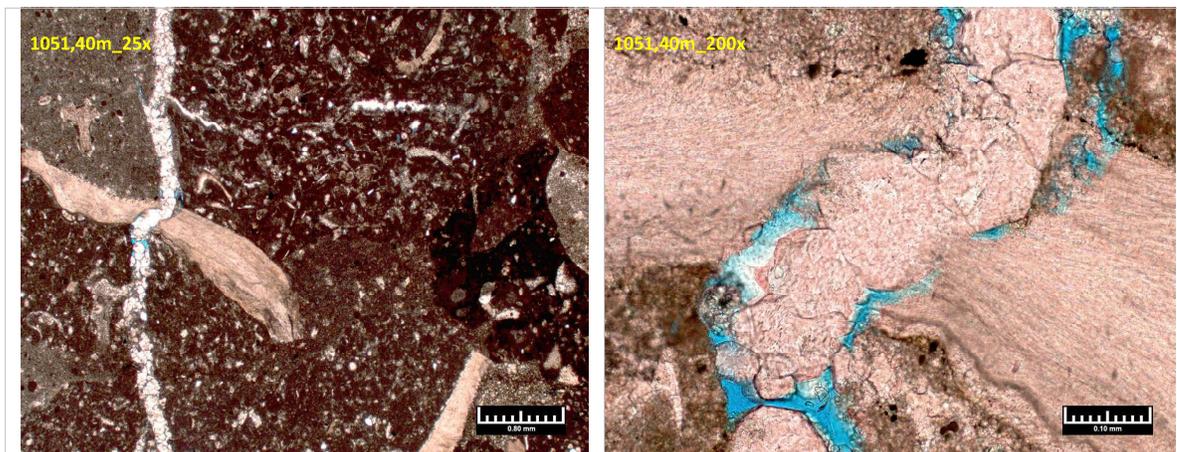


Figura 51 – À esquerda, lâmina delgada feita através do testemunho do poço H, em profundidade 1051,40 metros, com ampliação de 25x, e mostra claramente uma fratura preenchida por cimento de calcita espática e matriz micrítica bioclástica. À direita lâmina delgada feita através do testemunho do poço H, em profundidade 1051,40 metros, com ampliação de 200x, e mostra em detalhe a fratura preenchida por cimento de calcita espática.

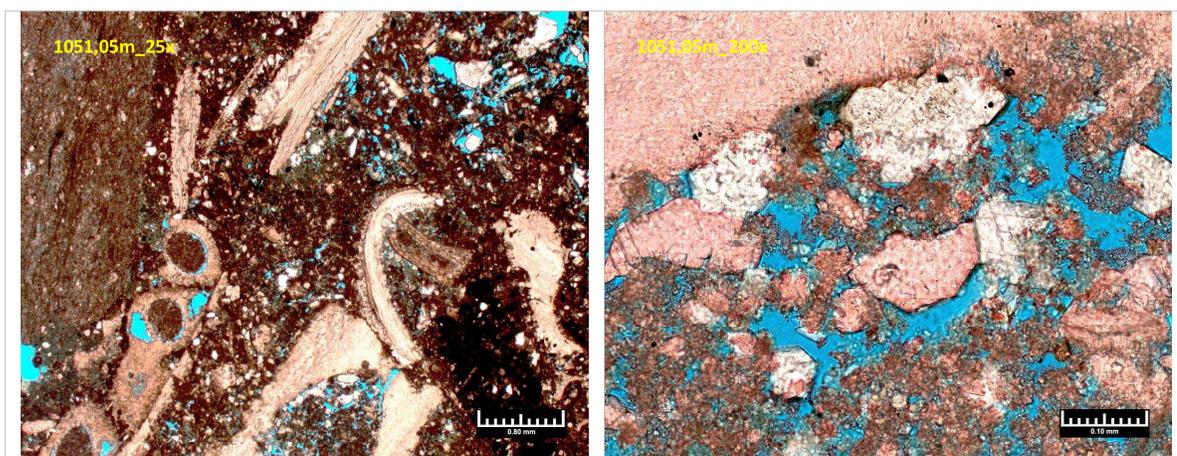


FIGURA 52 – À esquerda, lâmina delgada de testemunho do poço H, em profundidade 1051,05 metros, com ampliação de 25x, e mostra claramente a porosidade intraclastos e porosidade secundária por dissolução. À direita lâmina delgada na mesma profundidade, com ampliação de 200x, e mostra claramente a porosidade secundária por dissolução.

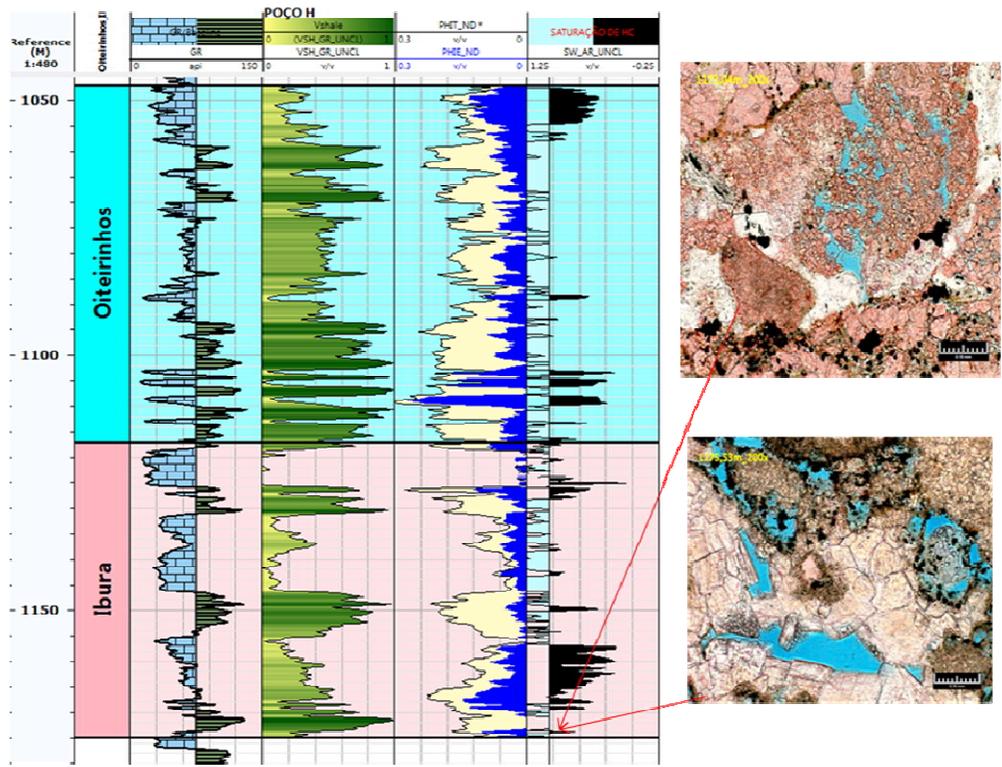


Figura 53 – Correlação entre as lâminas delgadas dos testemunhos com os perfis de saturação no poço H, detalhando as amostras da base do membro Ibura em profundidades 1173,04 e 1175,03 metros.

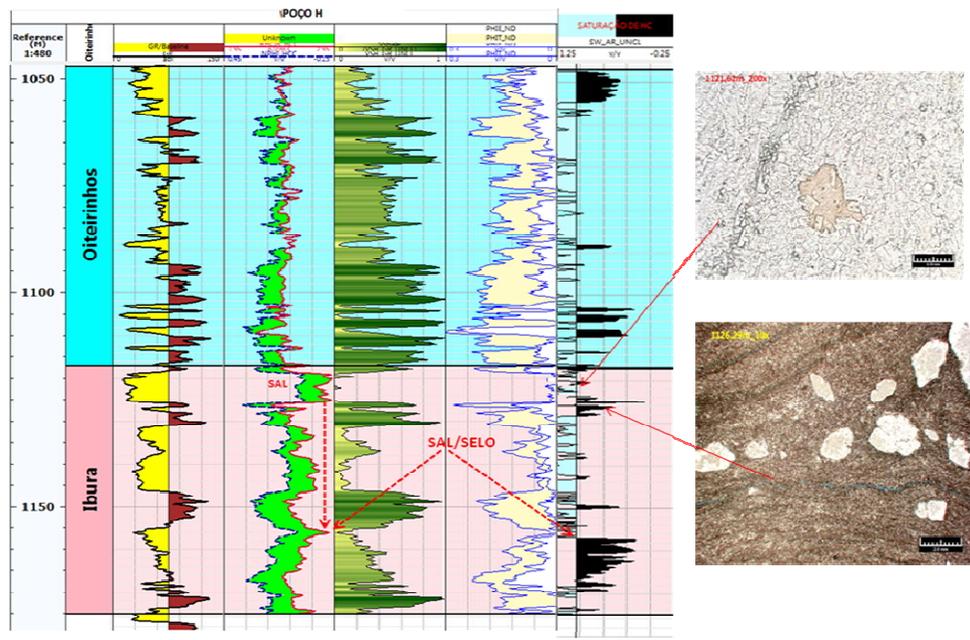


Figura 54 – Correlação entre as lâminas delgadas dos testemunhos com os perfis de saturação no poço H, detalhando as amostras do topo do membro Ibura de profundidades 1121,62 e 1126,69 metros. Nota-se o Sal no topo do Membro Ibura, e seguindo a correlação de densidade marca-se mais uma camada fina de sal na profundidade de 1156 metros, que pode ser o selo para o reservatório demonstrado no perfil de saturação.

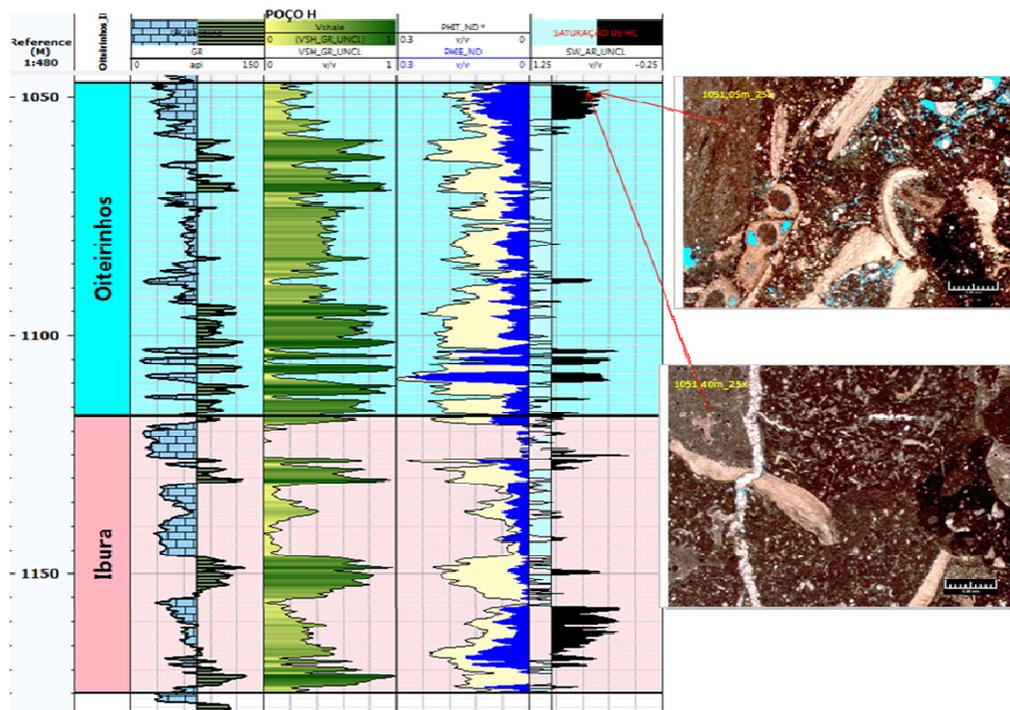


Figura 55 – Correlação entre as lâminas delgadas dos testemunhos com os perfis de saturação no poço H, detalhando o topo do Membro Oiteirinhos em profundidades 1051,05 e 1051,40 metros.

No poço L também foram recuperados testemunhos, cujas lâminas delgadas dos intervalos de interesse são descritas a seguir em correlação com os perfis do poço. Neste poço, o contato entre o embasamento e o membro Carmópolis ocorre a 976 metros. Os carbonatos da Formação Muribeca, ocorrem entre 931 e 987 metros sobre os conglomerados do membro Carmópolis. O topo do membro Ibura situa-se a 952 m e o topo do membro Oiteirinhos a 931 m.

Os testemunhos do poço L mostram o predomínio de porosidade vugular nos carbonatos deste poço, provavelmente formada em ambiente diagenético meteórico. Na base do membro Ibura, observam-se calcilitos com intraclastos de folhelho e clastos de calcita, apresentando porosidade intergranular, de fraturas e vugular (Figuras 56 e 57). Nos testemunhos do topo do membro Oiteirinhos, observam-se intercalações de calcilitos com folhelhos calcitizados e matriz dolomítica, com porosidade do tipo vugular e intercrystalina. Neste nível, a rocha possui um aspecto maciço, com litoclastos suportados pela matriz dolomitizada, mal selecionada (Figuras 58 e 59).

As figuras 60 e 61 mostram imagens das lâminas petrográficas junto com os perfis geofísicos de poço, relacionando as características de porosidade vistas na descrição petrográfica, com aquelas observadas nos perfis geofísicos.

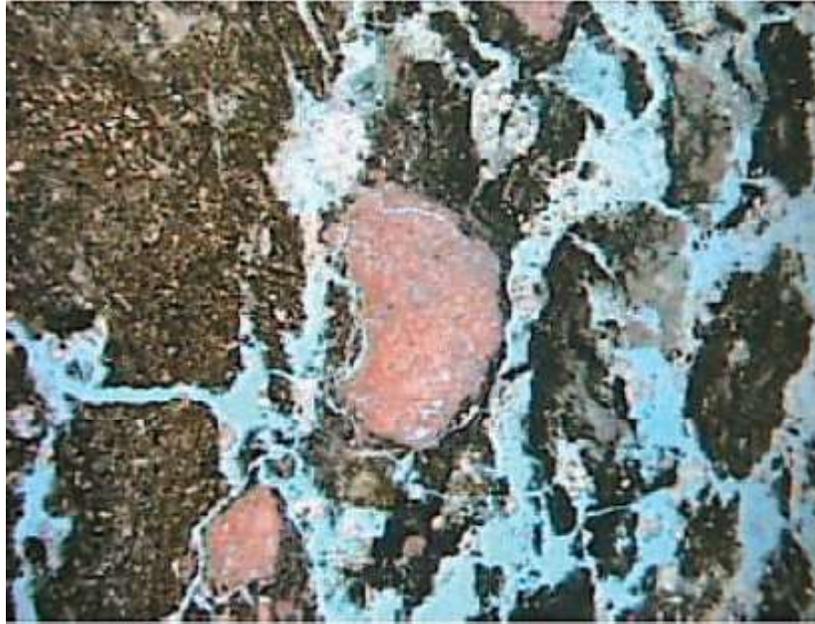


Figura 56 – Calcilutito e intraclasto argiloso com presença de clastos de calcita, com presença de porosidade intergranular, de fraturas e vugular, de profundidade 985,5 metros, na base do membro Ibura.

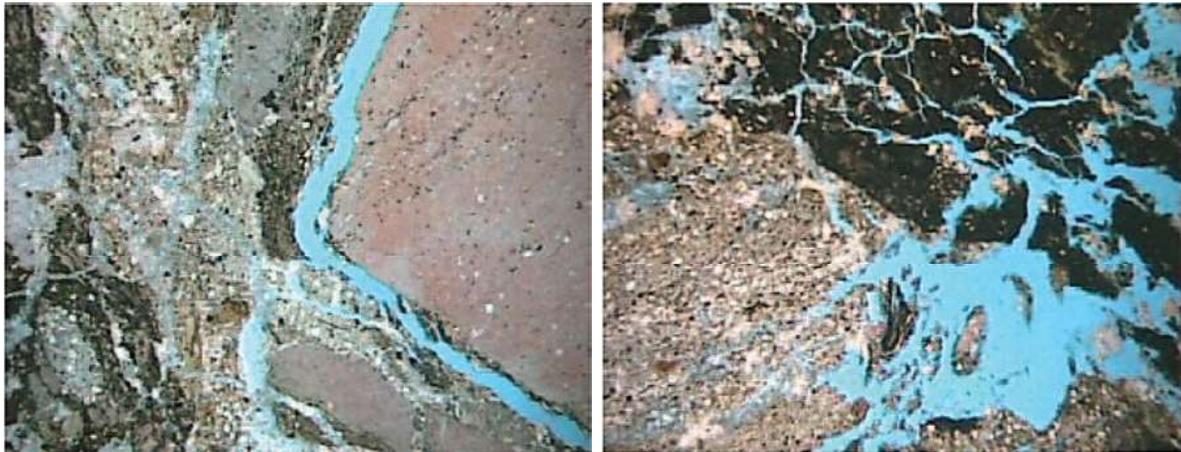


Figura 57 – Calcilutito e silito intraclasto argiloso, com fragmentos bioclásticos, com presença de porosidade do tipo vugular, fraturas, intergranular e intragranular, da profundidade 985,5 metros, de fácies carbonática incluída no membro Ibura.

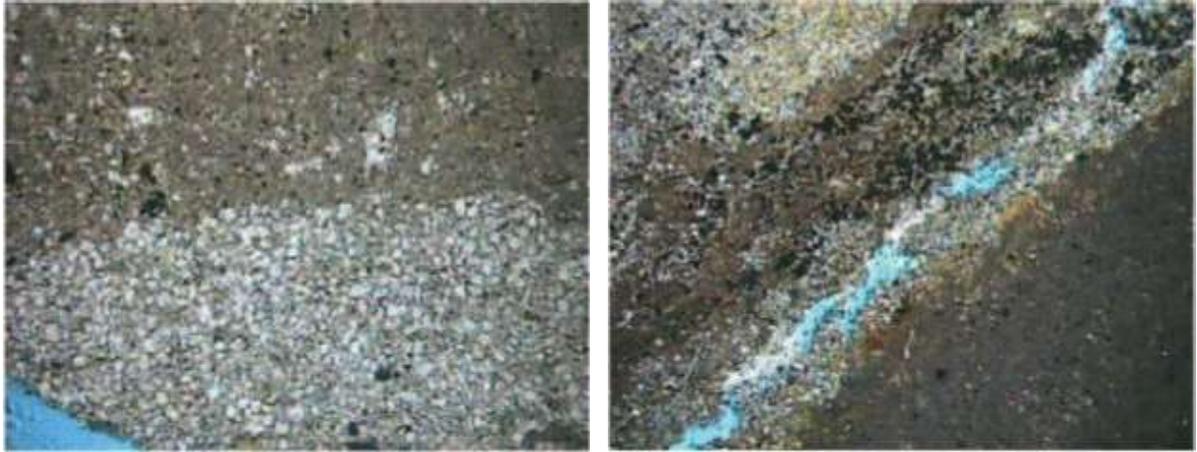


Figura 58 – Rocha de aspecto maciço, com litoclastos suportados pela matriz dolomitizada, mal selecionada e presença de porosidade intercrystalina e diagenética da profundidade de 924 metros.

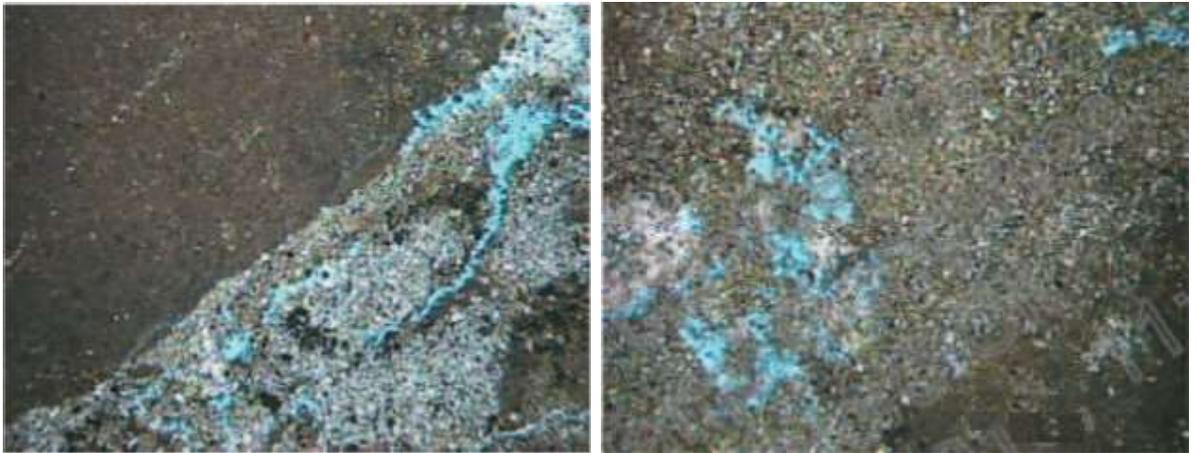


Figura 59 – Intercalação de calcilutito com folhelho calcitizado e matriz dolomítico do topo do membro Oiteirinhos, com porosidade do tipo vugular e intercrystalina, da profundidade de 923,8 metros.

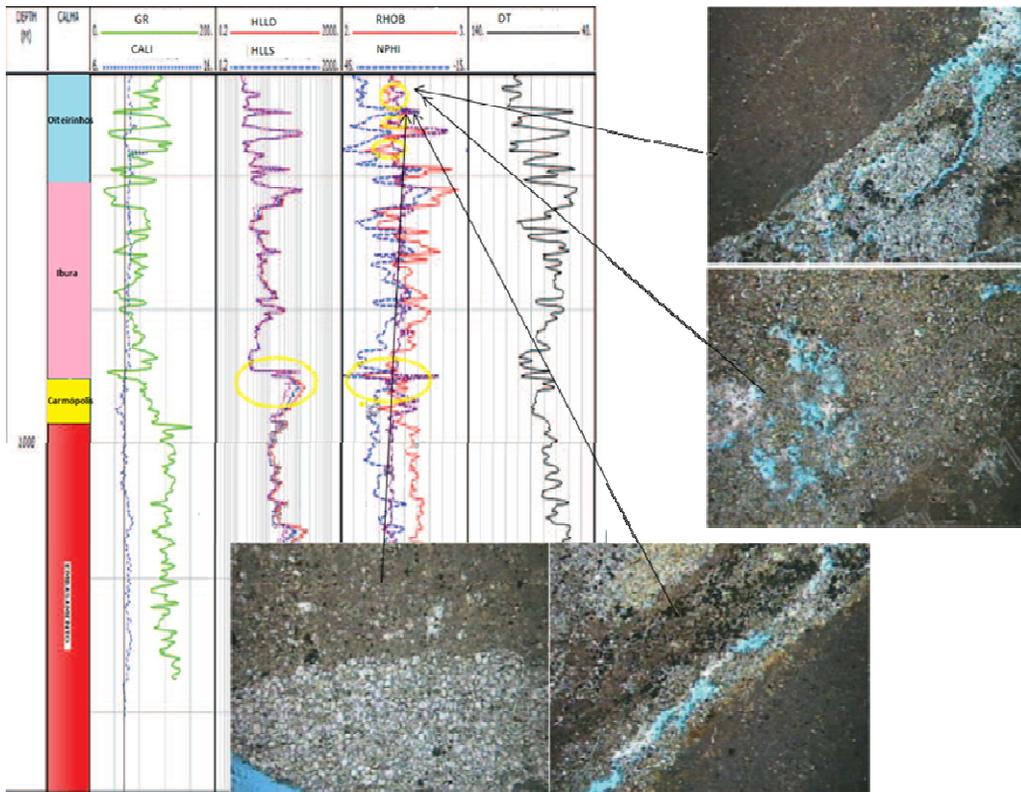


Figura 60 – Correlação entre as lâminas delgadas dos testemunhos com os perfis do poço L, detalhando as amostras do topo do membro Ibura em profundidades 923,8 e 924 metros.

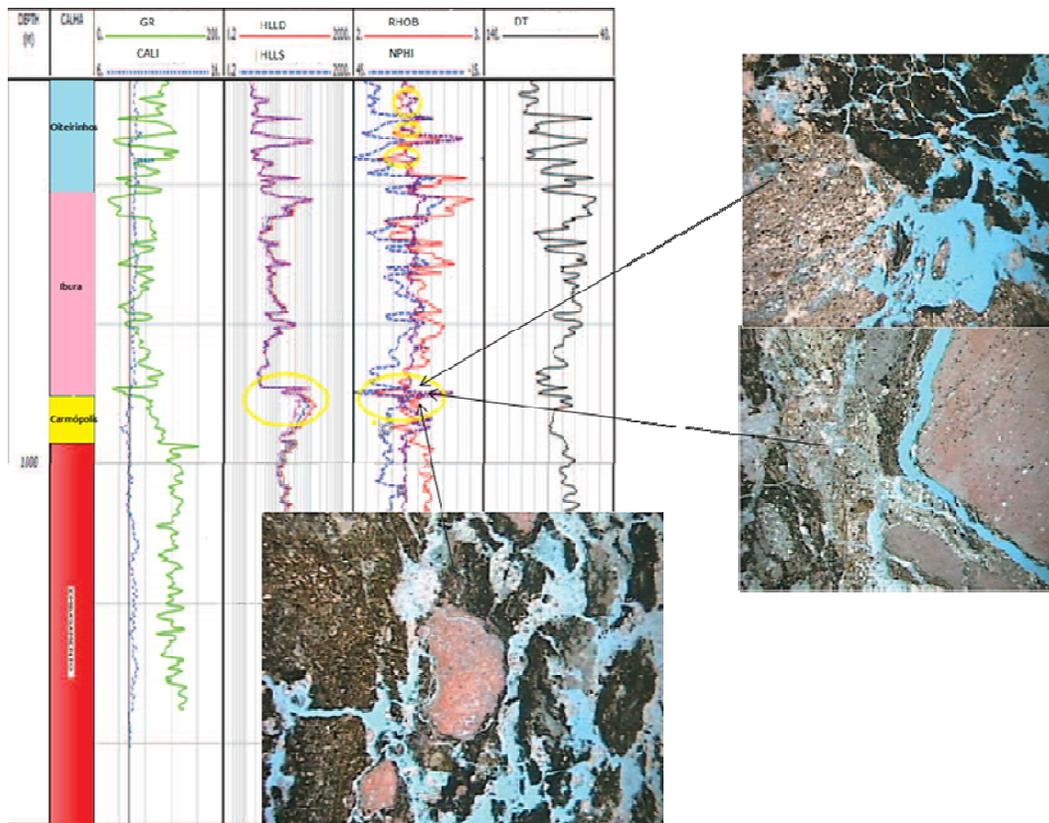


Figura 61 – Correlação entre as lâminas delgadas dos testemunhos com os perfis do poço L, detalhando as amostras da base do membro Ibura em profundidade 985,5 metros.

5.3. Interpretações de Perfis de Imagens

Para o poço K, foram analisadas interpretações de perfis de imagem, que puderam identificar zonas fraturadas, densidades de fraturas, condutividade de fraturas, orientações de fraturas e direções de acamamentos. A figura 62 mostra perfil de imagem entre 985 e 1020 metros de profundidade e a figura 63 mostra perfil de imagem entre 935 e 970 metros de profundidade.

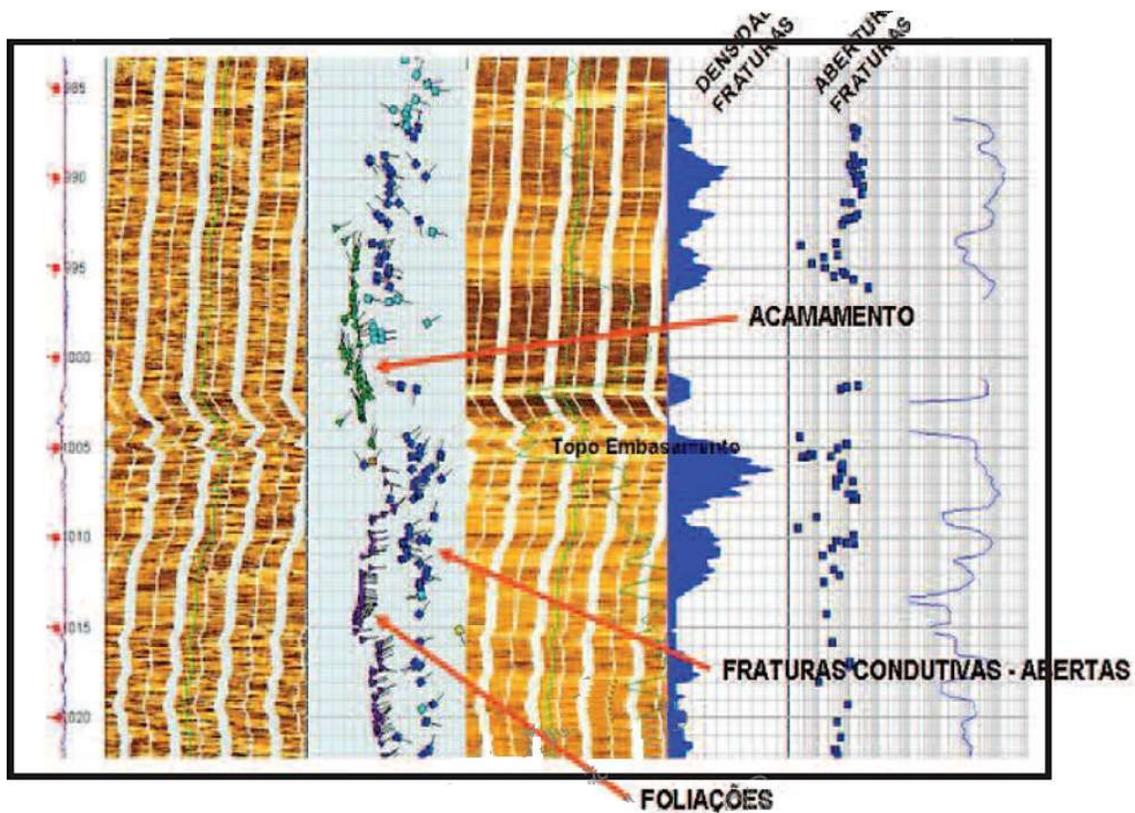


Figura 62 – Perfis de imagem do poço K, mostrando o contato entre o embasamento e o membro Ibura e a ocorrência, intensidade e condutividade das fraturas, apresentando bastante ocorrência na base do membro Ibura, além de forte ocorrência no embasamento.

Nota-se alta densidade de fraturas no topo do embasamento e próximas à base do membro Ibura, o que indicaria alta permeabilidade nessas zonas. As fraturas estão abertas, o que também indica boa condutividade de fluidos.

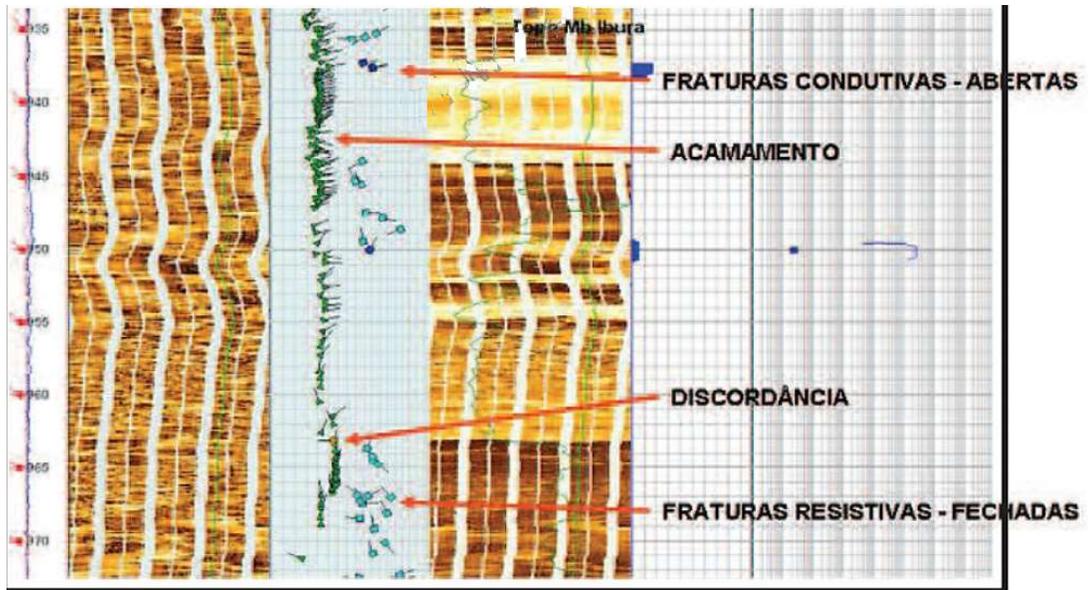


Figura 63 - Perfis de imagem do poço K, mostrando o contato o membro Ibura até o topo e a ocorrência, intensidade e condutividade das fraturas, apresentando certa ocorrência próximo ao topo do membro Ibura.

No topo do membro Ibura também ocorrem fraturas, nos reservatórios dolomíticos abaixo da camada de evaporitos, ainda que menos expressivas do que na base deste membro, e podem ter grande importância para esses reservatórios.

6. Discussão de Resultados

Durante a deposição da Fm. Muribeca as variações do nível de mar relativo tiveram grande influência na distribuição faciológica e no controle da porosidade dos reservatórios. Estas variações se relacionam com as sequências de 4ª e 5ª ordem identificadas por Rabêlo Cruz (2008), durante a fase transicional no final da fase rifte da bacia de Sergipe-Alagoas, conforme sumarizado esquematicamente na figura 64. Após deposição dos sedimentos siliciclásticos do Mb. Carmópolis em momento de baixo nível de base relativo, possivelmente ocorre a primeira incursão marinha, registrada pelos carbonatos de alta energia da base do membro Ibura. Após a superfície de inundação máxima, há uma descida do nível de base, indicada pelos evaporitos que mostram condições de águas rasas hipersalinas, característicos do topo do membro Ibura. Nova incursão marinha é registrada pela retomada da produção carbonática do membro Oiteirinhos, apresentando no topo carbonatos de ambiente de baixa energia, posteriormente selados pelos folhelhos marinhos, que marcam o afogamento e subsidência da margem continental.

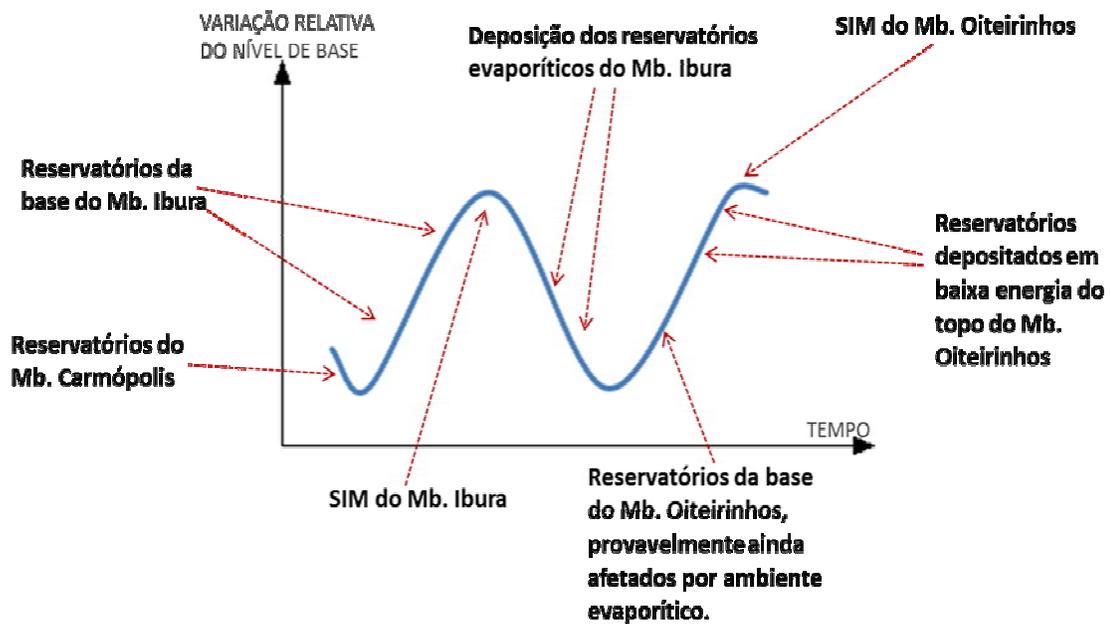


Figura 64 – Curva de variação do nível de base em relação ao período de deposição de cada tipo de reservatório carbonático mapeado da Fm. Muribeca.

Cabe lembrar, que esta variação do nível de base seria de sequências de 4ª e 5ª Ordem, portanto, ainda que o nível de base estivesse relativamente baixo, possibilitaria a deposição de evaporitos e carbonatos.

Conforme demonstrado em diversos trabalhos (Feijó, 1994 e Rabêlo Cruz, 2008) os patamares estruturais do embasamento cristalino desta subbacia são de extrema importância para a compartimentalização dos reservatórios na bacia de Sergipe-Alagoas. Os padrões de deposição no Aptiano são fortemente influenciados por esses altos e baixos estruturais, que controlaram as características deposicionais e diagenéticas das rochas da Formação Muribeca. Neste período depositaram-se os primeiros sedimentos marinhos da bacia de Sergipe, e grande parte dos carbonatos é de origem marinha.

Acredita-se que altos topográficos do embasamento tenham exercido papel importante no desenvolvimento de fácies mais porosas dos carbonatos basais do Membro Ibura, que por sua posição elevada seriam de ambientes de águas mais rasas e agitadas. A proximidade com o embasamento mais rígido, e movimentos de reativações tectônicas, podem ter gerado os sistemas de fraturas, observados nos perfis de imagem, que permitiram maior permeabilidade e formação de acumulações de hidrocarbonetos. As zonas fraturadas próximas à base do membro Ibura apresentam fraturas abertas, o que indica boa condutividade de fluidos (Figuras 62 e 63). No topo do membro Ibura também ocorrem fraturas, nos reservatórios dolomíticos abaixo da camada de evaporitos, ainda que menos expressivas do que na base deste membro. Estas fraturas, associadas à reativações de estruturas do embasamento, ou a compactação diferencial, podem ter grande importância para os reservatórios carbonáticos.

A influência dos altos e baixos do embasamento sobre a distribuição das fácies carbonáticas é confirmada pela análise de seções estratigráficas. A seção representada na figura 65, passando pelos poços G, H, I e J e representada pela seção sísmica interpretada nesta mesma figura, mostra o espessamento dos carbonatos do Membro Ibura à medida que aumenta a profundidade do embasamento. Isto sugere que a produção dos carbonatos ocorreu em compasso com a subsidência na bacia durante a fase rifte. A subsidência de blocos do embasamento, alterando o espaço de acomodação, ocorreu em equilíbrio com a taxa de acumulação de carbonatos, propiciando maiores espessuras nos blocos mais subsidentes e menores espessuras nos blocos que permaneceram mais altos.

Em seções paralelas (*strike*) ou em seções ortogonais (*dip*) aos contornos do mapa do topo do membro Ibura, as variações de espessura dos carbonatos da Formação Muribeca são notáveis, em distâncias horizontais relativamente pequenas entre os poços. Na figura 66,

representa-se uma seção *strike* entre os poços B, F e D, onde observa-se uma variação de espessura dos carbonatos lbura de mais de 150 metros entre poços adjacentes. Não se

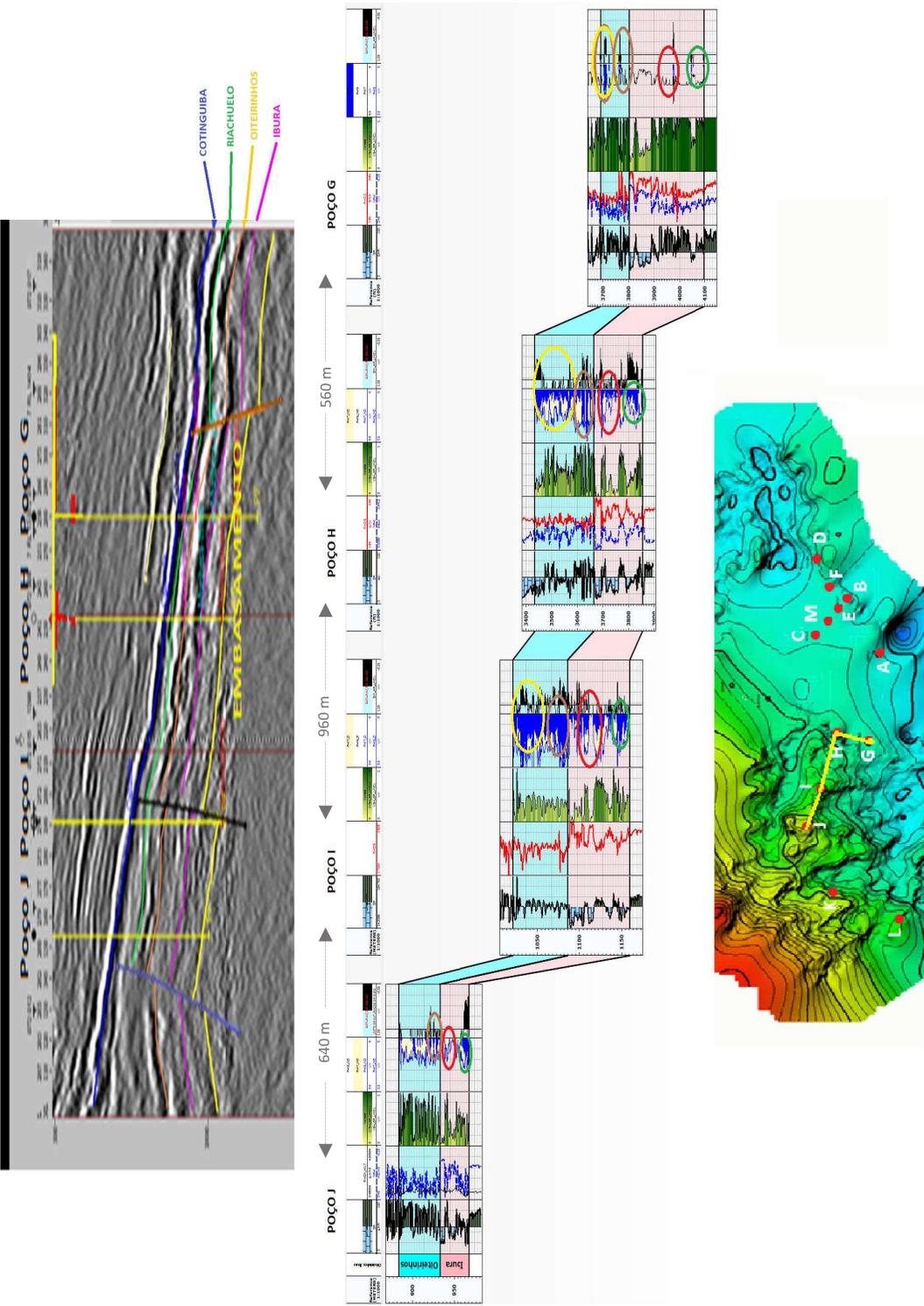


Figura 65– Cross Section entre os poços G, H, I e J correlacionada com seção sísmica na mesma orientação. Com as zonas que estão circuladas, com cada cor sendo referente ao padrão de reservatórios e/ou às características petrofísicas que foram identificadas como padrão na região.

descarta a possibilidade de erosão, contudo não se observa na sísmica e tampouco nos poços analisados, a presença de grandes discordâncias erosivas ou desconformidades. Variações laterais de espessura dos carbonatos Ibura também são verificadas na orientação *dip*, entre os poços C, M, E e B, como visto na figura 67. A movimentação diferencial entre os blocos do embasamento, é também caracterizada quando se compara as espessuras sedimentares entre o membro Ibura e o membro Oiteirinhos nos diferentes poços, reforçando a hipótese sobre a influência da tectônica do embasamento no controle sedimentar. Como se verifica nas figuras 66 e 67, por vezes as espessuras do membro Oiteirinhos são maiores do que aquelas do membro Ibura, como nos poços B, D e E, enquanto que nos poços F, C e M, as espessuras dos carbonatos e evaporitos do Ibura são maiores do que aquelas do membro Oiteirinhos. Isto sugere que as taxas de subsidência foram diferentes em compartimentos muito próximos, para diferentes momentos deposicionais, mais uma vez caracterizando a importância das reativações da fase rifte. Como estas mudanças de espessura ocorrem nas direções estruturais *dip* e *strike*, descarta-se a hipótese de que estejam associadas às variações de profundidade de lâmina d'água durante a sedimentação.

Com base na análise do conjunto de dados de perfis elétricos e testemunhos podemos ainda tecer algumas considerações sobre o comportamento dos reservatórios carbonáticos. Na base do membro Ibura os carbonatos se formaram em ambiente de maior energia e foram posteriormente modificados pela diagênese principalmente pelo tectonismo e por dissolução, gerando porosidade secundária. A presença de bioclastos milimétricos, muitas vezes arredondados, com cimento calcítico espático e feições de dissolução sustentam esta interpretação.

No topo do membro Ibura, ocorre uma redução drástica na porosidade primária, típica em ambientes carbonáticos evaporíticos, contudo, nesta zona torna-se importante a porosidade intercrystalina secundária gerada pela dolomitização, a exemplo do que foi demonstrado por Lucia (1983). As camadas de anidrita formadas em ambientes de sabkha e, em casos de aridez extrema halita, serviram como selo para os reservatórios. Essa camada de sal marca a primeira incursão marinha na bacia de Sergipe-Alagoas, sendo o 1º Ciclo de evaporitos da bacia, conforme trabalho de Araújo *et al.*, 2009. Essa zona é encontrada na maioria dos poços e se torna uma das mais importantes zonas produtoras da bacia.

O ambiente evaporítico teve grande influência na formação de porosidade do membro Ibura, que deve representar um ambiente semelhante ao demonstrado na figura 13, com lagoas hipersalinas, alta influência meteórica, zonas de mistura de água salina e meteórica em subsuperfície e zonas de refluxo de ambientes evaporíticos, que conforme mostrado por Moore (2001), podem ter tido forte influência na evolução de porosidade.

Na maioria dos poços também são encontradas zonas de saturação no topo e ao longo do membro Oiteirinhos, que na correlação de perfis com testemunhos, indicam carbonatos depositados em ambientes marinhos, de baixa energia, com ocorrência de porosidade secundária, como vugs e canais de dissolução. Muitos podem ter sido preenchidos por precipitação de cimento, e nota-se também porosidade intraclastos.

No topo do Membro Oiteirinhos as intercalações de calcilutitos e folhelhos, depositadas em zonas de baixa energia, durante o afogamento da plataforma carbonática no fim da fase rifte, culminam com deposição de uma camada mais espessa de folhelhos marinhos. Os carbonatos apresentam porosidade intraclastos e de dissolução, com boas saturações em diversos poços, que são selados pelos folhelhos marinhos que afogaram a plataforma carbonática.

Os 4 tipos de reservatórios encontrados são demarcados nas figuras 65 a 67. Na base do membro Ibura ocorrem os reservatórios fraturados, identificados nos perfis de imagem. Estes reservatórios (marcados com círculos verdes nas figuras 65 a 67) não apresentaram saturação de hidrocarbonetos em todos os poços analisados nesta sub-bacia, porém apresentaram boas porosidades em todos os poços. No membro Ibura ocorrem ainda duas zonas, com cerca de três metros de espessura cada, presentes na maioria dos poços, caracterizando reservatórios contínuos, com alta saturação de hidrocarbonetos, abaixo dos intervalos de sal (marcados em círculos vermelhos nas figuras 65 a 67). Na base do Membro Oiteirinhos, ocorrem também reservatórios saturados em alguns dos poços (marcados com círculos marrons nas figuras 65 a 67) e no topo do Membro Oiteirinhos ocorrem novamente reservatórios saturados (marcados por círculos amarelos nas figuras 65 a 67) na maioria dos poços da sub-bacia, caracterizando novamente uma boa continuidade dos reservatórios, selados pelos folhelhos marinhos.

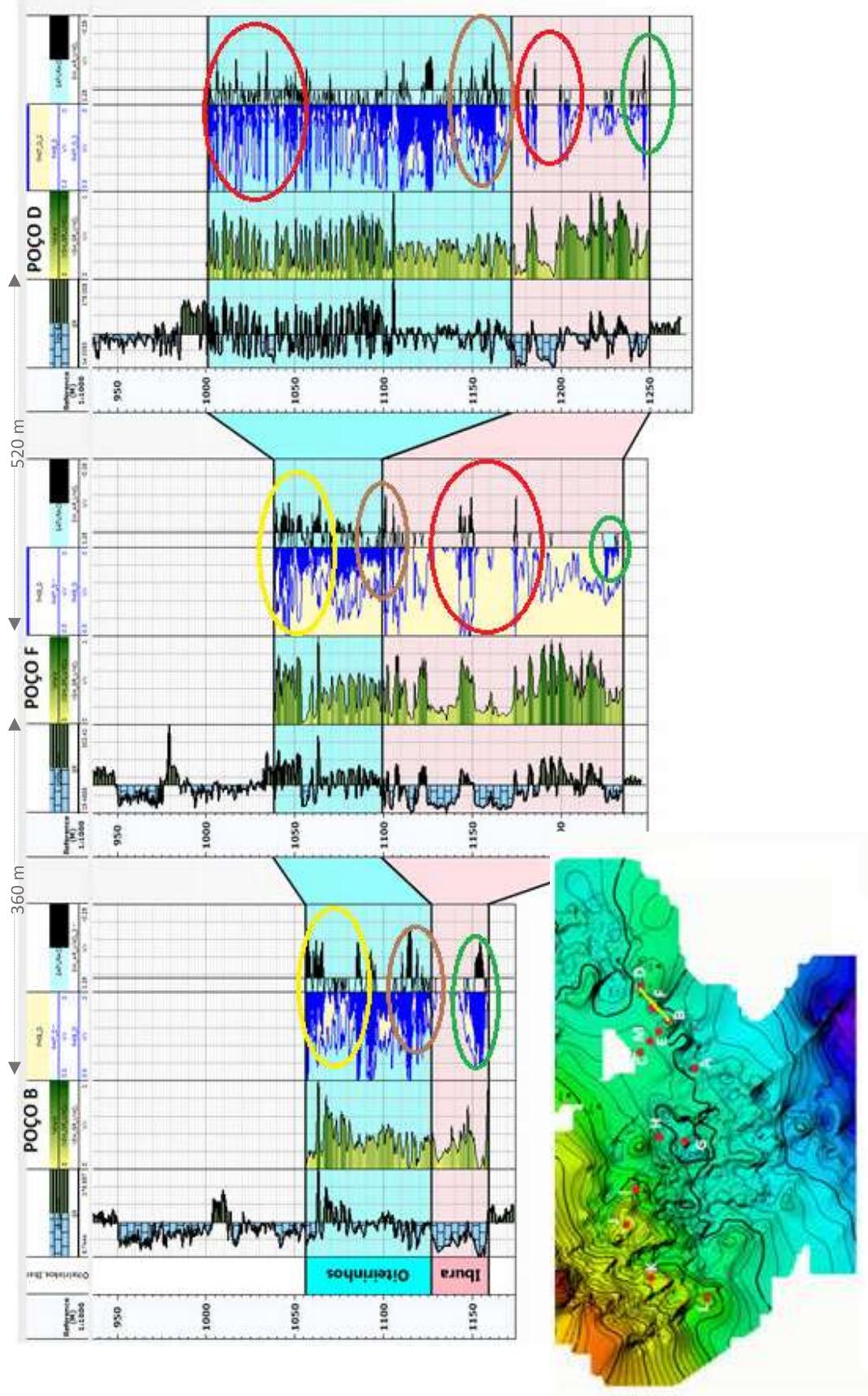


Figura 66 – Cross Section entre os poços B, F e D. Com as zonas que estão circuladas, com cada cor sendo referente ao padrão de reservatórios e/ou às características petrofísicas que foram identificadas como padrão na região.

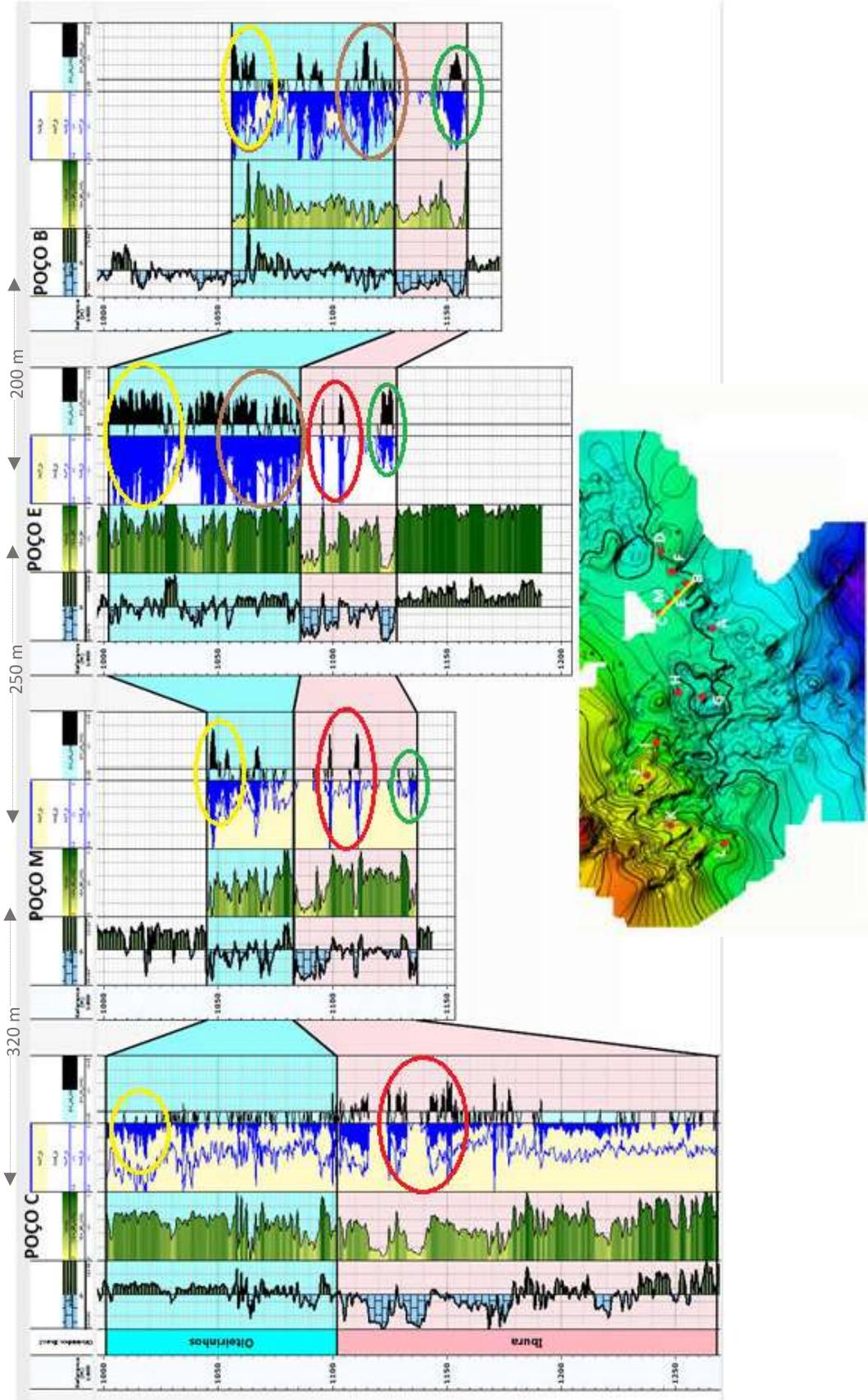


Figura 67 – Cross Section entre os poços C, M, E e B. Com as zonas que estão circuladas, com cada cor sendo referente ao padrão de reservatórios e/ou às características petrofísicas que foram identificadas como padrão na região.

7. Conclusões

Com base nos resultados apresentados comprova-se a efetividade dos reservatórios carbonáticos na produção de petróleo da sub-bacia de Sergipe. São reservatórios que apresentam boas indicações nos perfis de saturação e características petrofísicas produtivas, com porosidade predominantemente secundária, altamente influenciada pelos eventos diagenéticos a que foram expostos. Puderam ser mapeados reservatórios depositados em ambientes distintos, em grande parte com zonas heterogêneas e intercaladas, com folhelhos e evaporitos agindo como selos.

As principais características diagenéticas que podem ter aumentado a porosidade desses carbonatos são a dissolução por águas meteóricas ou menos saturadas em relação aos carbonatos, zonas de refluxos em ambientes evaporíticos, substituição de calcita por dolomita e fraturamento tectônico. Enquanto que puderam ser notados eventos durante a diagênese que podem ter reduzido drasticamente a porosidade desses reservatórios, como a precipitação de cimento calcítico e compactação.

Notou-se também a importância das reativações tectônicas durante o fim do rifteamento e o início do estágio drifte, no controle das espessuras deposicionais dos reservatórios da Formação Muribeca. Esses movimentos tectônicos provavelmente tiveram sincronismo com a deposição das rochas da Formação Muribeca, desempenhando papel importante na deposição e ampliação da produção carbonática, diferentemente em cada bloco estrutural.

Recomenda-se que estudos semelhantes sejam estendidos para todos os reservatórios carbonáticos da bacia de Sergipe-Alagoas e que sirvam como analogia para estudos em reservatórios carbonáticos em outras bacias sedimentares brasileiras.

8. Referências Bibliográficas:

Aguilera, R., 1980. *Naturally Fractured Reservoirs*. Penn Well Publishing Company.

Ahr, W. M., 2008. *Geology of Carbonate Reservoirs: the identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks*. New Jersey, USA: John Wiley & Sons, 277p.

Aquino G.S. & Lana M.C., 1990. Exploração na Bacia de Sergipe– Alagoas: o “Estado da Arte”. *Bol. Geoc. Petrobras*, 4 (1): 75-84.

Araújo C. C., Moretti, P. A. Jr., Madrucci V., Carramal N. G., Toczeck A., Brito Almeida A., 2009. Carbonatos aptianos do Campo de Carmópolis, Bacia de Sergipe-Alagoas: estratigrafia e modelo deposicional. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 311-330, maio/nov. 2009

Archie G. E., 1952. *Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations*. *AAPG Bull.* 36 : 278 – 298 .

Azambuja Filho N. C. de, Abreu C. J., Horschutz P. M., Cândido A., Ramos E. M., 1980. Estudo Sedimentológico, faciológico e diagenético dos conglomerados do Campo Petrolífero de Carmópolis. *In: SBG, XXXI Congr. Bras. Geol., Balneário de Camboriú, SC, Anais*, 1: 240-253.

Azambuja Filho N. C. de, Cruz F. E. G da, Arienti L. M. e Hook S.C., 1998. *Sergipe- Alagoas Basin Field*. ABGP *Digital field trip*, nº 1 (CD-ROM).

Bender F., 1957. *Stratigraphic Units in Sergipe Basin*. SERDESTE/DEPEX/ PETROBRAS, *Relatório Interno*, 23 p.

Bueno G. V., 2004. Diacronismo de Eventos no Rifte Sul-Atlântico. *Bol. Geoc. Petrobras*, 12 (2): 203-229.

CAMPOS NETO O. P. A., SOUZA-LIMA W., CRUZ F. E. G, 2007. Bacia de Sergipe Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 405-415, 2007.

Córdoba, V.C.; Jardim de Sá, E.F.; Sousa, D.C.; Antunes, A.F. 2008. Nova carta estratigráfica para a Bacia Pernambuco-Paraíba. *In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nordeste, Boletim*, p. 30.

Castro Jr. A.C.M., 1987. *The Northeastern Brazil and Gabon Basins: a Double Rifting System Associated with Multiple Crustal Detachment Surfaces*. *Tectonics*, 6: 727-738.

Chilingarian G. V., Dominguez G. C., Samaniego V. F., Rieke H. H., Mazzullo S. J., 1992. *Carbonate Reservoir Characterization: A Geologic – Engineering Analysis*. Elsevier Developments in Petroleum Science, Vols. 30, 44. 1054 pp.

Elias V.L.G., Steagall, D.E., 1996. *The Impact of the Values of Cementation Factor and Saturation Exponent in the Calculation of Water Saturation for Macae Formation.* SCA Conference Paper Number 9611.

Falkenhein F.U.H. et.al. 1986. Análise da Bacia Sergipe-Alagoas. Relatório Interno da PETROBRAS, s/n, Aracaju, 9 vol. com mapas, PETROBRAS/DEPEX/ CENPES, 210p.

Feijó F. J., 1980. Estudo dos Carbonatos Muribeca e Riachuelo no Alto de Aracaju – Bacia Sergipe-Alagoas – Nordeste do Brasil. *In: SBG, XXXI Congr. Bras. Geol., Balneário de Camboriú, SC, Anais, 1: 320-332.*

Feijó F. J., 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras, 8(1):149-161.

Fonseca J.C., 1972. Evaporitos de Sergipe. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, SBG, Anais, vol. 2, p.185-246.*

Jardim de Sá et al., 2006. Revisão Geológica e Reavaliação dos Sistemas Petrolíferos da Bacia Sergipe-Alagoas: Resultados Preliminares. *In: Seminário Técnico do Round 7, ANP, Rio de Janeiro. CD ROM.*

Lana M. C. & Milani E. J., 1986. A microplaca do Nordeste brasileiro - um elemento dinâmico no rifteamento cretácico inferior. *In: SBG, XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia, GO, Anais, 3: 1131-1144.*

Lana M.C., 1985. Rifteamento na Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 124p.

Longman, M. W., 1980. *Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments.* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 461- 487.

Lucia F. J., 1983. *Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space . J. Petroleum Technol.* pp. 629 – 637 .

Lucia F. J., 1995. *Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization . AAPG Bull. 79 : 1275 – 1300 .*

Lucia F. J., 1999. *Carbonate Reservoir Characterization . Springer - Verlag , Berlin , 226 pp.*

Lucia , F. J., 2000. *Dolomitization: a porosity - destructive process. AAPG Bull. 84 : 1879 .*

Lucia F. J. e Major R. P., 1994. *Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization. In: Dolomites, A Volume in Honor of Dolomieu, B. H. Purser, M. E. Tucker, and D. H. Zenger (Eds.) International Associational Sedimentologists, Special Publication No. 21, pp. 325 – 341 .*

Martins da Silva, M. A., Lowestein, T. e Timofeeff, M. 1997. Composição química da água do mar inferida através da análise das inclusões fluidas nas halitas dos evaporitos da Sub-Bacia

de Sergipe. *Bol. Geoc. Petrobras*, 11 (1/2): 166-167.

Melo, C. S. B de, & Rocha, J. M de, 1982. Prospecção Geoquímica de Subsuperfície na Formação Muribeca – Bacia de Sergipe-Alagoas. *In: SBG, XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador, BA, Anais*, 5: 1830-1840.

Milani E. J., Lana M.C. e Szatmari P., 1988. *Mesozoic rift basins around the NE Brazilian Microplate (Reconcavo-Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas).* *In: Manspeizer, W. (eds.) Triassic-Jurassic rifting: Continental Break up and the origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins. Developments in Geotectonics 22, Part A e B, Elsevier, p. 833-858.*

Mohriak W.U., Bassetto M., Vieira I.S. 1997. Observações sobre a carta estratigráfica e a evolução tectono-sedimentar das bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 11(1/2):84-115.

Mohriak W.U., Bassetto M., Vieira I.S. 1998. *Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe basins, offshore northeastern Brazil. Tectonophysics*, 288:199-220.

Mohriak W.U., Mello M.R., Bassetto M., Vieira I.S., Koutsoukos E.A.M. 2000. *Crustal architecture, sedimentation and petroleum systems in the Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil. In: M.R. Mello & B.J. Katz (eds.) Petroleum systems of South Atlantic margins. Tulsa, Oklahoma, AAPG, p. 273-300. (Memoir, 73).*

Mohriak W. U., 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira, *In: L. A., Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG, CPRM, p. 87-165.*

Moore C. H., 2001. *Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework.* Elsevier , Amsterdam , 444 pp.

Moore C. H. and Druckman Y., 1981. *Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. AAPG Bull.* 65:597 – 628.

Morse, J.W., Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates.* Elsevier, Amsterdam, 707 pp.

Ojeda H. A. O & Fugita A. M., 1974. Bacia Sergipe-Alagoas: tectônica, evolução tectono-sedimentar e perspectivas petrolíferas. *In: SBG, XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, RS, Anais*, 1: 137-158.

Oliver F.Z., 1997. Seqüência Evaporítica Ibura da Bacia de Sergipe, Revisão de Fácies Sedimentares, Paleoambientes Depositionais e Potencialidades na Geração de Petróleo. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense, 145p.

Petri S., 1962. Foraminíferos cretáceos de Sergipe. *Boletim da Faculdade de Filosofia*,

Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, vol. 265, 140 p. (*Geologia*, 20).

Pettijohn, F. J., **1975**. *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, 3ª edição, p. 360 – 365.

Rabêlo Cruz L., **2008**. Caracterização Tectono-Estratigráfica da Sequência Transicional na Sub-Bacia de Sergipe. 169 f. 2008. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

Saller, A. H., J. A. D. **Dickson**, and E. **Matsuda**, **1999**. *Evolution and distribution of porosity associated with subaerial exposure in Upper Paleozoic platform limestones, west Texas*: AAPG, v. 83, p. 1835- 1854.

Friedman, G.M. & **Sanders**, J.E., **1978**. *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons, New York: 792 pp.

Schaller H., **1970**. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobras*, 12(1):21-86.

Scott R. W., Simo J. A., and Masse, J. P., **1993**. Economic resources in Cretaceous carbonate platforms: an overview. In: *Cretaceous Carbonate Platforms* , J. A. Simo, R. W. Scott, and J. P. Masse (Eds.). AAPG Memoir No. 56, Tulsa, OK, pp. 15 – 23.

Silva M. A. M. **da**, Schreiber, B. C. & Dos Santos, C. L. **2000**. Evaporitos como Recursos Minerais. *Rev. Bras. Geofísica*, 18(3): 337-350.

Sousa D. C., Córdoba V. C., Jardim de Sá E. F., **2007**. Tectonismo e Sedimentação do Estágio Rifte na Bacia Sergipe-Alagoas. In: XI Simp. Nac. Est. Tectônicos, *Anais*, p. 49-51.

Souza Lima W., ANDRADE E. J., BENGTON P., GALM, P. C, **2002**. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 2002. 34 p. Edição especial, 1.

Szatsmari, P., Carvalho, R. S., Simões, I. A., Tibana, P. e Leite, D. C., **1974**. Evaporitos de Sergipe. Petrobras/Senessen/BA, Relatório Interno.

Tucker M. and **Wright** V. P., **1990**. *Carbonate Sedimentology* . Blackwell Scientific, Oxford, 482 pp.

Van der Ven P. H., Cainelli C. e Fernandes G. J. F., **1989**. Bacia Sergipe-Alagoas: Geologia e Exploração. *Bol. Geoc. Petrobras*, 3 (4): 307-319.

Wilson, J.L., **1975**. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer, New York, 471 p.