

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA**

**MARIA ANNA ABREU DE ALMEIDA DOS REIS**

**CARACTERIZAÇÃO DA ROCHA GERADORA DO  
CENOMANIANO-TURONIANO DA BACIA DO ESPÍRITO  
SANTO ATRAVÉS DA INTEGRAÇÃO DE DADOS  
GEOQUÍMICOS DE ROCHA E DE PERFILAGEM  
GEOFÍSICA DE POÇOS**

Niterói

2018

**MARIA ANNA ABREU DE ALMEIDA DOS REIS**

**CARACTERIZAÇÃO DA ROCHA GERADORA DO CENOMANIANO-  
TURONIANO DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO ATRAVÉS DA  
INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOQUÍMICOS DE ROCHA E DE  
PERFILAGEM GEOFÍSICA DE POÇOS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de mestre.

**Orientador:**

**Antonio Fernando Menezes Freire**

**Coorientadores:**

**Henrique Luiz de Barros Penteado**

**Rogério de Araújo Santos**

Niterói

2018

MARIA ANNA ABREU DE ALMEIDA DOS REIS

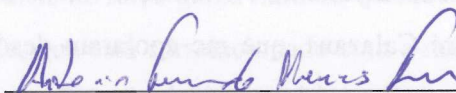
**CARACTERIZAÇÃO DA ROCHA GERADORA DO CENOMANIANO-TURONIANO DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO ATRAVÉS DA INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOQUÍMICOS DE ROCHA E DE PERFILAGEM GEOFÍSICA DE POÇOS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de mestre.

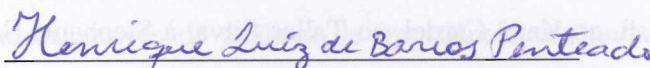
Área de concentração: Caracterização de Sistemas Petrolíferos

Aprovada em 14 de março de 2018

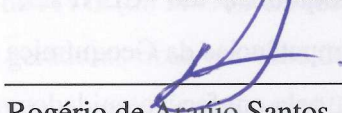
BANCA EXAMINADORA



Prof. Antonio Fernando Menezes Freire, Dr. (Orientador)  
Deptº. de Geologia e Geofísica/DOT/UFF



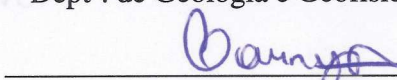
Henrique Luiz de Barros Penteado, Dr. (Coorientador)  
Petróleo Brasileiro S/A



Rogério de Araújo Santos, Dr. (Coorientador)  
Petróleo Brasileiro S/A e Deptº. de Geologia e Geofísica/DOT/UFF



Prof. Wagner Moreira Lupinacci, Dr.  
Deptº. de Geologia e Geofísica/DOT/UFF



Laury Medeiros de Araújo, Dr.  
Petróleo Brasileiro S/A

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG

A162c Abreu de Almeida dos Reis, Maria Anna  
Caracterização da rocha geradora do Cenomaniano-Turoniano da Bacia do Espírito Santo através da integração de dados geoquímicos de rocha e de perfilagem geofísica de poços / Maria Anna Abreu de Almeida dos Reis ; Antonio Fernando Menezes Freire, orientador. Niterói, 2018.  
180 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018.

1. Rocha geradora. 2. Geoquímica orgânica. 3. Perfilagem de poço. 4. Inversão sísmica. 5. Produção intelectual. I. Título II. Menezes Freire, Antonio Fernando, orientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.

CDD -

## AGRADECIMENTOS

Essa dissertação de mestrado é o resultado do suporte e encorajamento de diversas pessoas, no âmbito pessoal e profissional, que muito contribuíram durante o percurso e a conclusão deste trabalho. Gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos a todos que de alguma forma colaboraram, direta ou diretamente. Em especial:

À Petrobras, pela oportunidade de aperfeiçoamento profissional.

À Universidade Federal Fluminense e seus professores, pela difusão do conhecimento e pelas valorosas discussões científicas.

À ANP, pela liberação dos dados solicitados.

À minha família, meu porto seguro, e aos amigos, cuja paciência, apoio e amor foram e são primordiais diariamente.

Ao orientador, prof. Fernando Freire, e coorientadores, Dr. Henrique Penteadó e Dr. Rogério Santos, por terem aceitado me guiar ao longo deste trabalho e pelas importantes discussões, revisões e sugestões durante o desenvolvimento do projeto de pesquisa.

À banca examinadora, prof. Wagner Lupinacci e Dr. Laury Araújo, pelo tempo dedicado à revisão e avaliação deste trabalho.

Ao prof. Luiz Gamboa, pelo encorajamento e orientação inicial no mestrado.

Ao Laury Araújo e ao André Calazans, que me apoiaram desde o princípio e colaboraram com inúmeras sugestões, discussões teóricas e técnicas profícuas, incansáveis e essenciais.

Aos colegas de trabalho da MSP, ao Mathieu Ducros, ao Caio Graco, à Carla Araujo, ao Marcelo Brasil, ao Cesar Ribeiro, ao Kauê Cardel, ao Talles Silva, à Stephanie Salles, ao Cristiano Nunes, ao Danilo Domingos, à Taíssa Menezes e ao Franco Pezzini, pelo apoio e pela colaboração.

À equipe do Laboratório de Geoquímica do CENPES, pelo compartilhamento do conhecimento técnico nas diversas competências da Geoquímica Orgânica.

À equipe de desenhistas da Petrobras, pela confecção cuidadosa de algumas figuras presentes na Introdução deste trabalho.

## RESUMO

A integração de dados geoquímicos de amostras de rocha com dados de perfilagem geofísica de poços permitiu identificar e caracterizar a riqueza orgânica, a qualidade e a evolução térmica dos intervalos geradores do Cenomaniano-Turoniano (Formação Urucutuca) de uma área *offshore* da Bacia do Espírito Santo. Na área de estudo, este intervalo é composto predominantemente por matéria orgânica tipo II/III e, embora prevaleçam baixos conteúdo orgânico e potencial gerador (média de 1,39 % de carbono orgânico total e  $S_2$  de 6,99 mg HC/g rocha, respectivamente), localmente foram identificadas maiores riquezas orgânicas com Carbono Orgânico Total (COT) de até 9,40% e  $S_2$  de até 59,27 mg HC/g rocha. Utilizando-se dados de análises de COT e de Pirólise Rock-Eval, foi interpretado que o evento anóxico do Cenomaniano-Turoniano (Evento Oceânico Anóxico 2) tenha sido pouco expressivo na área de estudo. O estudo de séries naturais possibilitou a definição do topo da zona madura (soterramento de 2900 m), correspondente a uma  $T_{max}$  de 440°C, e de expulsão de petróleo (soterramento 3100 m) do intervalo analisado. A análise da influência do conteúdo orgânico nos diferentes perfis geofísicos de poços, estimado de modo contínuo em profundidade através dos métodos  $\Delta\log R$  e CARBOLOG calibrados com os dados mensurados em rocha, mostraram tendências proporcionais ao aumento do COT nos perfis de raios gama natural, densidade, neutrão e sônico, com exceção do perfil de resistividade, que está correlacionado com a maturação térmica. Com o intuito de avaliar o potencial da identificação e da caracterização da rocha geradora em dados sísmicos de reflexão, buscou-se compreender a influência da riqueza orgânica nas propriedades elásticas da rocha geradora através de análises de impedância das ondas compressional e cisalhante, e da variação da amplitude desses intervalos com o aumento do ângulo de incidência pela análise de AVO (ou AVA). Os resultados apontam para um bom potencial de identificação de rochas geradoras ricas em conteúdo orgânico (COT acima de 2%) e espessas através de dados sísmicos pré- e pós-empilhamento, devendo-se integrar diferentes metodologias e atributos sísmicos para dirimir a ocorrência de ambiguidades na interpretação dessas rochas.

**Palavras-chave:** Rocha geradora. Cenomaniano-Turoniano. Perfilagem geofísica de poços. Métodos  $\Delta\log R$  e CARBOLOG. Impedância elástica. AVO.

## ABSTRACT

The integration of geochemical data of rock samples with geophysical log data allowed to identify and characterize the organic richness, quality and thermal evolution of the Cenomanian-Turonian (Urucutuca Formation) source rock of an offshore area of the Espírito Santo Basin (Brazil). In the study area, it is composed predominantly of organic matter type II/III and, although low organic content and potential prevail (average of 1.39% of total organic carbon - TOC and  $S_2$  of 6.99 mg HC/g rock, respectively), locally greater organic richness with TOC up to 9.40% and  $S_2$  up to 59.27 mg HC/g rock were identified. Using data from TOC and Rock-Eval Pyrolysis analyses, the Cenomanian-Turonian anoxic event (Ocean Anoxic Event 2) was interpreted as not being expressive in the study area. The study of natural series allowed the definition of the top of the oil window (2900 m burial), corresponding to a  $T_{max}$  of 440°C, and top of the expulsion of petroleum (3100 m burial) of the analyzed interval. The analysis of the influence of the organic content, estimated continuously in depth through the methods  $\Delta\log R$  and CARBOLOG calibrated with the data measured, on the different in rock geophysical logs, showed trends proportional to the increase of the TOC, except for the resistivity log, which is correlated with thermal maturation. In order to evaluate the potential of source rock identification and characterization in seismic reflection data, it was sought to understand the influence of organic richness on the elastic properties of the source rock through analyses of compressional and shear wave impedance and the amplitude variation with increasing angle of incidence by AVO (or AVA) analysis. The results point to a good potential for identification of organic rocks rich in organic content (TOC above 2%) and thickness through pre- and post-stack seismic data. It is recommended that different seismic methods and attributes must be integrated to diminish the occurrence of ambiguities in the interpretation of source rocks.

**Keywords:** Source rock. Cenomanian-Turonian. Geophysical log.  $\Delta\log R$  and CARBOLOG methods. Elastic impedance. AVO.

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Alguns controles no conteúdo de carbono orgânico total de sedimentos marinhos e suas inter-relações (Modificado de Tyson, 1995). .....	30
Tabela 2: Fatores de conversão para o cálculo da matéria orgânica total a partir do conteúdo orgânico total (COT). Modificado de Tissot e Welte (1978). .....	55
Tabela 3: Parâmetros geoquímicos que descrevem o tipo de querogênio (qualidade) e características dos produtos expulsos. Os parâmetros são aproximações baseadas em rochas geradoras imaturas. IH: índice de hidrogênio. Modificado de Peters e Cassa (1994). .....	59
Tabela 4: Parâmetros geoquímicos de matéria orgânica que descrevem o potencial petrolífero de uma rocha geradora imatura. COT: carbono orgânico total. Modificado de Peters e Cassa (1994). .....	60
Tabela 5: Alguns parâmetros geoquímicos que descrevem o nível de maturação térmica da rocha geradora. Modificado de Peters e Cassa (1994). Ro: reflectância da vitrinita. ....	60
Tabela 6: Variações do intercepte e do gradiente segundo Castagna e Swan (1997). .....	85
Tabela 7: Propriedades elásticas de alguns minerais e do querogênio (modificado de Li <i>et al.</i> , 2015; Qin, 2013 e Qian, 2013). .....	88
Tabela 8: Produção acumulada nas áreas de mar e terra da bacia do Espírito Santo (Ministério de Minas e Energia, 2017). .....	96
Tabela 9: Faixa de valores mínimo, máximo e médio para as amostras (incluindo as contaminadas) de carbono orgânico total (COT, %), resíduo insolúvel (RI, %), S <sub>1</sub> (mg HC/g rocha), S <sub>2</sub> (mg HC/g rocha), S <sub>3</sub> (mg CO <sub>2</sub> /g rocha), S <sub>1</sub> /COTx100 (mg HC/g COT), índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT), índice de oxigênio (IO, mg CO <sub>2</sub> /g COT) e Tmax (°C) do Cenomaniano-Turoniano. ....	109
Tabela 10: Faixa de valores mínimo, máximo e médio para as amostras não contaminadas (ou com baixa contaminação) de carbono orgânico total (COT, %), resíduo insolúvel (RI, %), S <sub>1</sub> (mg HC/g rocha), S <sub>2</sub> (mg HC/g rocha), S <sub>3</sub> (mg CO <sub>2</sub> /g rocha), S <sub>1</sub> /COTx100 (mg HC/g COT), índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT), índice de oxigênio (IO, mg CO <sub>2</sub> /g COT) e Tmax (°C) do Cenomaniano-Turoniano. ....	109



Tabela 11: Valores dos polos da matéria orgânica (sônico compressional, DT <sub>mo</sub> em $\mu\text{s}/\text{pé}$ ) e da argila (sônico compressional, DT <sub>argila</sub> em $\mu\text{s}/\text{pé}$ e resistividade, $1/\sqrt{R_{\text{argila}}}$ em $\text{ohm.m}^{-1}$ ). Os poços foram ordenados segundo o aumento do soterramento. ....	121
Tabela 12: Valores de resistividade (R, ohm.m), sônico compressional (DT, $\mu\text{s}/\text{pé}$ ) e nível de metamorfismo orgânico (LOM) utilizados para a calibração dos dados de carbono orgânico total mensurados. ....	124
Tabela 13: Quadro resumo por poço das isólitias de pelitos total (folhelho, folhelho síltico e siltito) e dos intervalos correspondentes a essas litologias contendo carbono orgânico total (COT) superiores a 0,5% e a 1% calculados pelos métodos CARBOLOG e $\Delta\log R$ (N.C.: não calculado).....	129

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Esquema de bioprodutividade marinha autóctone (fitoplâncton, zooplâncton e bactérias) e alóctone (plantas terrestres).....	31
Figura 2: Produtividade primária (mg C/m <sup>2</sup> ) nos oceanos atuais com base em estimativas da concentração de clorofila na superfície das águas. Fonte: <a href="http://www.seos-project.eu/modules/oceancolour/oceancolour-c02-p04.html">http://www.seos-project.eu/modules/oceancolour/oceancolour-c02-p04.html</a> , NASA.....	32
Figura 3: Distribuição do carbono orgânico (% m/m) na camada sedimentar superior (0 - 5 cm) do substrato deposicional dos oceanos atuais. As maiores concentrações se encontram nas regiões de plataforma (ALLEN e ALLEN, 2005).....	32
Figura 4: Destino das 26,2 x 10 <sup>9</sup> toneladas de produção anual de carbono orgânico (C <sub>org</sub> ) nos oceanos. Cerca de 0,4% são preservados nos mares de plataforma e assoalhos oceânicos. Modificado de Allen e Allen (2005). ....	33
Figura 5: Comparação entre as condições de preservação e oxidação da matéria orgânica em ambientes óxicos e anóxicos. Modificado de Allen e Allen (2005).....	34
Figura 6: a) Esquema da influência da taxa de sedimentação na preservação da matéria orgânica (modificado de Dembicki, 2016); b) Porcentagem em massa de carbono orgânico (%COT) <i>versus</i> taxa de sedimentação em ambientes deposicionais diversificados (modificado de Hedges e Keil, 1995). ....	35
Figura 7: Preservação ou destruição da matéria orgânica em sedimento recente. No caso de rochas argilosas finas ou lama carbonática (figura superior), a água nos poros se torna um microambiente quase fechado, onde não há circulação de oxigênio e condições anaeróbicas são estabelecidas rapidamente, inicialmente em escala microscópica e posteriormente em escala macroscópica. Em uma areia porosa depositada em um ambiente aeróbico (figura inferior), a circulação de água contendo oxigênio dissolvido resulta na destruição da matéria orgânica. Modificado de Tissot e Welte (1984). ....	36
Figura 8: Modelos simplificados de deposição de folhelhos negros. A) modelo de oceano estagnado e B) modelo de camada de mínimo oxigênio. Modificado de Takashima <i>et al.</i> (2006). ....	38

Figura 9: Distribuição dos ambientes deposicionais e extensão da anoxia da coluna d'água ao longo do Cretáceo nas bacias do Atlântico. Em alguns locais, as condições anóxicas eram intermitentes. Modificado de Brownfield e Charpentier (2006). .....	39
Figura 10: Mapa paleogeográfico simplificado do Atlântico Sul durante o Cenomaniano-Turoniano sugestivo da influência de evento anóxico, indicado pelas áreas onde as condições euxínicas da coluna d'água provavelmente eram frequentes e prolongadas. Em preto estão marcados os poços do DSDP/ODP, onde se constataram folhelhos negros ricos em matéria orgânica. Modificado de Jenkyns (2010). .....	42
Figura 11: Reconstrução paleogeográfica do proto-oceano Atlântico do Cenomaniano Superior (~ 94 Ma) com a localização de algumas seções do Cenomaniano/Turoniano. P= Pueblo, Colorado, EUA; E= Eastbourne, Sussex, Inglaterra; Poços do DSDP ( <i>Deep Sea Drilling Program</i> ) 367, 1261 e 530A. As faixas em azul representam as regiões inundadas e as pretas as linhas de costa atuais. As regiões em verde representam os continentes. Os diagramas em barra indicam a diferença nas taxas de acumulação de massa de carbono orgânico ( $TAM_{C_{org}}$ em $g/m^2.ano$ ) estimadas antes (barras cinzas) e durante o intervalo do evento oceânico anóxico do Cenomaniano-Turoniano (OAE C-T, barras pretas). Modificado de Forster <i>et al.</i> (2008). .....	43
Figura 12: Distribuição de folhelhos negros e/ou sedimentos com aumento do conteúdo de carbono orgânico durante o OAE 2. Modificado de Takashima <i>et al.</i> (2006) com a incorporação dos dados publicados por Mello <i>et al.</i> (1989) e Ribeiro (2011). .....	43
Figura 13: Reconstituição dos ambientes deposicionais relacionados com variação da extensão da camada de mínimo oxigênio durante o evento oceânico anóxico do Cenomaniano-Turoniano, no caso exemplificado dos poços DSDP 364 e 530 ( $C_{org}$ : carbono orgânico). Modificado de Jacquin e Graciansky (1988). .....	45
Figura 14: Curva de variação do nível de base indicando os eventos relativos às transgressões e regressões da linha de costa, responsáveis pela formação das superfícies que delimitam os tratos de sistemas. Os tratos de sistemas foram definidos segundo Hunt e Tucker (1992). TSMA: trato de sistemas de mar alto; TST: trato de sistemas transgressivo; TSMB: trato de sistemas de mar baixo; TSEQ: trato de sistemas de estágio de queda; A (-): acomodação negativa. Modificado de Catuneanu <i>et al.</i> (2009). .....	50
Figura 15: Relação das superfícies estratigráficas e tratos de sistemas (TSMA: trato de sistemas de mar alto; TST: trato de sistemas transgressivo; TSMB: trato de sistemas de mar	

baixo) com as características da matéria orgânica. COT: carbono orgânico total; IH: índice de hidrogênio; MOT: matéria orgânica terrestre; ID: índice de degradação (quantidade de fitoclastos bem preservados em relação aos fitoclastos altamente degradados). Modificado de Mann e Zweigel (2008), baseado em Pasley <i>et al.</i> (1993). .....	50
Figura 16: Sucessão hipotética ilustrando a distribuição estratigráfica de rochas ricas em matéria orgânica em três localizações paleogeográficas diferentes na bacia. Assumem-se condições anóxicas na base de todas as clinofórmulas. COT: Carbono Orgânico Total (%); TSMB: trato de sistema de mar baixo; TST: trato de sistema transgressivo; TSMA: trato de sistema de mar alto. Modificado de Creaney e Passey (1993). .....	52
Figura 17: Esquema dos tipos de querogênio segundo a composição elementar e os principais produtos resultantes da evolução térmica. Modificado de Tissot e Espitalié (1975). .....	56
Figura 18: Figuras esquemáticas dos tipos de estruturas dos querogênios tipo a) I, b) II e c) III. As linhas representam as cadeias alifáticas, as estruturas naftênicas são representadas por polígonos cinza claro e as estruturas aromáticas estão representadas pelos polígonos cinza escuro. O: oxigênio; OH: ácido carboxílico. Modificado de Behar e Vandembroucke (1987), <i>apud</i> Dembicki (2016). .....	57
Figura 19: Esquema de geração de hidrocarbonetos em função da profundidade e da temperatura. Modificado de Tissot <i>et al.</i> (1974). .....	58
Figura 20: Diagramas esquemáticos a) tipo van Krevelen (ESPITALIÉ <i>et al.</i> , 1977) e b) IH-Tmax (ESPITALIÉ <i>et al.</i> , 1986). Modificado de Espitalié <i>et al.</i> (1986). Onde IH: índice de hidrogênio; IO: índice de oxigênio; Tmax: temperatura de máxima geração de hidrocarbonetos. As linhas contínuas representam as tendências de matéria orgânica tipos I, II ou III, e as linhas tracejadas representam os limites imaturo-janela de geração de óleo e gás para cada tipo de matéria orgânica. ....	61
Figura 21: Respostas dos perfis resistividade, sísmico, densidade e neutrão referentes aos principais componentes das rochas sedimentares. Cortesia de Renaud Traby, modificado de Carpentier <i>et al.</i> (1991). .....	63
Figura 22: Comparação entre as profundidades de investigação e resolução de diferentes tipos de perfis: de resistividade (perfil de indução e lateralog), radioatividade (neutrão, raios gama e densidade) e acústico (sísmico). Modificado de <a href="https://www.spec2000.net/01-resdesc.htm">https://www.spec2000.net/01-resdesc.htm</a> . ...	63

Figura 23: Valores de carbono orgânico total (COT %) para um intervalo de 2,5 pés (0,8 m) da Fm. Niobara (Estados Unidos). Modificado de Tanck (1997). .....	64
Figura 24: Correlação entre raios gama (API) e carbono orgânico total (COT, %) a partir de dados do Mar do Norte. Modificado de Dembicki (2016). .....	65
Figura 25: Relação teórica entre a densidade do folhelho (2,70 g/cm <sup>3</sup> ) e o conteúdo de carbono orgânico (1,05 g/cm <sup>3</sup> ) típico para o <i>oil shale</i> Green River (Estados Unidos). Modificado de Fertl <i>et al.</i> (1986). .....	67
Figura 26: Correlação entre a reflectância da vitrinita (Ro %) e a resistividade de amostras de uma zona específica da formação Niobrara, na Bacia de Denver. Modificado de Smagala <i>et al.</i> (1984) <i>apud</i> Dembicki (2016). .....	69
Figura 27: Figura esquemática dos componentes sólidos (matriz e matéria orgânica) e líquidos que compõem os poros (água, óleo e/ou gás) em rochas não geradoras e rochas geradoras imaturas e maduras. Modificado de Passey <i>et al.</i> (1990). .....	70
Figura 28: Relação entre o nível de metamorfismo orgânico (LOM) com a reflectância da vitrinita (%). Modificado de Passey <i>et al.</i> (2010). .....	71
Figura 29: Esquema para a interpretação de feições observadas na sobreposição dos perfis sônico ( $\Delta T$ ) e resistividade (R) escalados. Em verde estão destacados os intervalos de rocha geradora. Modificado de Passey <i>et al.</i> (1990). .....	72
Figura 30: Efeitos da água da formação, argila e matéria orgânica na resposta dos perfis sônico e de densidade, e a posição dos polos de referência. MO: matéria orgânica (Modificado de Carpentier <i>et al.</i> , 1991). .....	74
Figura 31: Obtenção do COT através do <i>crossplot</i> dos perfis de resistividade e sônico (cortesia de Renaud Traby). .....	75
Figura 32: Raios refletido e transmitido associados com a incidência de um raio normal a uma interface de contraste de impedância acústica. Fonte: Modificado de Kearey <i>et al.</i> , 2002. ....	78
Figura 33: Ondas P e S refletidas e refratadas geradas a partir de uma onda P incidente obliquamente em uma interface de contrastes de impedância acústica. Fonte: Kearey <i>et al.</i> (2002). .....	79

Figura 34: Classes de AVO a) no gráfico Intercepte <i>versus</i> Gradiente e b) segundo a variação do coeficiente de reflexão com o aumento do ângulo de incidência. Modificado de Castagna e Swan (1997).....	85
Figura 35: Relação entre as velocidades compressional ( $V_p$ , m/s) e cisalhante ( $V_s$ , m/s) com o aumento do conteúdo orgânico (L/t). Modificado de Mraz <i>et al.</i> (1983).....	87
Figura 36: Impedância acústica em relação à profundidade para argilitos de doze poços das Formações Lange, Spekk e Melke (Mar da Noruega). A porcentagem de carbono orgânico total foi calculada a partir de dados de perfis de poços, utilizando-se o método de Passey <i>et al.</i> (1990). Modificado de Loseth <i>et al.</i> (2011). ....	89
Figura 37: Perfil de densidade (RHOB, g/cm <sup>3</sup> ) e de carbono orgânico total (COT, %) e seção sísmica <i>near</i> . A: Formação Spekk no Mar do Norte. B: Formação Hekkingen no Mar de Barents. O perfil de COT suavizado se correlaciona com a resposta sísmica de tal forma que o aumento para cima do COT no perfil A possui a maior amplitude (negativa) no topo, enquanto o perfil de COT B que aumenta para baixo possui a maior amplitude (positiva) na base. Modificado de Loseth <i>et al.</i> (2011). ....	89
Figura 38: Respostas sísmicas do topo (A) e da base (B) de uma rocha geradora. A resposta sísmica do topo é uma amplitude forte negativa em um dado sísmico com fase zero e com polaridade normal (padrão SEG). A amplitude diminui com o <i>offset</i> ou ângulo de incidência. Modificado de Gading <i>et al.</i> (2012). ....	90
Figura 39: Gráfico Intercepte <i>versus</i> Gradiente para um modelo de duas camadas consistindo em uma rocha não geradora sobrejacente a uma rocha geradora. Variação com o aumento do carbono orgânico total (COT) para uma rocha geradora rica em sílica (laranja) e rica em argila (cinza). A rocha sobrejacente possui conteúdos diferentes de argila ( $V_{arg}$ ): 60% (linha sólida), 65% (linha tracejada) e 70% (linha pontilhada). Modificado de Zhu <i>et al.</i> (2011).....	91
Figura 40: A) Seção sísmica. B) Seção de impedância acústica (IA) invertida. C) Seção invertida para carbono orgânico total (COT). Modificado de Loseth <i>et al.</i> (2011). ....	91
Figura 41: Mapa de carbono orgânico total (COT, %) médio do intervalo Eagle Ford (Texas) calculado através da inversão elástica. Modificado de Hu <i>et al.</i> (2015). ....	92
Figura 42: Área de estudo, com destaque para a localização aproximada dos poços utilizados neste trabalho. Fonte: SIGEO (Sistema Integrado de Geologia e Geofísica), Petrobras. ....	94

Figura 43: Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo. O Cenomaniano-Turoniano foi ressaltado em vermelho. Modificado de França <i>et al.</i> (2007). .....	95
Figura 44: Fluxograma dos métodos do projeto de pesquisa (m.o.: matéria orgânica).....	98
Figura 45: Área de estudo, com destaque para a localização aproximada dos poços utilizados neste trabalho. ....	99
Figura 46: Ciclo de análises e registros obtidos pela Pirólise Rock-Eval. Modificado de Tissot e Welte (1978). ....	102
Figura 47: Exemplos de pirogramas resultantes da Pirólise Rock-Eval: a) de uma amostra não contaminada e b) de uma amostra altamente contaminada por fluido de perfuração à base de óleo. ....	103
Figura 48: Modelo convolucional de um traço sísmico. Modificado de Piauilino (2014). ....	106
Figura 49: Pulso Ricker com fase zero e frequência central de 20 Hz. ....	107
Figura 50: Pulso Ricker com fase integrada e frequência central de 20 Hz. ....	107
Figura 51: Mapa com a proporção litológica do Cenomaniano-Turoniano referente aos poços utilizados neste trabalho. A linha preta corresponde à posição aproximada da linha de costa atual. A linha tracejada azul representa a posição aproximada da cota batimétrica de -1500 m. Os círculos em preto correspondem aos poços nos quais não há registro de sedimentos pertencentes a este intervalo (poços N, O, P). Para os outros poços, o tamanho do círculo é proporcional à espessura do intervalo e as cores representam as diferentes litologias. ....	108
Figura 52: Gráficos de carbono orgânico total (COT, %), resíduo insolúvel (RI, %), índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT), S <sub>1</sub> (mg HC/g rocha), S <sub>2</sub> (mg HC/g rocha), S <sub>3</sub> (mg CO <sub>2</sub> /g rocha) e Tmax (°C) em função do soterramento do Cenomaniano-Turoniano. As cores representam os limites propostos por Peters e Cassa (1994) e, no caso do resíduo insolúvel, Menezes (2015). ....	110
Figura 53: Carbono orgânico total (COT, %) <i>versus</i> índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT) de a) amostras laterais e b) amostras de calha. ....	111
Figura 54: Diagrama tipo van Krevelen (ESPITALIÉ <i>et al.</i> , 1977) das amostras do Cenomaniano-Turoniano. ....	111

Figura 55: Diagrama genérico IH-Tmax (ESPITALIÉ <i>et al.</i> , 1986) das amostras do Cenomaniano-Turoniano. Os limites imaturo-óleo e óleo-gás, do Tmax, para querogênios tipos II e III, foram modificados de acordo com Peters e Cassa (1994).....	112
Figura 56: Carbono orgânico total (COT, %), índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT), S <sub>1</sub> /COT x 100 (mg HC/g COT) e Tmax (°C) em função do soterramento do Cenomaniano-Turoniano. Analisando-se o decréscimo do COT e do IH e o aumento do S <sub>1</sub> /COT, foi possível estimar o topo da zona madura em aproximadamente 2900 m de soterramento, que equivale a um Tmax de cerca de 440 °C. Com o decréscimo do S <sub>1</sub> /COT, estimou-se a profundidade de expulsão em aproximadamente 3100 m. ....	113
Figura 57: Correlações entre a) carbono orgânico total (COT, %) e índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT), b) carbono orgânico total (COT, %) e resíduo insolúvel (RI, %) e c) índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT) e resíduo insolúvel (RI, %) para as amostras imaturas (soterramento < 2900 m) do Cenomaniano-Turoniano. r: coeficiente de correlação.....	114
Figura 58: Figura esquemática das condições paleoambientais durante a deposição da rocha geradora do Cenomaniano-Turoniano nos poços utilizados nesse trabalho. Os precursores orgânicos estão representados como pequenos círculos pretos (marinha) e brancos (continental) nos corpos aquosos. A oxigenação da coluna d'água, durante este intervalo, variou ao longo do tempo e do espaço. O símbolo vermelho representa a ausência de registro deste intervalo (poços N, O e P). ....	116
Figura 59: Dados de perfis de poços e de geoquímica orgânica em função do soterramento para o poço D: caliper, raios gama total, litologia, carbono orgânico total (amostra lateral), Tmax (amostra lateral), resistividade, neutrão, densidade, sônico compressional, sônico cisalhante e raios gama espectral (urânio, tório e potássio). As setas indicam as tendências das principais alterações observadas nos perfis em função da ocorrência de rochas geradoras...	117
Figura 60: Dados de perfis de poços e de geoquímica orgânica em função do soterramento para o poço F: caliper, raios gama total, litologia, carbono orgânico total (amostra lateral), Tmax (amostra lateral), resistividade, neutrão, densidade, sônico compressional, sônico cisalhante. As setas indicam as tendências das principais alterações observadas nos perfis em função da ocorrência de rochas geradoras. ....	118
Figura 61: Dados de perfis de poços e de geoquímica orgânica em função do soterramento para o poço D: litologia, carbono orgânico total (amostra lateral), índice de hidrogênio (amostra lateral), raios gama total, raios gama espectral de urânio, raios gama espectral de	



tório, raios gama espectral de potássio e razão entre os raios gama espectral de urânio/tório. As profundidades das amostras estão delimitadas por linhas vermelhas tracejadas. As setas em vermelho indicam as sequências de trato de sistemas transgressivo (TST), culminando numa superfície de inundação máxima (SIM), e trato de sistemas de mar alto (TSMA). .....	119
Figura 62: Dados de litologia, carbono orgânico total (COT, %) e índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT) de amostras laterais (vermelho) e amostras de calha (azul) e raios gama total (RG, °API) em função do soterramento para o poço B. ....	120
Figura 63: Gráfico 1/Resistividade <i>versus</i> DT, ilustrando, em verde claro, as amostras dos perfis de todos os poços e, em verde escuro, as amostras do poço G. As amostras correspondentes a arenitos se posicionam fora do triângulo formado pelos polos de argila, matriz e matéria orgânica, resultando, por conseguinte, em COTs nulos para as profundidades correspondentes. ....	122
Figura 64: Correlação entre o carbono orgânico total medido em laboratório (COT, %) e calculado pelo método CARBOLOG, com coeficiente de correlação (r) de 0,66. ....	122
Figura 65: Calibração do carbono orgânico total medido (Lab, %) no poço B (pontos pretos) através do método $\Delta\log R$ (curva tracejada verde). A separação $\Delta\log R$ entre as curvas de resistividade (Res em $\Omega.m$ , verde) e sônico compressional (DT em $\mu s/pé$ , vermelho) está representada na cor verde no interior das duas curvas. ....	123
Figura 66: Correlação entre o carbono orgânico total medido em laboratório (COT, %) e calculado pelo método $\Delta\log R$ , com coeficiente de correlação (r) de 0,52. ....	124
Figura 67: Gráfico de COT (%) calculado pelo $\Delta\log R$ em relação ao calculado pelo CARBOLOG. ....	125
Figura 68: Calibração das amostras do poço B através dos métodos CARBOLOG (preto) e $\Delta\log R$ (verde). Observa-se que as amostras de calha (azul) foram melhor calibradas, enquanto os altos valores de COT das amostras laterais (vermelho) foram subestimados. ....	126
Figura 69: Comparação entre o carbono orgânico total (COT, %) calculado pelos métodos $\Delta\log R$ e CARBOLOG para um intervalo com intercalações de arenitos e folhelhos do poço G. Devido às características de alta resistividade e sônico para os arenitos desse intervalo, pelo $\Delta\log R$ calcularam-se valores de COT correspondentes, enquanto pelo CARBOLOG obtiveram-se valores nulos. ....	127

Figura 70: Comparação entre o carbono orgânico total (COT em %) calculado no poço G pelo método a)  $\Delta\log R$ , com a separação (em verde) entre as curvas de resistividade (Res em  $\Omega.m$ , vermelho) e sônico compressional (DT em  $\mu s/pé$ , azul) tanto para as litologias arenito (amarelo) como folhelho (verde); e b) CARBOLOG através do gráfico 1/Resistividade *versus* DT, ilustrando-se, em verde claro, as amostras de todos os poços e em verde escuro as amostras do poço G. As amostras correspondentes a arenitos se posicionam fora do triângulo formado pelos polos, resultando, por conseguinte, em valores de COT nulos para as profundidades correspondentes. .... 128

Figura 71: Mapa representando as isólitias calculadas do Cenomaniano-Turoniano com conteúdo orgânico  $>0,5\%$ , estimado pelo método CARBOLOG (Tabela 13), nos poços estudados (círculos em preto, com tamanho proporcional à isólitia). Os círculos em branco correspondem aos poços onde não foi registrado o intervalo gerador, e os círculos em vermelho aos poços onde não foi possível estimar o conteúdo orgânico pelos métodos CARBOLOG e  $\Delta\log R$ . A linha preta corresponde à posição aproximada da linha de costa atual. A linha tracejada azul representa a posição aproximada da cota batimétrica de -1500 m. .... 129

Figura 72: Mapa representando as isólitias calculadas do Cenomaniano-Turoniano com conteúdo orgânico  $>1\%$ , estimado pelo método CARBOLOG (Tabela 13; círculos com tamanho proporcional à isólitia), a) o COT médio ( $>1\%$ ) estimado pelo método CARBOLOG e b) a maturação térmica. Os círculos em preto correspondem aos poços onde não foi registrado o intervalo gerador, e os círculos em branco aos poços onde não foi possível estimar o conteúdo orgânico. A linha preta corresponde à posição aproximada da linha de costa atual. A linha tracejada azul representa a posição aproximada da cota batimétrica de -1500 m. .... 130

Figura 73: Carbono orgânico total mensurado em laboratório (COT, %) *versus*  $S_2$  (mg HC/g rocha) e ajuste de reta para obtenção da curva de  $S_2$  a partir do perfil de COT..... 130

Figura 74: Exemplo de cálculo do  $S_2$  (mg HC/g rocha) obtido pela correlação da Figura 71 e comparação com os dados medidos no poço B. .... 131

Figura 75: Gráfico dos valores de raios gama total (RG,  $^{\circ}API$ ) do perfil *versus* carbono orgânico total (COT, %) estimado através do método CARBOLOG. Notam-se duas tendências distintas (A e B) de aumento de RG com o aumento do COT. .... 132

Figura 76: Gráfico dos valores de carbono orgânico total (COT, %) estimados através do método CARBOLOG <i>versus</i> raios gama espectral de a) urânio (U, ppm), b) tório (Th, ppm) e c) potássio (K, %) para os poços L e D. ....	133
Figura 77: Perfis de litologia, caliper, carbono orgânico total (COT, %) e raios gama (RG, °API) em função do soterramento. A coluna de COT contempla os dados mensurados em amostras laterais e a curva calculada pelo método CARBOLOG. ....	134
Figura 78: Gráfico dos valores de densidade (g/cm <sup>3</sup> ) do perfil <i>versus</i> carbono orgânico total (COT, %) estimado através do método CARBOLOG. ....	135
Figura 79: Gráfico dos valores de porosidade neutrão do perfil (NPHI, %) <i>versus</i> carbono orgânico total (COT, %) estimado através do método CARBOLOG. ....	135
Figura 80: Ajuste exponencial do perfil sônico cisalhante (DTS, μs/pé) em função do compressional (DTP, μs/pé) para o Cenomaniano-Turoniano. ....	136
Figura 81: Exemplo do poço B para comparação entre os perfis sônico cisalhante (S, μs/pé) medidos (preto), calculados pela relação exponencial obtida neste trabalho (vermelho) e calculada pela fórmula de Castagna <i>et al.</i> (1985; verde).....	138
Figura 82: Comparação entre os valores de sônico cisalhante (μs/pé) medido e calculado segundo Castagna <i>et al.</i> (1985) (a) e segundo a regressão exponencial obtida nessa dissertação (b). As cores correspondem ao carbono orgânico total (COT, %). ....	138
Figura 83: Perfis sônico (μs/pé) compressional e cisalhante (medido e calculados segundo o ajuste exponencial e Castagna <i>et al.</i> , 1985), diferença entre os perfis sônico cisalhante calculado segundo Castagna <i>et al.</i> (1985) e medido, e o carbono orgânico total (COT) medido e calculado pelo método CARBOLOG para o poço B. Nota-se forte similaridade entre as curvas de diferença e de COT.....	139
Figura 84: Gráfico dos valores de sônico a) compressional (DTP, μs/pé) e b) cisalhante (DTP, μs/pé) <i>versus</i> carbono orgânico total (COT, %) estimado através do método CARBOLOG. ....	139
Figura 85: Gráfico dos valores de resistividade (Ω.m) do perfil <i>versus</i> carbono orgânico total (COT, %) estimado através do método CARBOLOG. ....	140
Figura 86: Gráficos, em relação ao soterramento, da impedância da onda P (a) - IP, m/s.g/cm <sup>3</sup> , e impedância da onda S (b) - IS, m/s.g/cm <sup>3</sup> . Os folhelhos ricos em matéria orgânica possuem	

impedâncias menores do que aqueles sem conteúdo orgânico para um mesmo soterramento. .....	142
Figura 87: Relação entre as impedâncias das ondas P (IP, m/s.g/cm <sup>3</sup> ) e S (IS, m/s.g/cm <sup>3</sup> ) utilizando-se todas as amostras entre 2200 e 4000 m (a), amostras com soterramento acima de 2400 m (b), amostras com soterramento entre 2400 e 3600 m (c) e amostras com soterramento acima de 3600 m (d). .....	143
Figura 88: Gráfico da razão $V_p/V_s$ versus carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %) utilizando-se todas as amostras entre 2200 e 4000 m (a), amostras com soterramento acima de 2400 m (b), amostras com soterramento entre 2400 e 3600 m (c), amostras com soterramento acima de 3600 m (d), amostras localizadas na porção sul da área de estudo (poços A, B, C, D e F) (e) e amostras localizadas na porção norte da área de estudo (poços F, G, H, I, J, K e L) (f). .....	144
Figura 89: Gráfico da diferença entre as impedâncias das ondas P e S (IP-IS, m/s.g/cm <sup>3</sup> ) versus razão $V_p/V_s$ para soterramentos entre 2400 e 3600 m. As retas correspondem a isovalores de conteúdo orgânico calculado pelo método CARBOLOG. ....	145
Figura 90: Traço sísmico sintético do poço B para frequências de 20 Hz (a) e 40 Hz (b) em função do tempo (ms). O tempo zero corresponde ao soterramento 2495 m. Em vermelho, foram identificados os topos e bases sísmicos do intervalo gerador. Em dados sísmicos de maior frequência é possível identificar variações do conteúdo orgânico no intervalo gerador. .....	146
Figura 91: Exemplo da variação da amplitude com o aumento do ângulo de incidência para o poço B. Perfis de carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %), Intercepte (I) e Gradiente (G) em função do soterramento (a). Variação da amplitude com o ângulo de incidência (b) para o topo sísmico do gerador demarcado em verde na Figura a. Variação da amplitude com o ângulo de incidência (c) para a base sísmica do gerador demarcada em preto na Figura a. ....	147
Figura 92: Sismograma sintético AVO do poço B gerado utilizando-se uma <i>wavelet</i> do tipo Ricker com frequência central de 20 Hz. ....	147
Figura 93: Gráfico de Intercepte versus Gradiente, com a identificação dos quadrantes, relacionado com o carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %) para todos os poços (a) e para os poços com predomínio de folhelhos e pouca intercalação	

com litologias com propriedades discrepantes – poços A, B, D, F, H, I e L (b). A tendência de fundo média está demarcada em vermelho..... 148

Figura 94: Gráfico de Intercepte *versus* Gradiente, com a identificação dos quadrantes, relacionado com o carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %) para todos os poços. A tendência de fundo média está demarcada em uma linha tracejada vermelha. O quadrado vermelho indica os valores de gradientes altos (maiores do que 0,01) e interceptes baixos (menores do que -0,005). ..... 149

Figura 95: Perfis de litologia, caliper, carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT,%), intercepte (I), gradiente (G) e desvio ortogonal em função do soterramento. Foram exemplificados três poços (B, A, K) com os resultados das seleções de gradientes maiores do que 0,01 e interceptes menores do que -0,005 no gráfico Intercepte *versus* Gradiente. As capturas foram demarcadas em vermelho na coluna de litologia e na coluna de COT (%). A definição para todos os poços se encontra no Apêndice 3. .... 150

Figura 96: Gráfico de Intercepte *versus* Gradiente, com a identificação dos quadrantes, relacionado com o carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %) para todos os poços. O quadrado vermelho indica os valores de intercepte altos (maiores do que 0,005) e de gradientes baixos (menores do que -0,01). ..... 151

Figura 97: Perfis de litologia, caliper, carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT,%), intercepte (I), gradiente (G) e desvio ortogonal em função do soterramento. Foram exemplificados três poços (B, A, K) com os resultados das seleções de gradientes menores do que -0,01 e interceptes maiores do que 0,005 no gráfico Intercepte *versus* Gradiente. As seleções foram demarcadas em vermelho na coluna de litologia e na coluna de COT (%). A definição para todos os poços se encontra no Apêndice 4. .... 151

Figura 98: Gráfico de Intercepte *versus* Gradiente, com a identificação dos quadrantes, utilizando o pulso integrado, relacionado com o carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %). O quadrado vermelho indica os valores de gradientes altos (maiores do que 0,005) e interceptes baixos (menores do que -0,005). ..... 152

Figura 99: Perfis de litologia, caliper e carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT,%) em função do soterramento. Foram exemplificados três poços (B, A, K) com os resultados das seleções de gradientes maiores do que 0,005 e interceptes menores do que -0,005 no gráfico Intercepte *versus* Gradiente. As seleções foram demarcadas em

vermelho na coluna de litologia e na coluna de COT (%). A definição para todos os poços se encontra no Apêndice 5. .... 152

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>26</b>
1.1	PRODUÇÃO, ACUMULAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA.....	29
1.1.1	PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA.....	30
1.1.2	PRESERVAÇÃO.....	32
1.1.3	ANOXIA VS. PRODUTIVIDADE: DEBATES SOBRE O PRINCIPAL CONTROLE NA PRESERVAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA DURANTE O CRETÁCEO .....	37
1.1.4	EVENTO OCEÂNICO ANÓXICO DO CENOMANIANO-TURONIANO (OAE 2) .....	42
1.2	A ROCHA GERADORA NA ABORDAGEM DA ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS .....	47
1.3	CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS GERADORAS.....	53
1.3.1	QUANTIDADE DE MATÉRIA ORGÂNICA A PARTIR DE MÉTODOS DIRETOS .....	54
1.3.2	QUANTIDADE DE MATÉRIA ORGÂNICA A PARTIR DE MÉTODOS INDIRETOS: ABORDAGEM GEOFÍSICA .....	61
1.4	ÁREA DE ESTUDO .....	93
1.4.1	A BACIA DO ESPÍRITO SANTO .....	93
1.4.2	OS SISTEMAS PETROLÍFEROS DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO .....	95
<b>2</b>	<b>MÉTODOS.....</b>	<b>98</b>
2.1.	ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA.....	98
2.1.1	PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS DE ROCHA GERADORA .....	99
2.1.2	DETERMINAÇÃO DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT).....	100
2.1.3	DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DA PIRÓLISE ROCK-EVAL.....	100
2.1.4	CONTROLE DE QUALIDADE DOS DADOS GEOQUÍMICOS .....	102
2.2	ANÁLISE DA ROCHA GERADORA ATRAVÉS DE PERFIS GEOFÍSICOS DE POÇOS .....	103
2.2.1	MÉTODO CARBOLOG® .....	104
2.2.2	MÉTODO $\Delta$ LOGR .....	105
2.2.3	INFLUÊNCIA DA MATÉRIA ORGÂNICA NOS DIFERENTES PERFIS .....	105

2.2.4 INFLUÊNCIA DA MATÉRIA ORGÂNICA NAS PROPRIEDADES ELÁSTICAS DA ROCHA.....	106
<b>3 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>108</b>
3.1 CARACTERIZAÇÃO DA ROCHA GERADORA ATRAVÉS DE DADOS GEOQUÍMICOS .....	108
3.2 IDENTIFICAÇÃO E POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO DA ROCHA GERADORA .....	117
3.3 QUANTIFICAÇÃO DO CONTEÚDO ORGÂNICO UTILIZANDO OS MÉTODOS CARBOLOG <sup>®</sup> E ΔLOGR .....	121
3.3.1 MÉTODO CARBOLOG <sup>®</sup> .....	121
3.3.2 MÉTODO ΔLOGR .....	123
3.3.3 COMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS ΔLOGR E CARBOLOG <sup>®</sup> .....	124
3.4 INFLUÊNCIA DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL NOS PERFIS GEOFÍSICOS DE POÇOS .....	131
3.4.1 RAIOS GAMA NATURAL.....	131
3.4.2 DENSIDADE.....	134
3.4.3 NEUTRÃO.....	135
3.4.4 SÔNICO.....	136
3.4.5 RESISTIVIDADE.....	140
3.5 INFLUÊNCIA DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL NAS PROPRIEDADES ELÁSTICAS DA ROCHA GERADORA.....	140
<b>4 CONCLUSÕES.....</b>	<b>154</b>
<b>5 RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>158</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>160</b>
<b>APÊNDICE 1 - CÁLCULO DO VOLUME DE MATÉRIA ORGÂNICA PELO CARBOLOG.....</b>	<b>171</b>
<b>APÊNDICE 2 - RESULTADOS DO CÁLCULO DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT) ATRAVÉS DOS MÉTODOS ΔLOGR E CARBOLOG<sup>®</sup>.....</b>	<b>173</b>



<b>APÊNDICE 3 - IDENTIFICAÇÃO DO TOPO DOS INTERVALOS GERADORES ATRAVÉS DA ANÁLISE DE AVO (PULSO FASE ZERO) .....</b>	<b>175</b>
<b>APÊNDICE 4 - IDENTIFICAÇÃO DA BASE DOS INTERVALOS GERADORES ATRAVÉS DA ANÁLISE DE AVO (PULSO FASE ZERO) .....</b>	<b>177</b>
<b>APÊNDICE 5 - IDENTIFICAÇÃO DOS INTERVALOS GERADORES RICOS EM CARBONO ORGÂNICO ATRAVÉS DA ANÁLISE DE AVO (PULSO FASE INTEGRADA) .....</b>	<b>179</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Na prospecção de petróleo, a capacidade de predição de ocorrência de rocha geradora e de sua qualidade em uma bacia sedimentar reveste-se de suma importância econômica na avaliação da presença de recursos convencionais e não convencionais de petróleo. A rocha geradora é um elemento essencial de um sistema petrolífero, correspondendo ao componente geológico imprescindível à existência de recursos não convencionais de *oil shale*<sup>1</sup>, *gas shale*<sup>2</sup>, *shale oil*<sup>3</sup>, *shale gas*<sup>4</sup> e de petróleo em oportunidades exploratórias convencionais em uma bacia sedimentar.

Durante a evolução de uma bacia sedimentar, podem ser formados os elementos necessários para produzir uma acumulação de petróleo. Magoon e Dow (1994) formalizaram o critério de definição dos conceitos envolvidos em uma investigação de petróleo, descrevendo como um estudo de sistema petrolífero deve ser utilizado, a partir da relação genética entre uma cozinha de geração ativa e as acumulações de petróleo associadas. Incluem-se todos os elementos (rocha geradora, rocha reservatório, rocha selante, soterramento ou sobrecarga sedimentar) e processos (geração, migração, acumulação e formação de trapa) necessários para a formação de acumulações. Uma acumulação comercial de petróleo é o resultado de uma associação adequada dos elementos essenciais e processos no tempo e no espaço.

A rocha geradora corresponde a uma rocha sedimentar de granulometria fina, variando da fração argila a silte, constituída de uma matriz mineral enriquecida em matéria orgânica derivada essencialmente de algas marinhas ou lacustres, tecidos de bactéria e restos de plantas terrestres, que são preservadas principalmente quando depositadas no fundo de mares rasos ou lagos, sobretudo em condições anóxicas a disóxicas (TISSOT e WELTE, 1978). O termo rocha geradora pode ser utilizado independente se a matéria orgânica estiver imatura ou matura (TISSOT e WELTE, 1978). A matéria orgânica soterrada em sedimentos e rochas sedimentares se encontra disseminada na matriz mineral.

---

<sup>1</sup> *Oil shale* (folhelho oleífero ou betuminoso) se refere a uma rocha geradora contendo matéria orgânica com predomínio de fragmentos de algas e bactérias em baixo estágio de maturação térmica, com potencial para gerar óleo a partir do processo de retortagem (ARAÚJO e PENTEADO, 2013).

<sup>2</sup> *Gas shale* (folhelho gasífero) se refere a uma rocha geradora que atingiu estágio de maturação de gás caso o conteúdo de gás retido e as propriedades petrofísicas sejam próprios para a estimulação por fraturamento (ARAÚJO e PENTEADO, 2013).

<sup>3</sup> *Shale oil* (óleo de folhelho) corresponde ao petróleo líquido que pode ser produzido diretamente da rocha geradora ou de camadas intercaladas a essas rochas (ARAÚJO e PENTEADO, 2013).

<sup>4</sup> *Shale gas* (gás de folhelho) corresponde ao gás armazenado nas rochas geradoras que pode ser produzido (ARAÚJO e PENTEADO, 2013).

A quantidade do carbono orgânico total (COT) na rocha geradora depende do balanço entre a bioprodutividade primária, preservação e diluição mineral controlada pela taxa de sedimentação. Já a qualidade se relaciona com o tipo da matéria orgânica aportada ao substrato deposicional e o grau de preservação, que é regulado, principalmente, pelo potencial redox na coluna d'água e nos sedimentos. As rochas geradoras, ao sofrerem uma evolução térmica apropriada, definida pelo tempo e pela temperatura, podem atingir o processo de geração e expulsão do petróleo. A maturação da rocha geradora, desenvolvimento diagenético da matéria orgânica que resulta na formação de óleo e gás (TAYLOR *et al.*, 1998), pode ser determinada através de medidas geoquímicas de reflectância de vitrinita e resultados de análises de Pirólise Rock-Eval. Quando esses dados inexistem ou são raros, a maturação pode ser inferida a partir de modelagens numéricas onde as informações dos pacotes sedimentares ao longo do tempo geológico são acopladas com estimativas de paleotemperatura, introduzindo a ação conjunta dos parâmetros de tempo e temperatura.

Tradicionalmente, a identificação e a caracterização de rochas geradoras são feitas através de análises geoquímicas de rocha e/ou de petróleo amostrados em poços. No entanto, as informações de rocha geralmente são pontuais e descontínuas, muitas vezes amostradas em posições não representativas do conteúdo e da qualidade orgânica total. Isso se deve ao fato de que a maior parte das amostragens durante a perfuração de um poço tem como objetivo o intervalo de reservatório, sendo rara na seção geradora. Com o propósito de contornar as limitações, diferentes métodos foram desenvolvidos para obter uma estimativa do carbono orgânico total a partir de perfis geofísicos de poços (*e.g.* PASSEY *et al.*, 1990; CARPENTIER *et al.*, 1991). Embora os perfis forneçam informações com melhores resoluções verticais do que dados sísmicos, eles são dispersos na bacia e provêm apenas informações locais. Esses parâmetros também podem ser inferidos através de métodos indiretos, como dados sísmicos. A inversão sísmica é uma técnica eficiente para inferir propriedades petrofísicas das rochas e, em conjunto com informações acopladas de perfis geofísicos e análises geoquímicas de rocha, permite uma caracterização integrada do intervalo potencialmente gerador (quantidade de matéria orgânica e sua evolução térmica) com boa resolução vertical e lateral.

Partindo das premissas mencionadas, essa dissertação de mestrado tem como objetivo identificar e caracterizar a riqueza orgânica, a qualidade e a evolução térmica dos intervalos geradores do Cenomaniano-Turoniano (Cretáceo Superior) de uma área *offshore* da Bacia do Espírito Santo, a partir da integração de dados geoquímicos de amostras de rocha e perfilagem geofísica de poços. Adicionalmente, busca-se avaliar o potencial de identificação

dessas rochas em dados sísmicos pré- e pós-empilhamento. Este intervalo foi selecionado tendo em vista que o tempo cretácico, principalmente o início do Cretáceo Superior, foi um período caracterizado por alto grau de preservação de matéria orgânica em sedimentos marinhos em diversas partes do mundo (*e.g.* SCHLANGER e JENKYNS, 1976; ARTHUR e SCHLANGER, 1979), incluindo a margem continental brasileira (MELLO *et al.*, 1989). Para cumprir o intento da dissertação, a análise da seção geradora foi conduzida a partir da caracterização geoquímica da rocha geradora, utilizando-se dados de ensaios de Carbono Orgânico Total (COT) e de Pirólise Rock-Eval, além da análise de dados de perfilagem de poços, identificando os intervalos com maior riqueza orgânica através da avaliação da influência do conteúdo orgânico nos diferentes perfis geofísicos de poços. Para obter um registro contínuo do conteúdo orgânico no intervalo de interesse, foram utilizados métodos de cálculo do conteúdo orgânico com base em dados de perfis sônico e de resistividade, calibrados com os dados mensurados na rocha. Com o intuito de avaliar o potencial da identificação da matéria orgânica em dados sísmicos, buscou-se compreender a influência da riqueza orgânica nas propriedades elásticas da rocha geradora através de análises de impedância das ondas compressional e cisalhante e da variação da amplitude desses intervalos com o aumento do ângulo de incidência.

Esta dissertação está compartimentada em cinco capítulos que descrevem os conceitos teóricos, métodos e os resultados auferidos no desenvolvimento deste trabalho, bem como as conclusões e recomendações. Inicialmente, no capítulo 1, discutem-se os processos fundamentais que controlam a produção, acumulação e preservação da matéria orgânica, incluindo os debates acerca do principal controle na preservação da matéria orgânica durante o Cretáceo (anoxia ou produtividade) e os aspectos sedimentológicos descritos na literatura, especificamente do Cenomaniano-Turoniano, foco deste trabalho. Nesse capítulo, também serão abordados os conceitos teóricos envolvidos na identificação e caracterização de rochas geradoras através de métodos diretos (dados de laboratório) e indiretos (dados de perfilagem geofísica de poços), além do resumo da geologia regional da área de estudo, a Bacia do Espírito Santo, e os respectivos sistemas petrolíferos. O capítulo 2 descreve os métodos utilizados, necessários para que sejam atingidos os objetivos abarcados nessa pesquisa. O capítulo 3 apresenta os resultados e as discussões obtidos utilizando-se as metodologias descritas no capítulo 2, cujas conclusões resumem-se no capítulo 4. No capítulo 5, são apresentadas as recomendações sobre estudos complementares que agregarão informações importantes para o entendimento das incertezas envolvidas nos tópicos abordados.

## 1.1 PRODUÇÃO, ACUMULAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA

Os organismos precursores da matéria orgânica sedimentar são compostos por proporções variadas de proteínas, lipídeos, carboidratos e, no caso de plantas superiores, lignina e celulose. A diferença na proporção e na distribuição desses compostos é refletida na composição química da matéria orgânica. Em relação à formação do petróleo, os lipídeos, que estão presentes em organismos marinhos e plantas terrestres, são utilizados como reserva de energia e possuem funções protetoras (ex.: raízes, esporos e ceras), são os mais importantes (TISSOT e WELTE, 1978). Isso se deve ao fato de serem resistentes o suficiente para serem incorporados nos sedimentos e soterrados. Porém, a composição final da matéria orgânica sedimentar não depende apenas da origem da biomassa precursora. Até ser preservada nas rochas sedimentares, a matéria orgânica resiste a inúmeros processos sin- e pós-deposicionais, que podem modificar sua composição original.

A acumulação de matéria orgânica em rochas sedimentares é função de diversos processos biológicos, químicos e físicos que interagem entre si e determinam a quantidade e qualidade orgânica preservada nos sedimentos (DEMAISON e MOORE, 1980). Os processos biológicos estão relacionados com a produtividade primária (taxa de produção de compostos orgânicos a partir de substâncias minerais através da fotossíntese ou quimiossíntese em organismos, contabilizada por unidades de área e tempo) das camadas superiores da coluna d'água e com a degradação bioquímica da matéria orgânica. Já os processos físicos são relativos ao tempo de trânsito da matéria orgânica de organismos mortos de águas rasas até a sua deposição no fundo do corpo aquoso, associado ao tamanho da partícula e à taxa de sedimentação da matriz mineral. As rochas geradoras podem se acumular em uma variedade de configurações de bacias sedimentares, como resultado da combinação apropriada desses fatores. As variáveis referentes à concentração de matéria orgânica são interdependentes, o que torna sua predição bastante complexa (PASSEY *et al.*, 2010):

*Enriquecimento de matéria orgânica = produção – (destruição + diluição)*,  
 onde *produção* é função principalmente do suprimento de nutrientes; *destruição* está diretamente relacionada ao tempo de exposição a oxidantes, que é função da produtividade primária e da eficiência da taxa de sedimentação clástica (quando for menor do que o limite de eficiência do soterramento); e *diluição* é função da taxa de sedimentação clástica (quando for maior do que o limite de eficiência do soterramento), somada à produção biogênica no caso de rochas carbonáticas. Assim, a quantidade de matéria orgânica produzida em águas rasas na zona fótica, a capacidade de renovação da concentração de oxigênio nas águas, o

consumo desse oxigênio nos processos de alteração da matéria orgânica durante sua descida até o fundo do corpo aquoso e a eficiência do soterramento, que pode tanto protegê-la da degradação como diluí-la na sedimentação clástica, são fatores que irão fortemente controlar os mecanismos de formação de uma rocha potencialmente geradora. Tyson (1995) resume os fatores e as complexidades que afetam a concentração de carbono orgânico em sedimentos marinhos, que foram apresentados na Tabela 1.

Tabela 1: Alguns controles no conteúdo de carbono orgânico total de sedimentos marinhos e suas inter-relações (Modificado de Tyson, 1995).

Variáveis	Correlação com teor de carbono orgânico	
1. Produtividade primária: a) Produtividade média	(+)	
b) Nova produtividade	(+)	
c) Meia-vida da produtividade	(-)	
2. Lâmina d'água	(-)	
3. Tipo de plâncton: a) Mineralizado (silicoso ou calcário)	(-)	
b) Com carapaça orgânica	(+)	
4. Suprimentos de matéria orgânica alóctone: a) Terrestre	(+)	
b) Marinha	(+)	
5. Tamanho do grão do sedimento: a) Médio	(-)	
b) Fração silte e argila	(+)	
6. Taxa de acumulação de sedimento: a) Componente biogênica	(+)	
b) Componente siliciclástica	(-)	
7. Oxigênio médio dissolvido na água de fundo: a) > 1,0 ml/l	(+ O <sub>2</sub> - COT)	
b) < 0,2 a 1,0 ml/l	(- O <sub>2</sub> + COT)	
<b>Correlações entre os controles supracitados:</b>		
1 e 2 (-)	2 e 4 (-)	3a e 5b (+)
1 e 3 (+)	2 e 5 (-)	3a e 6a (+)
1 e 6a (+)	2 e 6 (-)	4a e 5a (+)
1 e 7 (-)	2 e 7 (+/-)	4a e 6b (+)
<b>Outras variáveis que podem interagir com os fatores citados:</b>		
Clima (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)		
Circulação da massa d'água (1, 3, 4, 5, 6, 7)		
Topografia do fundo oceânico (1a, 2, 4, 5, 6, 7)		
Distância de fontes fluvio-deltaicas (1a, 3, 4a, 5, 6b)		
Regime tectônico (2, 4a, 5, 6b)		

### 1.1.1 PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA

A produção primária de matéria orgânica se iniciou no Pré-Cambriano, derivada de fitoplânctons marinhos (algas) e de bactérias. Desde o Devoniano, período a partir do qual houve o desenvolvimento e o crescimento de florestas, uma quantidade crescente de matéria orgânica tem sido suprida por plantas terrestres. Em termos quantitativos, as quatro mais importantes fontes de matéria orgânica são: fitoplânctons, zooplânctons, plantas superiores e bactérias (TISSOT e WELTE, 1978; Figura 1). Em ambientes de oceano aberto, os principais produtores primários são organismos planctônicos unicelulares (TISSOT e WELTE, 1978; PEDERSEN e CALVERT, 1990), que residem nas camadas superiores da água, onde há iluminação pela luz solar (zona eufótica). A matéria orgânica alóctone derivada de plantas

superiores é mais importante em áreas próximas à costa, transportadas principalmente por rios.

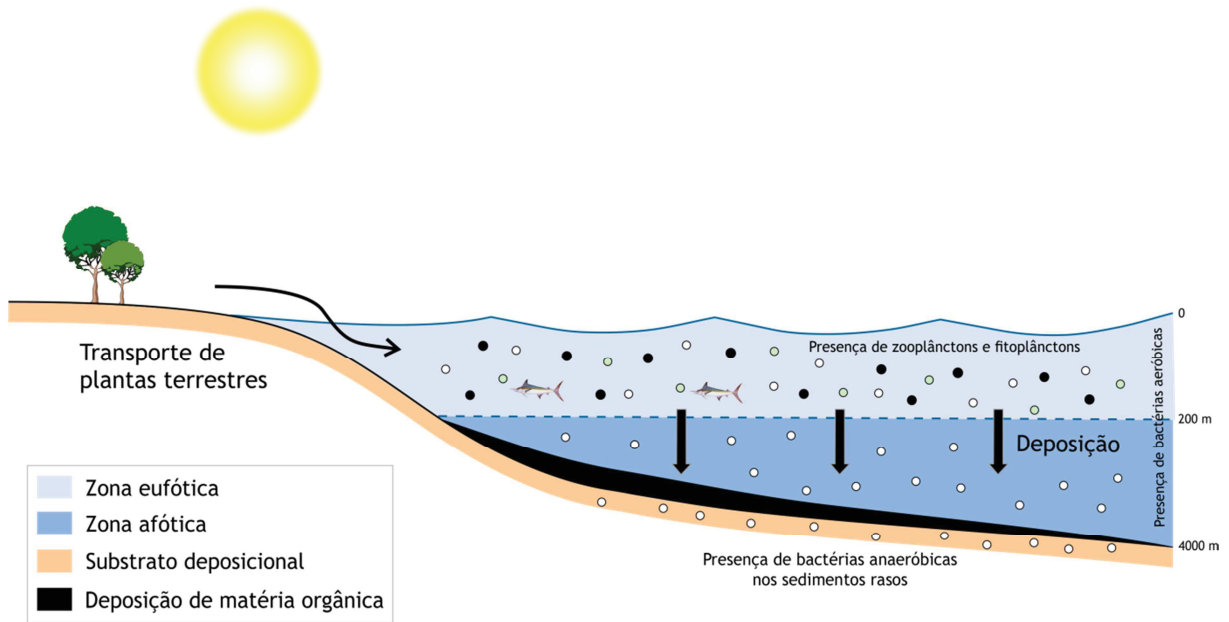


Figura 1: Esquema de bioprodutividade marinha autóctone (fitoplâncton, zooplâncton e bactérias) e alóctone (plantas terrestres).

Os principais fatores que afetam a produtividade primária nos oceanos são a luz solar, a temperatura e a composição química da água relativa aos nutrientes minerais, notadamente fosfatos e nitratos (TISSOT e WELTE, 1978). A atenuação da luz solar resultante, por exemplo, da turbidez ou da estratificação da água, restringe a fotossíntese a uma zona eufótica delgada. Em regiões de alto aporte sedimentar, há o aumento do tamanho dos grãos e da turbidez da água, causando a diminuição da produtividade primária com conseqüente decréscimo da concentração de carbono orgânico disseminado na matriz mineral (TYSON, 1995).

Os nutrientes estão presentes, geralmente, em baixas concentrações na zona eufótica, devido ao consumo pelos organismos durante a biossíntese, visto que nessa zona ocorre maior produtividade fotossintética. A reciclagem dos nutrientes em profundidade decorre da degradação bacteriana dos detritos orgânicos. A maior produtividade, em geral, está concentrada nos primeiros 60 a 80 m da coluna d'água na zona eufótica (TISSOT e WELTE, 1978). Nos oceanos modernos, a produtividade primária é maior próximo à costa dos continentes e ilhas, principalmente em zonas de ressurgência e em fozes de grandes rios (Figura 2), e diminui em direção ao oceano aberto. No caso das plantas terrestres, a produtividade é controlada principalmente pelo clima, sendo concentrada em zonas de alta pluviosidade nas massas continentais. Os fragmentos de plantas terrestres podem ser carreados por rios para sistemas subaquosos, constituindo o suprimento alóctone de lagos e

oceanos. Observa-se que a produtividade primária nem sempre está correlacionada com o enriquecimento orgânico na camada subjacente (Figura 3), devendo-se considerar outros parâmetros que influenciam sua acumulação e preservação.

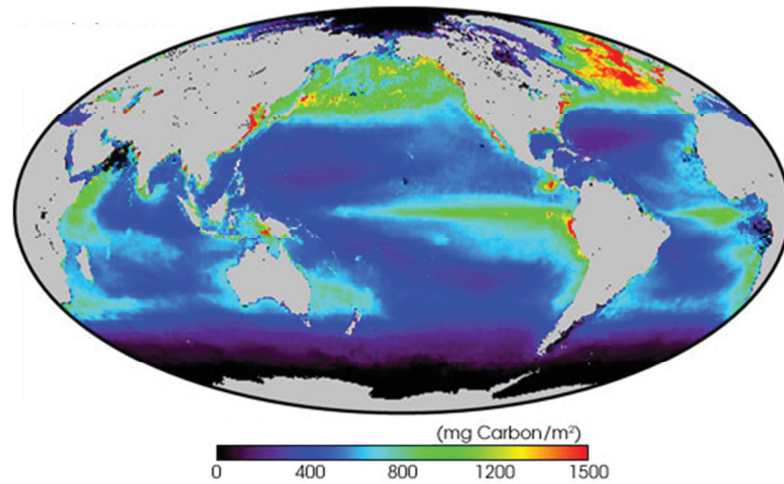


Figura 2: Produtividade primária (mg C/m<sup>2</sup>) nos oceanos atuais com base em estimativas da concentração de clorofila na superfície das águas. Fonte: <http://www.seos-project.eu/modules/oceancolour/oceancolour-c02-p04.html>, NASA.

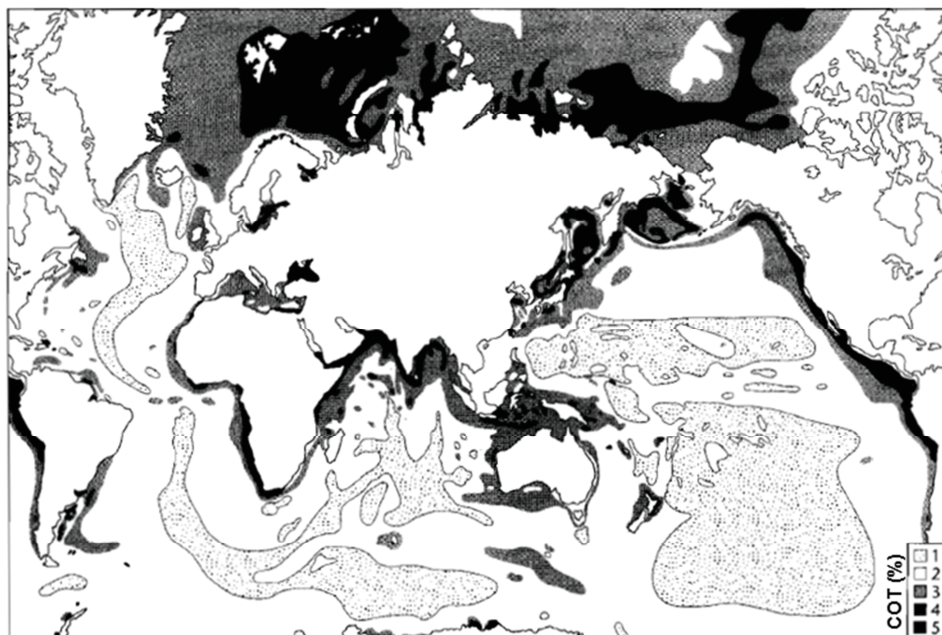


Figura 3: Distribuição do carbono orgânico (% m/m) na camada sedimentar superior (0 - 5 cm) do substrato deposicional dos oceanos atuais. As maiores concentrações se encontram nas regiões de plataforma (ALLEN e ALLEN, 2005).

### 1.1.2 PRESERVAÇÃO

Após o encerramento do ciclo de vida dos organismos, a matéria orgânica remanescente é fonte de energia e nutrientes para determinados organismos. A maior parte da matéria orgânica de organismos mortos é consumida na zona eufótica (parte mais rasa da



coluna d'água), sendo apenas uma fração transportada para a água profunda (Figura 4). Parte desse material é oxidada durante o transporte, parte é utilizada como alimento para os organismos bentônicos ao ser depositada junto aos sedimentos, e uma pequena parte é soterrada e preservada. A intensidade de cada um desses processos varia a depender da taxa de produção da matéria orgânica, da disponibilidade de oxidantes, da altura da coluna d'água e da taxa de sedimentação, relacionadas ao tempo de trânsito do carbono particulado antes de ser depositado (e.g. TISSOT e WELTE, 1978; PEDERSEN e CALVERT, 1990).

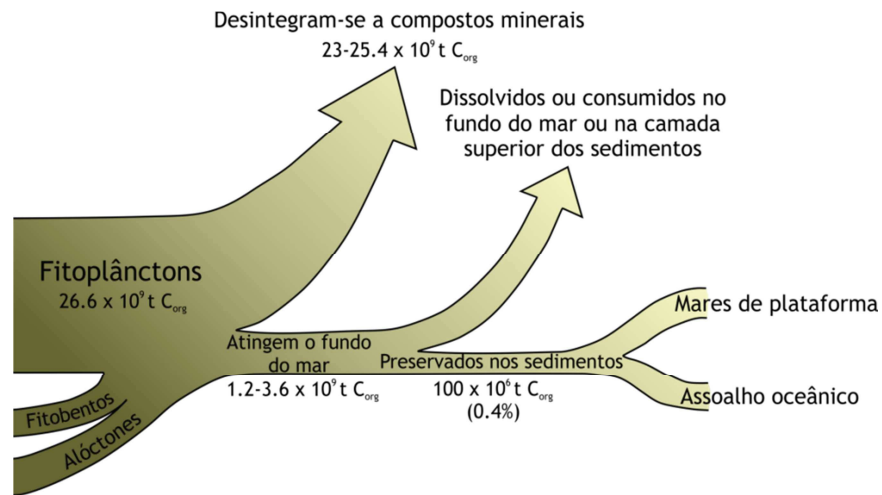
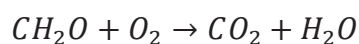


Figura 4: Destino das  $26,2 \times 10^9$  toneladas de produção anual de carbono orgânico ( $C_{\text{org}}$ ) nos oceanos. Cerca de 0,4% são preservados nos mares de plataforma e assoalhos oceânicos. Modificado de Allen e Allen (2005).

A preservação da matéria orgânica em sedimentos marinhos depende de diversos fatores, mas é principalmente controlada pela concentração de oxidantes, sobretudo o oxigênio livre na água de fundo, que limita a sobrevivência de organismos aeróbicos. A saturação máxima de oxigênio na água do mar varia entre 6 e 8,5 mililitros de oxigênio por litro de água (mL/L), dependendo da temperatura e da salinidade. Entre 0,7 e 0,3 mL/L, a concentração dos organismos aeróbicos decresce rapidamente, e abaixo de 0,1 mL/L sobrevivem apenas as bactérias anaeróbicas como retrabalhadoras (DEMAISON e MOORE, 1980). Demaison e Moore (1980) propuseram o limite anóxico como inferior a 0,5 mL/L, abaixo do qual a bioturbação causada por organismos bentônicos cessa. O processo de degradação por bactérias aeróbicas pode ser descrito por:



Os organismos bentônicos, além de consumirem a matéria orgânica particulada na água e na superfície dos sedimentos, permitem, no caso dos escavadores, que os oxidantes penetrem na coluna sedimentar superior, alterando as estruturas com a bioturbação e intensificando, com isso, a degradação da matéria orgânica.

O suprimento de oxigênio em ambientes subaquosos é controlado pela circulação de água oxigenada, que é governada pelos padrões climáticos e pela força de Coriolis (DEMAISON e MOORE, 1980). Condições anóxicas (fortemente exauridas em oxigênio) se desenvolvem onde a demanda por oxigênio na coluna d'água excede o seu suprimento em locais de ausência de mistura vertical da coluna d'água e de renovação de oxigênio. Uma alta demanda por oxigênio está associada à alta produtividade biológica, uma vez que o oxigênio é altamente consumido pela degradação de matéria orgânica e, no caso de um suprimento limitado de oxigênio, tende-se a criar ambientes de baixa concentração de oxigênio. Após o oxigênio ser consumido, nitrato e sulfato são utilizados como oxidantes por bactérias anaeróbicas, dando continuidade às reações de oxidação, embora menos intensas. O processo menos eficiente é a fermentação bacteriana, como por exemplo a metanogênese, onde o metano é produzido pela redução do  $\text{CO}_2$ . Apenas na ausência de todos os oxidantes, a degradação cessa e o carbono é preservado (Figura 5).

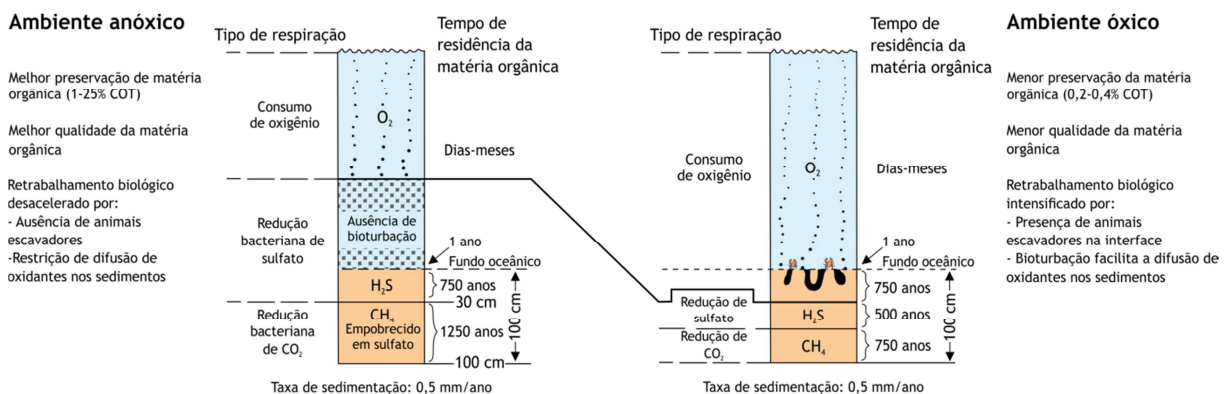


Figura 5: Comparação entre as condições de preservação e oxidação da matéria orgânica em ambientes óxicos e anóxicos. Modificado de Allen e Allen (2005).

Outro fator importante para a conservação da matéria orgânica é o tempo de residência na coluna d'água, com a preservação favorecida em águas relativamente rasas e partículas sedimentares de maior densidade. A matéria orgânica possui baixa densidade, portanto sua deposição está associada à agregação com outros minerais ou formação de peloides fecais pela ação de organismos bentônicos. Isso faz com que aumente a proteção contra o consumo bacteriano e a velocidade de transporte na coluna devido ao aumento do tamanho do grão. No caso de ambientes marinhos, a largura da plataforma continental determina a distância do transporte, conseqüentemente a exposição à oxidação, além da taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos (TYSON, 1995). A alta taxa de sedimentação de partículas minerais favorece a deposição da matéria orgânica, mas ao mesmo tempo promove sua diluição (Figura 6a). A energia da coluna d'água e o suprimento de partículas minerais sedimentares devem possuir uma combinação tal que permita a sedimentação e preservação

orgânica. A taxa de soterramento deve ser suficientemente rápida para limitar o tempo de exposição na possível zona de degradação mais intensa, mas sem ser diluída por material clástico ou biogênico pobres em hidrogênio. Em locais onde o nível de energia é muito alto, haverá erosão em detrimento da deposição, sendo o sedimento depositado muito grosso para reter matéria orgânica de baixa densidade, além de permitir a difusão de oxigênio e, portanto, a degradação. Em contrapartida, quando o nível de energia é muito baixo, o suprimento sedimentar é baixo, assim como a sedimentação orgânica (TISSOT e WELTE, 1978). A correlação positiva entre a taxa de acumulação de sedimentos e o aumento do carbono orgânico até o ponto ótimo (*e.g.* COT < 4% e taxa de sedimentação < 30 mg/cm<sup>2</sup>.ano; Figura 6b) é melhor observada em ambientes com águas oxigenadas do que em águas de fundo anóxicas (*e.g.* DEMAISON e MOORE, 1980; TYSON, 1995). Dessa forma, o conhecimento dos processos e ambientes deposicionais torna-se importante para compreender as variações internas e a distribuição de sedimentos ricos em matéria orgânica.

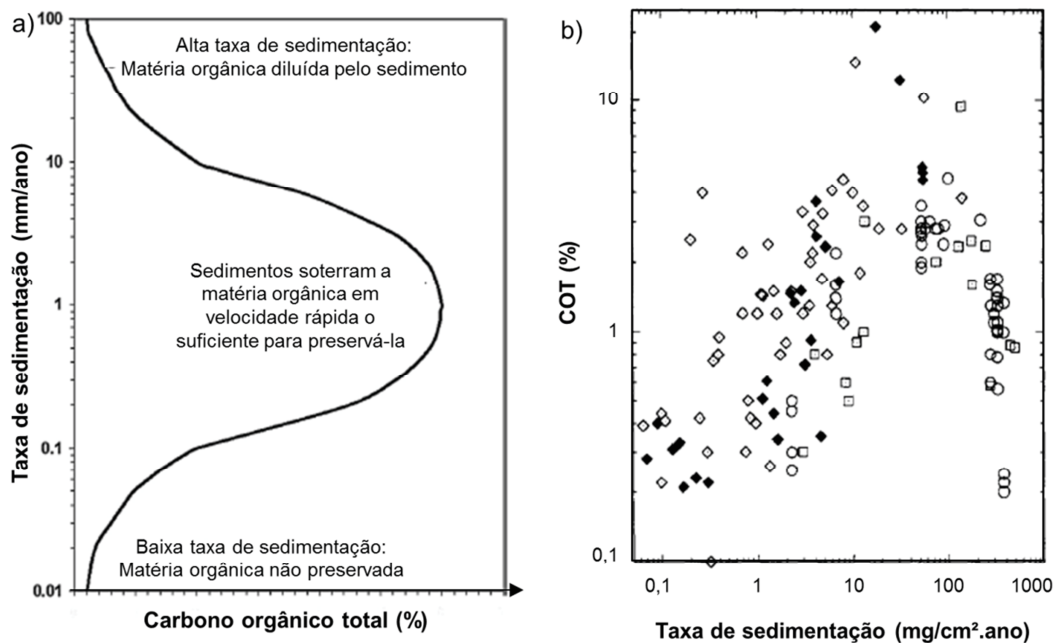


Figura 6: a) Esquema da influência da taxa de sedimentação na preservação da matéria orgânica (modificado de Dembicki, 2016); b) Porcentagem em massa de carbono orgânico (%COT) *versus* taxa de sedimentação em ambientes deposicionais diversificados (modificado de Hedges e Keil, 1995).

Após atingir o substrato deposicional, o desenvolvimento da anoxia na interface sedimento-água é influenciado pelo tamanho do grão dos sedimentos no que concerne à facilidade de circulação de água oxigenada nos sedimentos mais rasos. A presença de sedimentos finos, tais como argilas e lamas carbonáticas, dificulta a circulação de oxigênio e restringe os processos oxidativos, além do desenvolvimento local de ambientes anaeróbicos nos espaços intersticiais, promovendo a preservação da matéria orgânica (Figura 7). Assim,

quanto menor a granulometria, maior o conteúdo orgânico associado (TISSOT e WELTE, 1978). Na ausência de bioturbação, o que também limita a difusão de oxidantes, a matéria orgânica, incorporada no sedimento anóxico, resulta em sedimentos laminados ricos em matéria orgânica. A matéria orgânica depositada em condições anóxicas, mais abundante, é mais rica em lipídios do que aquela depositada em condições oxigenadas (DEMAISON e MOORE, 1980). Segundo esses autores, o enriquecimento em lipídios está associado com a atividade bioquímica das bactérias anaeróbicas, que resulta em uma degradação menos eficiente do que a das bactérias aeróbicas.



Figura 7: Preservação ou destruição da matéria orgânica em sedimento recente. No caso de rochas argilosas finas ou lama carbonática (figura superior), a água nos poros se torna um microambiente quase fechado, onde não há circulação de oxigênio e condições anaeróbicas são estabelecidas rapidamente, inicialmente em escala microscópica e posteriormente em escala macroscópica. Em uma areia porosa depositada em um ambiente aeróbico (figura inferior), a circulação de água contendo oxigênio dissolvido resulta na destruição da matéria orgânica. Modificado de Tissot e Welte (1984).

A maior parte do volume de óleo constatado no mundo foi gerada a partir de rochas geradoras de origem marinha (ALLEN e ALLEN, 2005). Essas rochas podem se desenvolver em bacias com circulação de água restrita, ou seja, onde há uma redução no suprimento de oxigênio, e em plataformas e taludes onde ocorre ressurgência de águas oceânicas de fundo, ricas em nutrientes, ou camadas de concentração mínima de oxigênio. Exemplos em ambientes modernos, segundo Huc (1988), mostram que a distribuição da matéria orgânica em bacias anóxicas geralmente está organizada em padrões concêntricos, com um aumento centrípeto do conteúdo orgânico em direção ao depocentro. No Mar Negro, por exemplo, sedimentos finos são depositados nas áreas onde há quiescência hidrodinâmica. A relação

entre maior conteúdo orgânico e menor tamanho do grão sugere que seja resultante de efeitos hidráulicos. A feição centrípeta é provavelmente uma resposta da baixa densidade das partículas orgânicas em relação ao regime hidrodinâmico das bacias. No entanto, esse padrão pode ser afetado quando mecanismos de transportes por gravidade causam a redeposição de sedimentos. Esses transportes, que dificilmente seriam preditos por modelos deposicionais orgânicos simples, podem levar uma quantidade significativa de matéria orgânica alterada para partes mais profundas das bacias, gerando heterogeneidades laterais das fácies orgânicas e, possivelmente, introduzindo sedimentos ricos em matéria orgânica em locais anteriormente desfavoráveis à sua acumulação.

### 1.1.3 ANOXIA VS. PRODUTIVIDADE: DEBATES SOBRE O PRINCIPAL CONTROLE NA PRESERVAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA DURANTE O CRETÁCEO

No Cretáceo, principalmente do Eocretáceo ao Neocretáceo, foi um período caracterizado por um alto grau de preservação de matéria orgânica em sedimentos marinhos em diversas partes do mundo (*e.g.* SCHLANGER e JENKYNS, 1976; ARTHUR e SCHLANGER, 1979). Esse intervalo, principalmente do Barremiano ao Turoniano, foi caracterizado por uma coincidência de vulcanismo e produção de crosta oceânica intensos, elevado nível do mar e aumento da paleotemperatura (FORSTER *et al.*, 2008). Os sedimentos pelágicos cretácicos são comumente folhelhos negros ricos em carbono orgânico, finamente laminados, ricos em pirita (derivada da sulfato-redução por bactérias) e, segundo Jenkyns (1980), a maior ocorrência dessas fácies ocorreu em três intervalos de tempo: Barremiano-Aptiano-Albiano, Cenomaniano-Turoniano e, em menor extensão, Coniaciano-Santoniano.

Um oceano estagnado ou uma zona de oxigênio mínimo expandida na coluna d'água foram explicações para essas ocorrências (*e.g.* SCHLANGER e JENKYNS, 1976; JENKYNS, 1980; DEMAISON e MOORE, 1980; JACQUIN e GRACIANSKY, 1988; Figura 8). Portanto, modelos de deposição de sedimentos ricos em matéria orgânica eram baseados na ideia de que os folhelhos negros se formavam sob condições de anoxia da coluna d'água. No entanto, outros estudos (*e.g.* PEDERSEN e CALVERT, 1990) sugeriram que os mecanismos que governam a produção de matéria orgânica na superfície das águas seriam os prováveis agentes que levariam à formação desses sedimentos, gerando grandes debates acerca do principal mecanismo que governa a acumulação de matéria orgânica em rochas sedimentares. Apesar dos estudos atribuírem a diferentes processos a causa principal para o desencadeamento da anoxia, os fatores que contribuiriam para o seu desenvolvimento em geral

são concordantes. Distintas combinações fomentam e amplificam a anoxia, sendo considerados os seguintes processos: aumento do vulcanismo e conseqüente aumento da liberação de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (atingindo ~1300 ppmv), que induziria o aumento da temperatura global, subida do nível do mar, aumento da bioprodutividade primária na superfície das águas (causada pela intensificação de zonas de ressurgência, pela inundação de áreas continentais ou pelo aumento de nutrientes advindos do hidrotermalismo) e, embora em menor consenso, a circulação restrita da massa d'água.

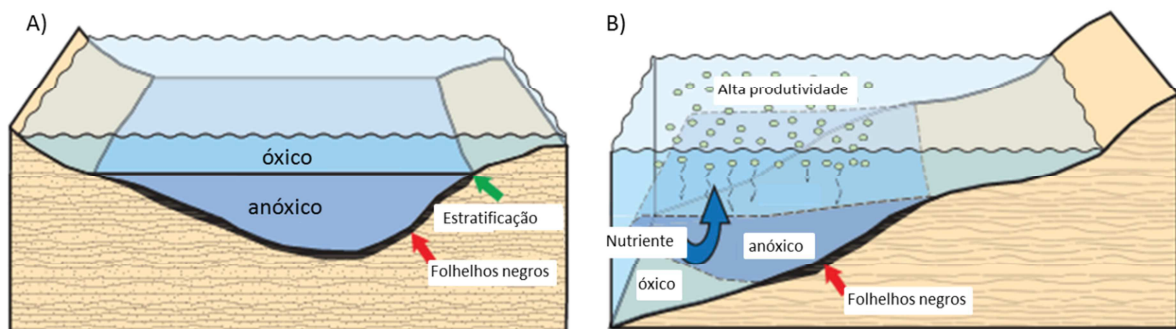


Figura 8: Modelos simplificados de deposição de folhelhos negros. A) modelo de oceano estagnado e B) modelo de camada de mínimo oxigênio. Modificado de Takashima *et al.* (2006).

Em 1973, foram descobertos sedimentos ricos em carbono orgânico do Aptiano-Albiano e do Cenomaniano-Turoniano a sul do Pacífico Central e a oeste do Pacífico Norte, através de furos de sondagem do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP). Essa descoberta estendeu o conhecimento geográfico desses depósitos, que foram formados em uma variedade de contextos paleobatimétricos (platôs oceânicos, bacias oceânicas, margens continentais e plataformas) e encontram-se presentes em diversas partes do mundo com ocorrência estratigráfica restrita. Schlanger e Jenkyns (1976) propuseram que a deposição e a preservação dos horizontes ricos em carbono orgânico não seriam estritamente controladas pela geometria da bacia, mas sim como produto do desenvolvimento de zonas espessas e amplas de oxigenação mínima, denominados de eventos oceânicos anóxicos (OAE – *Ocean Anoxic Event*). A acumulação e a preservação da matéria orgânica nesses estratos até então era explicada em termos de topografia e geometria da bacia, onde *sills* e cadeias submarinas não permitiriam a entrada de águas de fundo ricas em oxigênio nessas bacias durante as fases iniciais de abertura do Oceano Atlântico. Tissot *et al.* (1980), com base em amostras do DSDP, propuseram diferentes extensões da anoxia da coluna d'água ao longo do Cretáceo nas bacias do Oceano Atlântico (Figura 9).

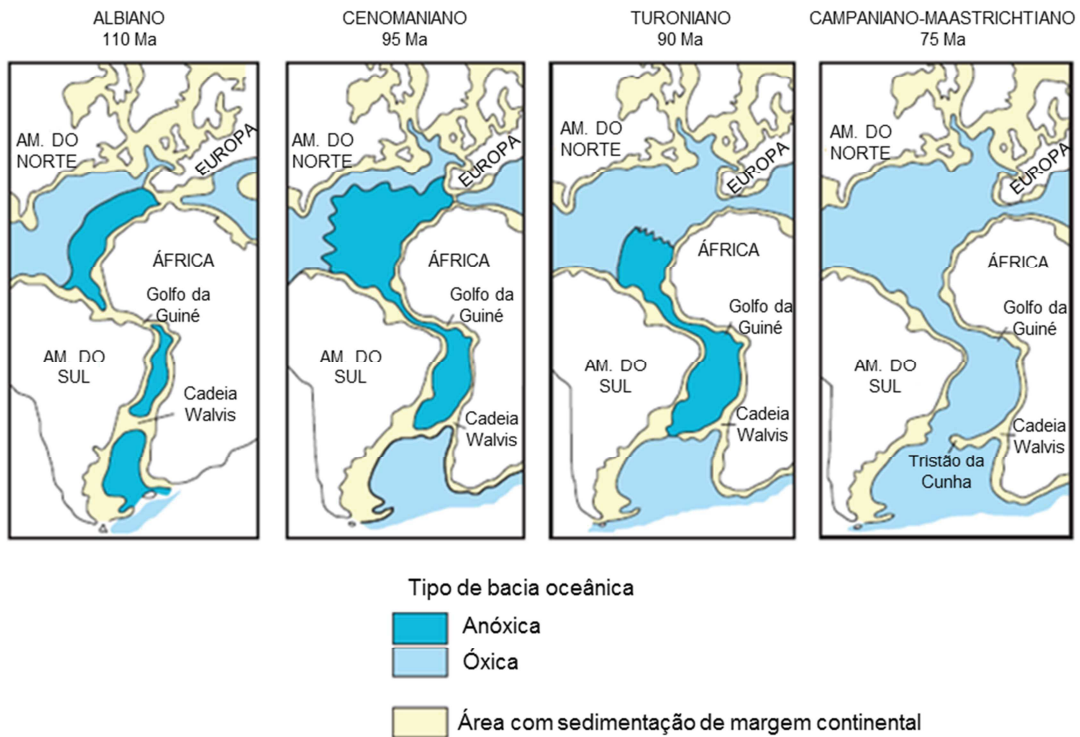


Figura 9: Distribuição dos ambientes deposicionais e extensão da anoxia da coluna d'água ao longo do Cretáceo nas bacias do Atlântico. Em alguns locais, as condições anóxicas eram intermitentes. Modificado de Brownfield e Charpentier (2006).

O Cretáceo foi um período de transgressão marinha causada por um pulso de rápido espalhamento do assoalho oceânico acompanhado por um aumento no volume das cadeias meso-oceânicas (SCHLANGER e JENKYNS, 1976). Para avaliar a hipótese da transgressão, analisou-se a época de deposição de folhelhos negros pelágicos em outros intervalos do registro geológico e, em todos os casos conhecidos até a época (Eo-ordoviciano, Mesosiluriano e Neodevoniano), a deposição era correlacionável com o aumento do nível do mar durante períodos interglaciais (JENKYNS, 1980). Segundo Schlanger e Jenkyns (1976), a transgressão resultaria na submersão de planícies costeiras de baixa topografia que estavam sendo rapidamente populadas por florestas densas de angiospermas. Esse fato explicaria a abundância de material carbonoso proveniente de plantas terrestres nos sedimentos amostrados no Atlântico Norte. Os alagamentos de massas terrestres poderiam ter transportado muitos materiais de plantas terrestres em direção ao mar e, assim, estimulado a produção de plâncton marinho (*e.g.* JENKYNS, 1980). O consumo bacteriano dessa matéria orgânica favoreceria o desenvolvimento de águas pobremente oxigenadas.

Schlanger e Jenkyns (1976) e Jenkyns (1980) postularam que a existência de um clima global quente e uniforme durante o Cretáceo, com pequeno gradiente de temperatura na superfície, poderia ter resultado na redução do contraste de densidade da água do mar e, conseqüentemente, diminuído o suprimento de água de fundo fria e oxigenada para os

oceanos, dificultando a renovação de oxigênio. Na ausência de capas de gelo, a circulação da água de fundo oceânico pode ter sido muito lenta, menos rica em gases dissolvidos, causando uma expansão vertical da camada com teor mínimo de oxigênio dissolvido. Ademais, as altas temperaturas globais podem ter diminuído a solubilidade do oxigênio na coluna d'água, favorecendo a anoxia. Outra condição que deve ser considerada é a configuração dos oceanos Atlântico e Índico do final do Eocretáceo ao Neocretáceo, que era restrita o suficiente para permitir apenas acesso limitado para as águas profundas oxigenadas do oceano (JENKYNS, 1980). A formação de uma camada expandida de teor mínimo de oxigênio era, portanto, independente da geometria da bacia e, onde interceptava a interface sedimento-água, formavam-se depósitos ricos em carbono orgânico.

Demaison e Moore (1980) afirmaram que existe pouca correlação espacial entre áreas de alta produtividade primária em ambiente marinho e a deposição de sedimentos ricos em matéria orgânica, sugerindo que outros fatores também controlariam a concentração de matéria orgânica, tais como profundidade da lâmina d'água, taxa de sedimentação, oxigenação da água, entre outros. Isto é, a matéria orgânica preservada não seria unicamente resultante da alta produtividade primária, mas sim o resultado da combinação de todos esses elementos. Stow (1987), ao analisar os sedimentos ricos em matéria orgânica da América do Sul, de diferentes litologias e idades depositados em diferentes contextos paleogeográficos, confirmou a hipótese de Demaison e Moore (1980), ao concluir que três principais variáveis determinariam a preservação da matéria orgânica nos sedimentos estudados: grau de oxigenação da coluna d'água, volume de suprimento de matéria orgânica marinha e terrestre para a produtividade primária na superfície e taxa de sedimentação (portanto taxa de soterramento ou de diluição da matéria orgânica).

Schlanger *et al.* (1987), através da análise de sedimentos marinhos do Neocenomaniano e Turoniano em diferentes condições de bacia, consideraram que fenômenos de ressurgência poderiam ter intensificado e prolongado a zona de oxigênio mínimo em algumas áreas, mas não teriam sido a única causa de âmbito global. A distribuição ampla dos sedimentos anóxicos, depositados simultaneamente durante um curto período de tempo, indicaria que esses sedimentos não são simplesmente o produto de uma característica coincidente climática local ou de massa de água, mas o resultado de uma expansão global e intensificação da zona de oxigênio mínimo, relacionada ao aumento do nível do mar e à paleoceanografia regional.

No entanto, resultados de um modelo que acoplava o oceano e a atmosfera para identificar a sensibilidade do clima global a respostas oceanográficas físicas, descritos por



Pedersen e Calvert (1990), indicaram que, durante o Cretáceo, a circulação termohalina (gerada pelo gradiente de temperatura ou salinidade) e superficial (gerada pelo vento) nos oceanos era similar ou mais intensa do que a atual, apesar do clima uniforme, confrontando a ideia de que a circulação no Atlântico cretácico era lenta ou estagnada. Além disso, a alta concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico, devido às altas taxas de espalhamento oceânico, teriam ocasionado condições atmosféricas e oceanográficas favoráveis ao aumento na taxa de ressurgência e de precipitação média em determinadas áreas, favorecendo a alta produtividade primária. Dessa forma, aumentos esporádicos e pontuais na produtividade primária, segundo Pedersen e Calvert (1990), seriam uma explicação mais aceitável para a ocorrência de sedimentos quaternários, além de folhelhos negros do Cretáceo, ricos em carbono orgânico. Conseqüentemente, segundo esses autores, o controle fundamental na acumulação de fácies ricas em carbono orgânico nos oceanos e mares marginais não seria a presença ou ausência de anoxia. Porém, pouco se sabe se os mesmos tipos de ambientes e processos climáticos e oceanográficos atuais levaram ao acúmulo de sedimentos ricos em matéria orgânica no passado geológico.

Pedersen e Calvert (1990) acrescentaram que, em depósitos com rápida sedimentação, o metabolismo de bactérias anaeróbicas pode ser tão importante para a degradação da matéria orgânica como a decomposição aeróbica. Esse caso foi exemplificado no Mar Negro moderno, bacia tipo euxínica (condições extremas de anoxia, com a presença de H<sub>2</sub>S livre na coluna d'água), onde os sedimentos depositados na presença de uma coluna anóxica possuem concentrações de carbono orgânico inferiores aos sedimentos depositados durante o Holoceno, quando a bacia era óxica. Portanto, reforçou-se a hipótese de que a formação de folhelhos negros se deve ao alto fluxo de matéria orgânica nos sedimentos e não à condição redox da bacia deposicional. Porém, trabalhos posteriores mostraram que esses sedimentos foram, na verdade, depositados em um ambiente anóxico (TYSON, 2005).

Jenkyns (2010) sugeriu que o principal mecanismo que resultou na anoxia foi o aumento abrupto na temperatura resultante do rápido influxo de CO<sub>2</sub> na atmosfera, que foi acompanhado por uma intensificação do ciclo hidrológico, que teria aumentado o intemperismo continental. Este aquecimento também pode ter contribuído para a dissociação de hidratos de metano, potente gás do efeito estufa (*e.g.* TAKASHIMA *et al.*, 2006; JENKYNS, 2010). Assim, haveria um aumento do influxo de nutrientes para os oceanos e lagos e a intensificação de ressurgências, acentuando a produtividade primária. Além disso, apontou para a contribuição local de nutrientes provenientes de fontes de hidrotermalismo e vulcanismo, derivados do espalhamento oceânico ou da extrusão de grandes províncias

magmáticas (LIPs – *Large Igneous Provinces*; TAKASHIMA *et al.*, 2006; FORSTER *et al.*, 2008; DU VIVIER *et al.*, 2014; JENKYN, 2017). Nos casos onde a circulação oceânica era restrita em função da paleogeografia, a estratificação da coluna d’água seria favorecida e as condições de oxigenação das águas poderiam evoluir rapidamente de pobremente oxigenadas para anóxicas e possivelmente euxínicas. Esse seria o caso, por exemplo, da região Atlântica periequatorial durante o Cenomaniano-Turoniano (Figura 10).

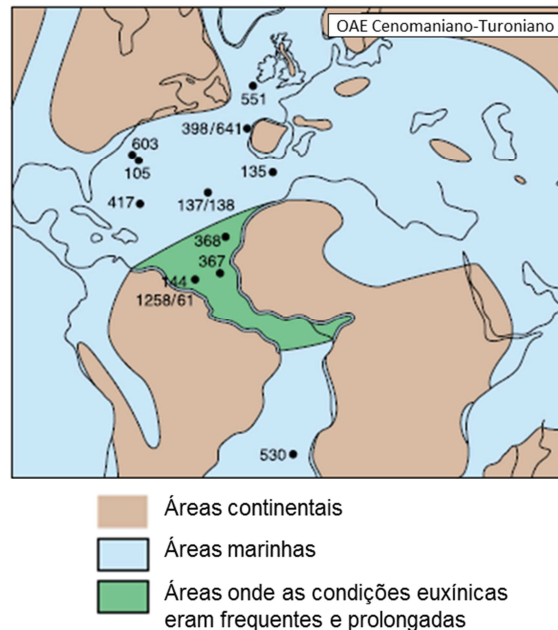


Figura 10: Mapa paleogeográfico simplificado do Atlântico Sul durante o Cenomaniano-Turoniano sugestivo da influência de evento anóxico, indicado pelas áreas onde as condições euxínicas da coluna d’água provavelmente eram frequentes e prolongadas. Em preto estão marcados os poços do DSDP/ODP, onde se constataram folhelhos negros ricos em matéria orgânica. Modificado de Jenkyns (2010).

#### 1.1.4 EVENTO OCEÂNICO ANÓXICO DO CENOMANIANO-TURONIANO (OAE 2)

Os depósitos marinhos formados durante o evento anóxico do limite do Cenomaniano-Turoniano, também conhecido como OAE 2 ou evento Bonarelli, foco deste trabalho, possuem distribuição global difundida (Figura 11 e Figura 12) e apresentam características litológicas, geoquímicas e de fauna que indicam que partes significativas dos oceanos eram periodicamente deficientes em oxigênio. O aumento da preservação da matéria orgânica ocorria quando a base da zona de mínimo oxigênio atingia o fundo oceânico, limitando a ação degradadora dos organismos aeróbicos.

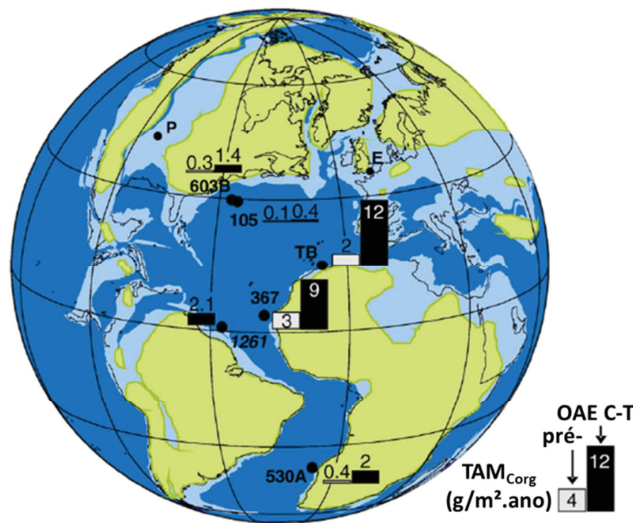


Figura 11: Reconstrução paleogeográfica do proto-oceano Atlântico do Cenomaniano Superior (~ 94 Ma) com a localização de algumas seções do Cenomaniano/Turoniano. P= Pueblo, Colorado, EUA; E= Eastbourne, Sussex, Inglaterra; Poços do DSDP (*Deep Sea Drilling Program*) 367, 1261 e 530A. As faixas em azul representam as regiões inundadas e as pretas as linhas de costa atuais. As regiões em verde representam os continentes. Os diagramas em barra indicam a diferença nas taxas de acumulação de massa de carbono orgânico ( $TAM_{Corg}$  em  $g/m^2.ano$ ) estimadas antes (barras cinzas) e durante o intervalo do evento oceânico anóxico do Cenomaniano-Turoniano (OAE C-T, barras pretas). Modificado de Forster *et al.* (2008).

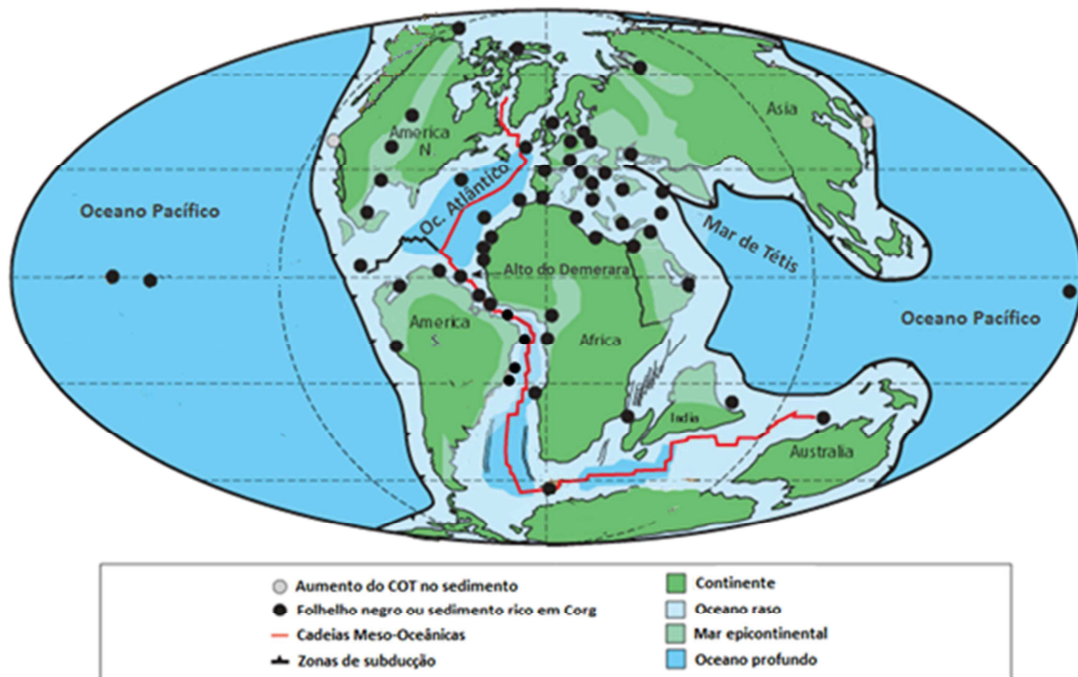


Figura 12: Distribuição de folhelhos negros e/ou sedimentos com aumento do conteúdo de carbono orgânico durante o OAE 2. Modificado de Takashima *et al.* (2006) com a incorporação dos dados publicados por Mello *et al.* (1989) e Ribeiro (2011).

As características que definem este evento foram inicialmente identificadas em afloramentos na região central da Itália, onde seções calcárias são interrompidas por uma camada de cerca de 1 m de espessura, composta por folhelhos laminados ricos em matéria orgânica, descritas por Guido Bonarelli em 1891 (JENKYNS, 2010). Em contraste com

diversas seções desse intervalo que amostraram sequências contínuas de folhelhos negros, Jacquin e Graciansky (1988) e Forster *et al.* (2008) identificaram, em furos de sondagem do DSDP no oceano Atlântico Sul, intercalações de folhelhos negros ricos em matéria orgânica com folhelhos ou argilitos verdes alterados com baixos teores de matéria orgânica. A alternância dessas litologias indica que as condições oceânicas variavam frequentemente de anóxicas a levemente oxigenadas (FORSTER *et al.*, 2008), modificando-se em função da profundidade e da espessura de uma zona de mínimo oxigênio na coluna d'água, condição dificilmente explicada em um contexto de bacia oceânica estagnada. A hipótese de circulação lenta ou restrita durante este evento foi contestada por diversos autores (*e.g.* DU VIVIER *et al.*, 2014), que sugerem que a paleocirculação oceânica durante o evento anóxico do Cenomaniano-Turoniano era eficiente. Cunha (2001) também verificou a existência de periodicidade nos estratos dessa idade no Atlântico Sul, associadas a variações climáticas-orbitais correlacionáveis com os ciclos de Milankovitch, notadamente em função de oscilações de épocas úmidas e secas.

Assim como os demais intervalos ricos em matéria orgânica ao longo do Cretáceo, os processos deposicionais e as condições paleoambientais que favoreceram o desencadeamento de zonas anóxicas espessas durante o Cenomaniano-Turoniano ainda são motivo de debates. Du Vivier *et al.* (2014), por exemplo, assim como Schlanger e Jenkyns (1976), sugeriram que a anoxia global do Cenomaniano-Turoniano foi provocada, principalmente, pelo aumento do nível do mar e pelo influxo de nutrientes provenientes do continente, com contribuição da intensificação do vulcanismo que teria aumentado a concentração de nutrientes. Segundo os autores, esses processos estariam acoplados a uma paleocirculação oceânica eficiente que permitiria o transporte desses nutrientes para outras bacias. Para explicar as flutuações na profundidade da zona de mínimo oxigênio no Cenomaniano-Turoniano do Atlântico Sul, Jacquin e Graciansky (1988) sugeriram a interação do aumento da taxa de espalhamento oceânico com o aumento do nível do mar e a lenta circulação das águas oceânicas, que caracterizavam a área durante o período (Figura 13). Adicionalmente, consideraram a possibilidade do aumento do suprimento mineral e do conseqüente aumento da produtividade primária, devido à alta atividade hidrotermal ou vulcânica, relacionada com o espalhamento oceânico. Forster *et al.* (2008) também consideraram a maior propensão à exaustão de oxigênio no Atlântico Sul devido ao aquecimento global e à contribuição do fornecimento de nutrientes pelo hidrotermalismo ou vulcanismo. No entanto, atribuíram a variação da extensão vertical da zona de oxigênio mínimo principalmente a mudanças na bioprodutividade primária relacionadas à ocorrência de ressurgências com intensidades variáveis, suportadas por

modelagens paleoclimáticas descritas por Kruijs e Barron (1990). Estes autores, ao comparar zonas de alta bioprodutividade com zonas de ressurgência induzidas pelo vento em diferentes modelos paleoclimáticos, sugeriram que esse período era favorável à ocorrência de ressurgência e que as variações na intensidade eram sazonais.

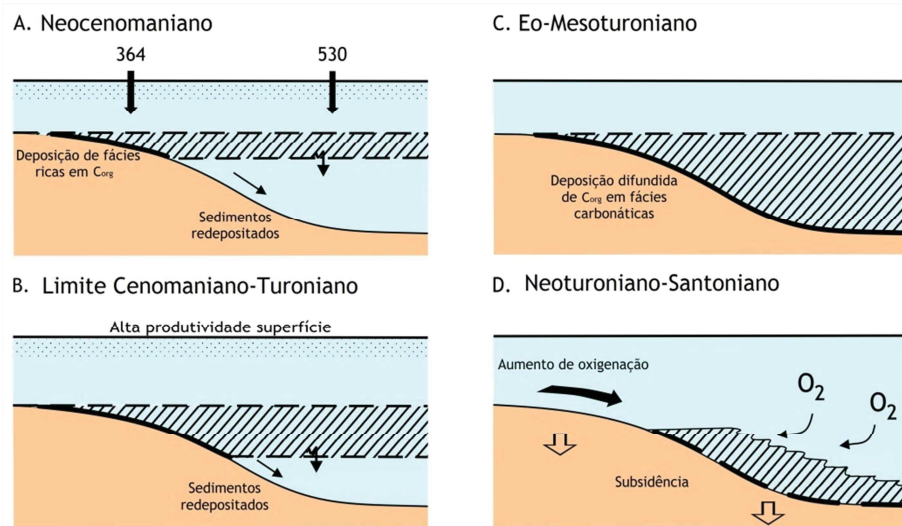


Figura 13: Reconstituição dos ambientes deposicionais relacionados com variação da extensão da camada de mínimo oxigênio durante o evento oceânico anóxico do Cenomaniano-Turoniano, no caso exemplificado dos poços DSDP 364 e 530 ( $C_{org}$ : carbono orgânico). Modificado de Jacquin e Graciansky (1988).

Nesse contexto, os depósitos formados e preservados deixaram um registro sedimentar e um traço químico em uma camada anormalmente rica em carbono orgânico marinho e  $C^{13}$ , em diversas condições geológicas em escala global (SCHLANGER *et al.*, 1987). Schlanger *et al.* (1987) descreveram o OAE do Cenomaniano-Turoniano, em diversas partes do mundo, composto por sedimentos marinhos com predominância de folhelhos laminados de cor cinza escuro a preta, geralmente piritosos e relativamente ricos em fosfato, além de altos teores de sílica devido à deposição abundante de radiolários. As concentrações de carbono orgânico variam de 1-2% a superiores a 20%, de origem principalmente planctônica e sem bioturbação. A ausência de bioturbação nessas camadas indica a inexistência de fauna escavadora devido às condições anóxicas (concentração de  $O_2 < 0,5$  mL/L). O querogênio presente é rico em lipídios, correspondendo ao tipo II, com contribuições variáveis de matéria orgânica terrestre (JACQUIN e GRACIANSKY, 1988; FORSTER *et al.*, 2008). As seções estratigráficas apresentadas por Schlanger *et al.* (1987) mostraram que os sedimentos de água rasa (100-200 m) não contêm uma camada rica em carbono orgânico. Portanto, os sedimentos teriam sido depositados acima da camada de oxigênio mínimo. A profundidade da base da camada de oxigênio mínimo é mais difícil de determinar, chegando a 1-2 km em alguns locais. No limite Cenomaniano-Turoniano, ou

muito próximo a ele, as deficiências em oxigênio foram marcadas durante um período de menos de 1 Ma (aproximadamente 550 mil anos; SAGEMAN *et al.*, 2006).

Em seções calcárias pelágicas e de plataforma, de acordo com Schlanger *et al.* (1987), o limite Cenomaniano-Turoniano é marcado por um aumento no  $\delta^{13}\text{C}$  dos carbonatos, com valores de +4‰ ou +5‰, em contraste com os calcários de +2‰ a +3‰, diretamente acima ou abaixo desses limites. Os altos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  indicam um enriquecimento no oceano global em  $\text{C}^{13}$  como resultado da extração preferencial de  $\text{C}^{12}$  por plânctons marinhos, que não foram reciclados de volta ao reservatório oceânico durante esse período de aumento do soterramento de carbono orgânico. A intensidade, a distribuição global e a restrição estratigráfica da excursão positiva do  $\delta^{13}\text{C}$  é uma forte evidência da existência de um curto período definido durante o qual o carbono orgânico foi retirado do reservatório oceânico, definindo, estratigraficamente, o limite do Cenomaniano-Turoniano (*e.g.* FORSTER *et al.*, 2008).

Estudos recentes (*e.g.* TAKASHIMA *et al.*, 2006; FORSTER *et al.*, 2008; JENKYNS, 2010; DU VIVIER *et al.*, 2014; JENKYNS, 2017) revelam a ocorrência de curtos eventos de resfriamento, correlatos a períodos de reoxigenação da lâmina d'água, durante o OAE 2. O soterramento de grandes quantidades de carbono e, possivelmente, o intemperismo da crosta continental, teriam reduzido a concentração de  $\text{CO}_2$  na atmosfera, ocasionando o resfriamento que foi denominado de *Cold Plenus Event* (JENKYNS, 2017).

Mello *et al.* (1989), através da integração de estudos geoquímicos e de microfósseis em sedimentos pelíticos do Cenomaniano ao Maastrichtiano nas bacias de Cassiporé, Ceará, Sergipe-Alagoas e Campos, concluíram que eventos oceânicos anóxicos intermitentes ocorreram nas bacias marginais brasileiras durante os intervalos do Cenomaniano ao Santoniano. Esses sedimentos foram caracterizados como *mudstones* calcários silicosos cinza laminados, intercalados com calcilitos pobres em carbono orgânico de cor creme claro/cinza, de 70 a 150 m de espessura. Os *mudstones* contêm carbono orgânico total e enxofre moderados a altos (até 5% e 0,6%, respectivamente), com alto potencial de geração de petróleo (até 20 kg HC/ton rocha) devido à presença de querogênio tipo II, com valores de índice de hidrogênio de até 550 mg HC/g COT e índice de oxigênio de até 100 mg  $\text{CO}_2$ /g COT. Os índices de maturação (valores máximos de reflectância da vitrinita de 0,6% Ro e Tmax de 430°C) indicam que essas sequências sedimentares estão imaturas nos poços analisados. Segundo os autores, a maior parte do intervalo do Cenomaniano-Turoniano conteve zonas de mínimo oxigênio, provavelmente relacionadas com o aumento do nível do

mar e com o possível aumento da salinidade da água de fundo, com intensidade e extensão vertical variáveis. A expansão da camada anóxica resultou na deposição de camadas ricas em carbono orgânico, com alto potencial de geração de óleo, que foram registradas apenas quando a camada de mínimo oxigênio adentra o talude e a plataforma continental em colunas d'água rasas a intermediárias. Trindade *et al.* (1996) identificaram este intervalo rico em matéria orgânica na Bacia de Santos, depositadas em condições anóxicas associadas com um clima quente e árido nas regiões próximas ao continente.

## 1.2 A ROCHA GERADORA NA ABORDAGEM DA ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

O padrão de empilhamento estratigráfico em uma bacia sedimentar é resultante da taxa de criação do espaço de acomodação, em resposta à variação da eustasia e da subsidência tectônica, e do influxo de sedimentos (CATUNEANU *et al.*, 2009). Os padrões estratigráficos no controle da arquitetura dos tratos de sistemas deposicionais dependem da atuação de muitos mecanismos, principalmente da tectônica, que controla a subsidência no tempo e no espaço, e da variação eustática. Mudanças climáticas e variações cíclicas da insolação moduladas pelos ciclos orbitais de Milankovitch também influenciam os padrões de empilhamento dos tratos de sistemas deposicionais ao alterar a distribuição da precipitação, o intemperismo, a formação dos solos e vegetações, entre outros fatores (CATUNEANU *et al.*, 2009).

A análise estratigráfica compreende o reconhecimento dos padrões de empilhamentos das fácies, que são corpos rochosos que possuem um conjunto de características que os tornam diferenciáveis das rochas adjacentes, tais como os aspectos litológicos (*e.g.* textura, tamanho e composição dos grãos, estrutura sedimentar e geometria) e paleontológicos (*e.g.* conteúdo fossilífero). As associações de fácies são compostas por grupos de fácies geneticamente relacionadas, permitindo interpretar os elementos deposicionais que refletem os sistemas deposicionais, relativos aos respectivos processos sedimentares. Um conjunto de sistemas deposicionais contíguos e contemporâneos determina os tratos de sistemas deposicionais segundo o seu padrão de empilhamento sedimentar, limitados por superfícies de sequências estratigráficas (CATUNEANU *et al.*, 2009).

A introdução do conceito de variação relativa do nível mar (POSAMENTIER & VAIL, 1988), medida entre a superfície do mar e o topo do substrato sedimentar, unificou os modelos relativos aos processos de geração de espaço de acomodação (JERVEY, 1988), que é

o espaço disponível para o preenchimento sedimentar. Em detrimento ao controle eminentemente eustático (VAIL *et al.*, 1977) ou tectônico (*e.g.* SCHWAN, 1980; MIAL, 1997), a combinação dos movimentos da superfície do mar (eustasia) e do assoalho deposicional (subsidência tectônica) passa a ser o fator primordial na criação do espaço de acomodação, que controla a arquitetura estratal e o padrão das fácies nas sequências deposicionais. A sucessão de fácies das sequências, portanto, passa a ser considerada como um registro estratal, essencialmente modulado pela atuação interativa entre a variação cíclica da acomodação (eustasia e tectonismo) e do suprimento sedimentar (JERVEY, 1988). Dessa forma, os tratos de sistemas correlacionam-se diretamente com um determinado segmento da curva de variação relativa do nível do mar ou do nível de base (superfície de equilíbrio entre a erosão e a deposição). A depender da taxa de variação relativa do nível do mar, o espaço de acomodação será positivo ou negativo (CATUNEANU *et al.*, 2009).

Um trato de sistemas é definido pela geometria dos estratos nas superfícies limitantes, pela sua posição dentro de uma sequência deposicional e pelo padrão interno de empilhamento (*e.g.* RIBEIRO, 2001). O reconhecimento dos tratos de sistemas, no arcabouço da estratigrafia de sequências, permite rastrear lateral e verticalmente as associações de fácies que caracterizam os elementos de um sistema petrolífero, que compreendem as rochas reservatório, geradora e selante. Aplicando-se os preceitos da estratigrafia de sequências, podem-se tecer inferências, por exemplo, sobre a posição geográfica favorável da cozinha geradora e das rotas preferenciais de migração do petróleo.

Apesar de ser amplamente empregada tanto na academia como na indústria, existem inúmeras abordagens alternativas para a estratigrafia de sequências, resultando em diferentes definições e termos para as unidades e superfícies estratigráficas. A escolha do modelo a ser utilizado deve ser feita segundo as superfícies estratigráficas de maior importância no local de estudo, definindo as unidades e limites de sequência apropriados (CATUNEANU *et al.*, 2009). Embora exista a diferenciação dos termos e definições, os padrões de empilhamento sedimentar em cada trecho da curva de variação relativa do nível do mar são os mesmos, visto que refletem a combinação de tendências deposicionais que incluem progradação, retrogradação, agradação e erosão (CATUNEANU *et al.*, 2009). A progradação ocorre quando a acomodação é positiva e a taxa de sedimentação supera a da criação de espaço de acomodação, movendo a linha de costa em direção à bacia (regressão normal). A retrogradação ocorre quando a acomodação é positiva e a taxa de sedimentação é inferior ao aumento do espaço de acomodação, movendo a linha de costa em direção ao continente (transgressão). A agradação ocorre quando a taxa de sedimentação é igual à taxa de aumento



do espaço de acomodação. Já a erosão ocorre quando a acomodação é negativa, expondo a plataforma e movendo a linha de costa em direção à bacia (regressão forçada).

Cada trato de sistemas em uma sequência deposicional, portanto, resulta da variação da posição da linha de costa (transgressiva ou regressiva), correlacionada com a curva de mudanças no nível base (Figura 14). Catuneanu *et al.* (2009), a fim de padronizar os termos relativos à estratigrafia de sequências, relacionaram as definições dos tratos de sistemas e das superfícies estratigráficas para cada evento do ciclo do nível de base (Figura 14).

O trato de sistemas de estágio de queda ocorre quando o rebaixamento do nível relativo do mar expõe a plataforma, resultando em uma atividade erosiva intensa da área emersa e preenchimento da bacia por canais e depósitos de deslizamentos de massa, como turbiditos (STEFFEN e GORIN, 1993). Uma conformidade correlativa marca o topo dessa sequência, a partir da qual ocorre o trato de sistemas de mar baixo, com o nível relativo do mar em lenta elevação. Nessa etapa, sedimentos progradacionais a agradacionais serão depositados (COE, 2003). Acima do trato de sistemas de mar baixo é definida a superfície regressiva máxima, seguida do aumento da taxa de subida relativa do nível do mar, que define o trato de sistemas transgressivo. O trato de sistemas transgressivo é caracterizado por uma sucessão de depósitos retrogradacionais, deslocando a atividade erosiva para as áreas proximais da bacia. Nessa fase, a sucessão sedimentar vertical se torna mais distal para cima e ocorre a máxima deposição de sedimentos em direção ao continente, culminando na superfície de inundação máxima (STEFFEN e GORIN, 1993). O trato de sistemas de mar alto caracteriza-se por um conjunto sedimentar progradante, sendo o limite dessa etapa definido quando a taxa de subida do nível relativo do mar decresce até zero. A partir do limite de sequência no topo do trato de sistemas de mar alto, as ocorrências das sequências regressivas se acomodam em um reduzido espaço de acomodação durante o rebaixamento do nível relativo do mar (COE, 2003).

No arcabouço da estratigrafia de sequências, o enriquecimento relativo da matéria orgânica ocorre predominantemente relacionado aos ciclos de aceleração de criação do espaço de acomodação, associados aos aumentos na bioprodutividade primária e às condições de anoxia na coluna d'água. A conjugação síncrona desses parâmetros possibilita a concepção de modelos de deposição de matéria orgânica em rochas geradoras marinhas, em função dos padrões verticais de distribuição dos tratos de sistemas deposicionais (*e.g.* CREANEY e PASSEY, 1993; TYSON, 1996).

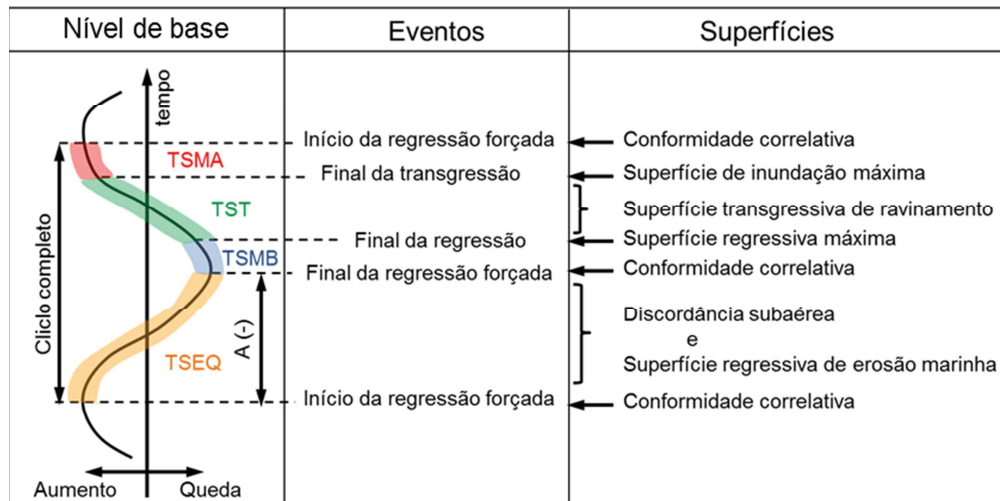


Figura 14: Curva de variação do nível de base indicando os eventos relativos às transgressões e regressões da linha de costa, responsáveis pela formação das superfícies que delimitam os tratos de sistemas. Os tratos de sistemas foram definidos segundo Hunt e Tucker (1992). TSMA: trato de sistemas de mar alto; TST: trato de sistemas transgressivo; TSMB: trato de sistemas de mar baixo; TSEQ: trato de sistemas de estágio de queda; A (-): acomodação negativa. Modificado de Catuneanu *et al.* (2009).

A variação da posição da linha de costa, transgressiva ou regressiva, nos tratos de sistemas, controla a taxa de suprimento sedimentar e dos constituintes terrestres orgânicos para a plataforma. A presença e a preservação das frações orgânicas alóctones (terrestres) e autóctones (marinhas) ocorrem em diferentes posições nos tratos de sistemas (Figura 15; MANN e ZWEIGEL, 2008), cujo padrão de empilhamento pode ser modificado pela interferência do fator climático. A oscilação climática pode resultar, por exemplo, no aumento de provimento de nutrientes e de matéria orgânica terrestre à bacia em climas úmidos em relação ao provimento durante climas áridos (TYSON, 1996).

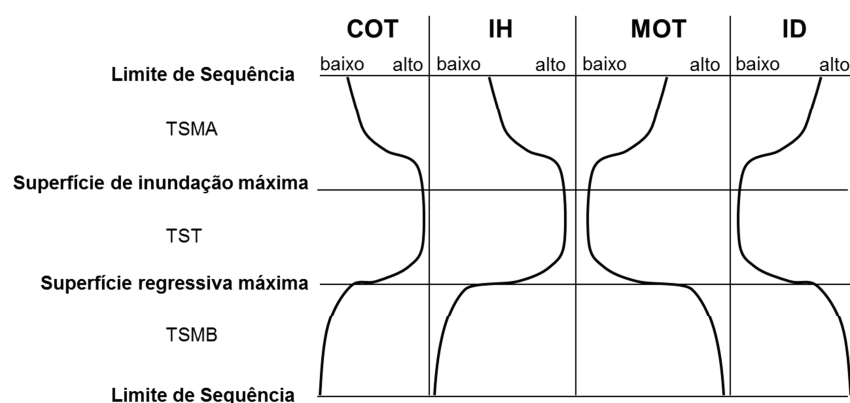


Figura 15: Relação das superfícies estratigráficas e tratos de sistemas (TSMA: trato de sistemas de mar alto; TST: trato de sistemas transgressivo; TSMB: trato de sistemas de mar baixo) com as características da matéria orgânica. COT: carbono orgânico total; IH: índice de hidrogênio; MOT: matéria orgânica terrestre; ID: índice de degradação (quantidade de fitoclastos bem preservados em relação aos fitoclastos altamente degradados). Modificado de Mann e Zweigel (2008), baseado em Pasley *et al.* (1993).

No trato de sistemas de estágio de queda, os sedimentos mais rasos são retrabalhados, estabelecendo condições de oxigenação de fundo, que permanecem durante o

estágio seguinte, de trato de sistemas de mar baixo. Esses depósitos, de cunho prográdacional, são formados por uma sucessão vertical de caráter mais proximal em direção ao topo (STEFFEN e GORIN, 1993). Associados a esses sedimentos estão os fragmentos orgânicos altamente degradados, resultando no aumento de partículas alóctones e diminuição relativa de componentes autóctones (Figura 15), que são diluídas em função da alta taxa de sedimentação e destruídas durante o transporte trativo dos sedimentos que estabelece grande oxigenação no substrato deposicional (STEFFEN e GORIN, 1993; TYSON, 1996). Esses tratos de sistemas são os que possuem menor capacidade de desenvolvimento de rochas geradoras com alto potencial petrolífero (MYERS, 2009).

No trato de sistemas transgressivo, no qual ocorre a máxima deposição de sedimentos em direção ao continente, o decréscimo progressivo da taxa de sedimentação em direção à bacia propicia o desenvolvimento de uma seção condensada que, na existência de alta produtividade primária e condições propícias para a preservação da matéria orgânica, representa o clímax de concentração de carbono orgânico total e de qualidade de uma rocha potencialmente geradora de petróleo (TYSON, 1996). Diversos autores notaram a correlação entre a ocorrência de fácies ricas em conteúdo orgânico e transgressões regionais (*e.g.* JENKYNS, 1980; DEMAISON e MOORE, 1980). O conteúdo orgânico dessas rochas é marcado pelo aumento relativo de organismos autóctones, tanto em abundância como em diversidade, sendo reduzidos os fragmentos orgânicos terrígenos (STEFFEN e GORIN, 1993). O trato de sistemas transgressivo finda com a superfície de inundação máxima, correspondendo geralmente à maior extensão e riqueza das fácies orgânicas (Figura 15). Nessa fase, são depositadas as fácies de granulometria fina associadas com uma maior quantidade de matéria orgânica, favorecendo a criação de condições de anoxia, que resulta no aumento do índice de hidrogênio, devido ao aumento da preservação (MANN e ZWEIGEL, 2008). Durante o rápido aumento do nível do mar até o seu pico, do trato de sistemas transgressivo ao início do trato de sistemas de mar alto, é reduzida a mistura turbulenta da água ao longo de uma maior área da bacia, propiciando a ocorrência ou reforçando a estratificação da massa d'água, proporcionando a preservação de matéria orgânica (TYSON, 1996).

Em seguida, com a redução da taxa de aumento relativo do nível do mar e aumento do aporte sedimentar no trato de sistemas mar alto, a área de deposição das rochas geradoras é gradualmente reduzida. O padrão vertical sedimentar é semelhante ao do trato de mar baixo, excetuando-se a ocorrência de exposição intensa da plataforma nos primeiros depósitos de mar alto (STEFFEN e GORIN, 1993).

Assumindo a anoxia na interface sedimento-água, o posicionamento paleogeográfico do intervalo potencialmente gerador dentro da bacia também determina a riqueza e a espessura da rocha geradora (CREANEY e PASSEY, 1993; Figura 16). Ao se analisar a sucessão estratigráfica em diferentes posições ao longo da bacia, aquela situada no centro da bacia registrará uma sequência de diversas unidades com altas concentrações de carbono, devido à baixa taxa de sedimentação em função da maior distância da influência de sedimentos progradantes (poço 1; Figura 16). Aquelas situadas próximas à plataforma tendem a registrar as mudanças no suprimento sedimentar relativas às flutuações da taxa de acomodação, acarretando a diluição do conteúdo orgânico quando o aporte sedimentar é alto (poços 2 e 3; Figura 16). Quanto mais próxima a fonte de sedimentos terrígenos, maior é a diluição orgânica.

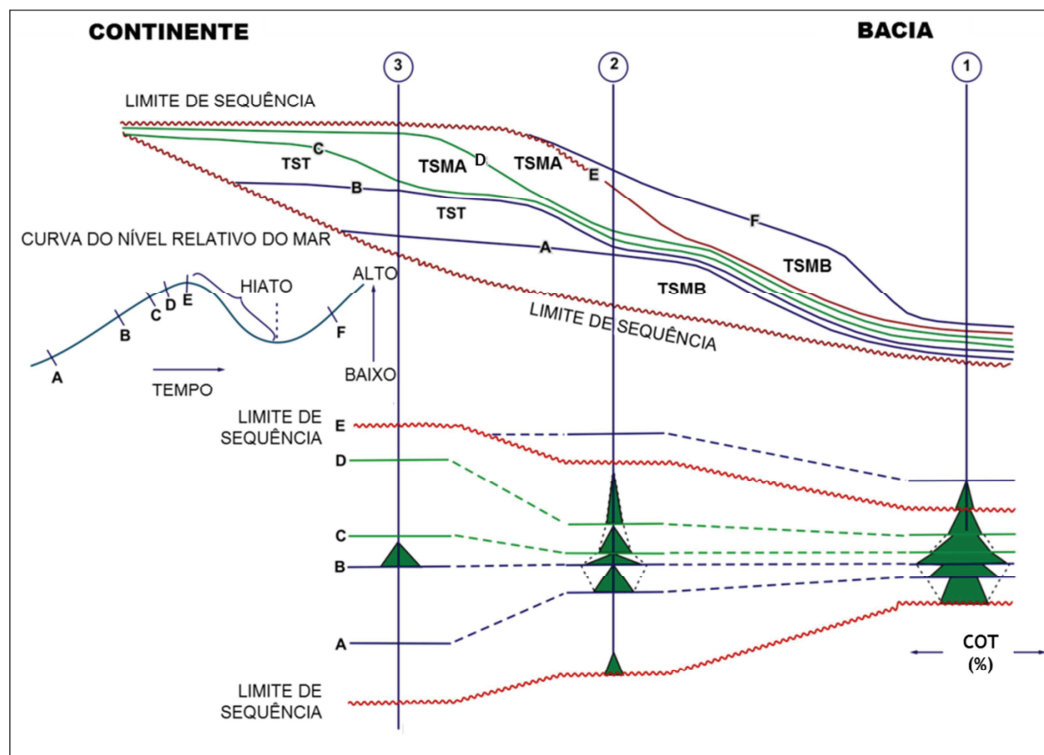


Figura 16: Sucessão hipotética ilustrando a distribuição estratigráfica de rochas ricas em matéria orgânica em três localizações paleogeográficas diferentes na bacia. Assumem-se condições anóxicas na base de todas as clinofórmulas. COT: Carbono Orgânico Total (%); TSMB: trato de sistema de mar baixo; TST: trato de sistema transgressivo; TSMA: trato de sistema de mar alto. Modificado de Creaney e Passey (1993).

Tyson (1996) complementou o modelo de Creaney e Passey (1993) ao considerar a deposição dos tratamentos de sistema em condições óxicas. O autor admitiu que, apesar da progradação em condições anóxicas resultar na diluição do conteúdo orgânico nos sedimentos e, conseqüentemente, no decréscimo do COT e do índice de hidrogênio (relacionado à preservação da matéria orgânica), em um sistema óxico pode resultar em um efeito positivo dos mesmos parâmetros. Isso se deve ao fato de que em um sistema anóxico a preservação é

máxima. Assim, ao carrear sedimentos terrígenos e, possivelmente, matéria orgânica terrestre, que possui intrinsecamente menor índice de hidrogênio, a progradação resulta na diluição do COT e, ocasionalmente, no rebaixamento do índice de hidrogênio nesses ambientes. No caso de condições óxicas, a alta sedimentação aumenta a eficiência de soterramento ao reduzir o tempo de exposição da matéria orgânica à degradação aeróbica, aumentando sua riqueza e preservação. No entanto, assim como Creaney e Passey (1993), postulou que a acumulação e preservação serão máximas em zonas próximas à superfície de inundação máxima.

A ocorrência de rochas geradoras, portanto, não é uniforme ao longo da bacia e não está restrita a apenas um trato de sistemas (CREANEY e PASSEY, 1993; TYSON, 1996; MYERS, 2009). A distribuição estratigráfica dos teores de carbono orgânico também depende da interação das variações da taxa de sedimentação com as condições redox da bacia. Porém, em geral, a acumulação e a preservação de matéria orgânica serão máximas em zonas próximas à superfície de inundação máxima (CREANEY E PASSEY, 1993; TYSON, 1996). Acima e abaixo dessa superfície, há um decréscimo do COT, reflexo do aumento na diluição do conteúdo orgânico em função do aumento da taxa de sedimentação (CREANEY e PASSEY, 1993), e decréscimo do índice de hidrogênio, ocasionado pelo aumento da exposição a condições oxidantes e do aumento relativo de matéria orgânica de origem terrestre (TYSON, 1996).

### 1.3 CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS GERADORAS

O querogênio pode ser definido como a parte da matéria orgânica sedimentar insolúvel em solventes orgânicos (*e.g.* DURAND e NICAISE, 1980). A presença de querogênio é um requisito para uma rocha ser considerada rocha geradora ativa ou potencial (TISSOT e WELTE, 1978). A identificação de uma rocha geradora inclui análise da ocorrência de camadas ricas em carbono orgânico com base no posicionamento estratigráfico, extensão lateral e variação de fácies orgânica (tipo, riqueza e qualidade). É importante predizer as características das rochas geradoras onde a amostragem é deficiente, uma vez que a eficiência e o *timing* da expulsão do óleo, além das propriedades do petróleo gerado, podem variar dependendo da quantidade, maturação e tipo de matéria orgânica. Conforme abordado no tópico 1.1, os maiores fatores que controlam a formação de rochas com alto conteúdo orgânico são a produtividade primária, a eficiência da preservação da matéria orgânica e a diluição controlada pela taxa de sedimentação.

As heterogeneidades das rochas geradoras devem ser consideradas para melhor estimar o potencial petrolífero de bacias sedimentares. Mesmo com todas as condições favoráveis para a acumulação da matéria orgânica, as propriedades e a distribuição das rochas potencialmente geradoras variam em diversas escalas verticais e laterais: escala microscópica, na qual a matéria orgânica ocorre como partículas orgânicas dispersas, com diferentes formatos e tamanhos; escala de sequência, na qual os perfis geoquímicos geralmente apresentam diferenças verticais no conteúdo e qualidade orgânica dentro de um mesmo intervalo sedimentar; escala de bacia, que é reflexo das mudanças laterais de fácies sedimentares (HUC, 1988), geralmente como função da proximidade de suprimento sedimentar e de nutrientes.

O limite inferior de carbono orgânico para se considerar uma rocha potencialmente geradora de acumulações comerciais de petróleo tem sido admitido como 0,5% para rochas detríticas e 0,3% para rochas carbonáticas e evaporíticas (*e.g.* TISSOT e WELTE, 1978; FERTL *et al.*, 1986). O menor limite para rochas carbonáticas é baseado em observações empíricas, possivelmente devido à menor capacidade de retenção de petróleo dos carbonatos em relação às argilas (KATZ, 1983). A riqueza da matéria orgânica não é herdada de uma litofácies particular, mas tende a estar associada com sedimentos finos.

### 1.3.1 QUANTIDADE DE MATÉRIA ORGÂNICA A PARTIR DE MÉTODOS DIRETOS

A quantidade de matéria orgânica nos sedimentos é expressa como porcentagem de massa seca de matéria orgânica em relação à massa total. O conteúdo de querogênio em sedimentos pode ser determinado pela técnica de Carbono Orgânico Total (COT), a partir da combustão de carbono orgânico em uma atmosfera rica em oxigênio após a remoção do carbono dos carbonatos por tratamento ácido. A quantidade de CO<sub>2</sub> gerada pela combustão é, portanto, proporcional à quantidade de carbono orgânico presente na amostra. Esse procedimento, por conseguinte, determina apenas a quantidade de carbono orgânico, e não a matéria orgânica ou querogênio total. Em geral, cerca de 80% da massa de um querogênio é composta por carbono. Para compensar os outros elementos presentes (TYSON, 1995), tais como hidrogênio (3 a 10 wt%), oxigênio (3 a 20 wt%), nitrogênio (0 a 4 wt%) e enxofre (0 a 4 wt%), a fim de se obter o conteúdo de matéria orgânica total, o COT mensurado deve ser multiplicado por um fator de conversão que depende do tipo de querogênio e do nível de sua evolução térmica (TISSOT e WELTE, 1978), presente na Tabela 2.

Tabela 2: Fatores de conversão para o cálculo da matéria orgânica total a partir do conteúdo orgânico total (COT). Modificado de Tissot e Welte (1978).

Estágio	Tipo de Querogênio			Carvão
	I	II	III	
<b>Diagênese</b>	1,25	1,34	1,48	1,57
<b>Final da catagênese</b>	1,20	1,19	1,18	1,12

### 1.3.1.1 TIPO, QUALIDADE E EVOLUÇÃO TÉRMICA DA MATÉRIA ORGÂNICA

A medida de concentração de carbono orgânico não é suficiente para identificar o potencial petrolífero de uma rocha geradora (DEMAISON e MOORE, 1980), já que diferentes tipos de matéria orgânica possuem diferentes potenciais de geração de petróleo. Dessa forma, a distinção do tipo de matéria orgânica é fundamental para a avaliação de um sistema petrolífero. Essas diferenças são devidas a variações na estrutura química da matéria orgânica de acordo com a natureza dos organismos precursores e com as condições físico-químicas do ambiente de deposição, que estão diretamente relacionados com o transporte e a preservação da matéria orgânica. Por necessitarem de suporte estrutural de polímeros como lignina, as plantas terrestres, por exemplo, possuem composição diferente das aquáticas (TISSOT e WELTE, 1978), além das condições de preservação serem mais adequadas em condições subaquosas. Frequentemente, a matéria orgânica de origem terrestre é oxidada e/ou retrabalhada, sendo geralmente pobre em hidrogênio. Conseqüentemente, possui baixo potencial para a geração de óleo, mas pode elevar o conteúdo carbono orgânico (DEMAISON e MOORE, 1980).

A composição variável do querogênio pode resultar em sua conversão, quando submetido a condições favoráveis, para óleo e/ou gás e, em alguns casos, não possui potencial para geração desses componentes. O principal fator que controla o tipo de fluido que será gerado a partir do querogênio é a sua quantidade de hidrogênio que, quando é alta e possui estruturas que podem gerar moléculas grandes e complexas, possui propensão para a geração de óleo. Por outro lado, quando o querogênio é pobre em hidrogênio, possui maior propensão para a geração de gás. Em geral, os organismos ricos em hidrogênio são compostos principalmente por lipídios, resinas e carboidratos, oriundos principalmente de algas, bactérias, cutículas, pólenes e esporos. Aqueles pobres em hidrogênios são provenientes de ligninas e celuloses derivadas de plantas superiores. Porém, caso as condições do ambiente de deposição de matéria orgânica possuam baixo potencial de preservação, o conteúdo de hidrogênio poderá ser reduzido devido à degradação e oxidação da matéria orgânica,

diminuindo progressivamente a capacidade de geração de óleo e, em casos extremos, resultando em um querogênio inerte, isto é, sem capacidade de conversão para óleo e/ou gás (TISSOT e WELTE, 1978).

A evolução térmica da rocha geradora também modifica as propriedades físicas e químicas da matéria orgânica. Os principais métodos de análise do tipo, qualidade e maturação da matéria orgânica são os métodos óticos, que permitem a visualização do querogênio, e os métodos físico-químicos, que resultam em uma análise total (*bulk*) da rocha, e devem ser utilizados de maneira complementar.

O diagrama de van Krevelen (ESPITALIÉ *et al.*, 1977) possibilita uma classificação dos tipos de querogênio de acordo com as relações entre os três principais elementos que o constituem: hidrogênio, oxigênio e carbono (Figura 17). Quando as razões elementares H/C e O/C são plotadas no diagrama, as amostras que correspondem a um mesmo tipo de matéria orgânica se agrupam em uma curva definida pelos autores como “caminho de evolução”, já que o alinhamento para o mesmo tipo de matéria orgânica está associado aos diferentes graus de evolução térmica das amostras. Tissot e Welte (1978) caracterizam os diferentes tipos de querogênio como:

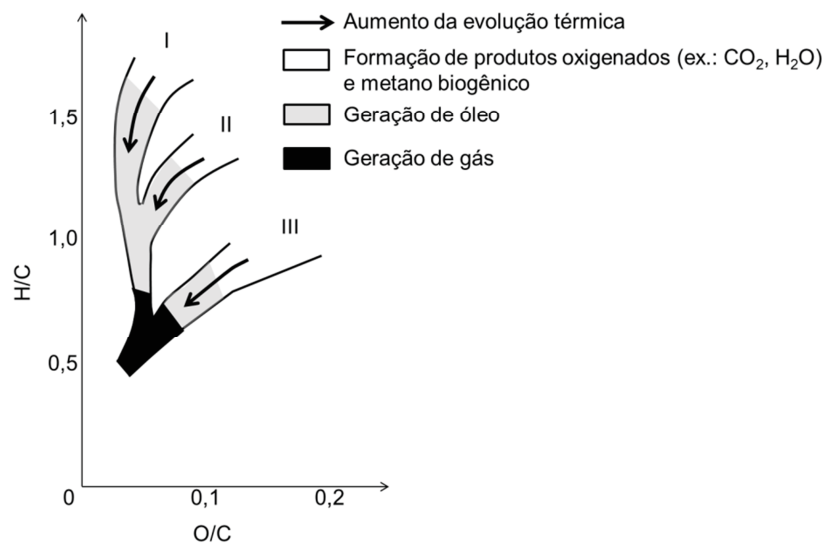


Figura 17: Esquema dos tipos de querogênio segundo a composição elementar e os principais produtos resultantes da evolução térmica. Modificado de Tissot e Espitalié (1975).

a) Tipo I (Figura 18a): Alta proporção de material lipídico, em grande parte resultante da deposição de algas, particularmente de ambientes lacustres. São ricos em hidrogênio (predominam cadeias alifáticas), com alta razão H/C e baixa razão O/C e, conseqüentemente, têm alto potencial para geração de óleo.

b) Tipo II (Figura 18b): Proveniente principalmente de ambientes marinhos, nos quais a matéria orgânica autóctone (*e.g.* fitoplâncton, zooplâncton e bactérias) foi depositada em um



ambiente redutor. Também pode ser formado pela degradação parcial do querogênio tipo I, com razões H/C relativamente alta e O/C baixa. Os núcleos poliaromáticos e grupos de ácido carboxílico são mais importantes do que no tipo I, mas menos importantes do que no tipo III, e o material saturado compreende abundantes cadeias alifáticas de tamanho moderado e anéis naftênicos. O enxofre pode ocorrer em concentrações consideráveis. Tem potencial para geração de óleo, mas em volumes inferiores do que o tipo I, e constituem as principais rochas geradoras em escala mundial (PETERS *et al.*, 2005). O querogênio tipo II/III é caracterizado pela composição transicional entre os tipos II e III, representando uma mistura entre componentes de origem marinha e terrestre.

c) Tipo III (Figura 18c): Derivado de celulose e lignina proveniente de plantas terrestres, geralmente presente ao longo de margens continentais. Os núcleos poliaromáticos são importantes e os alifáticos são minoritários. Possuem razões H/C baixa e O/C alta, com potencial para geração de gás. A biodegradação é limitada devido à associação com ambientes de espessa sedimentação detrítica, mas, em muitos casos, a matéria orgânica é inicialmente oxidada e depois transportada para os depocentros das bacias.

d) Tipo IV: Nos casos em que a oxidação é muito intensa, o querogênio possui razão H/C muito baixa e O/C alta, classificado como querogênio tipo IV. Sua origem está relacionada aos outros tipos de querogênio, que foram altamente retrabalhados e oxidados. Por não possuir potencial para a geração de petróleo, não está representado na Figura 17.

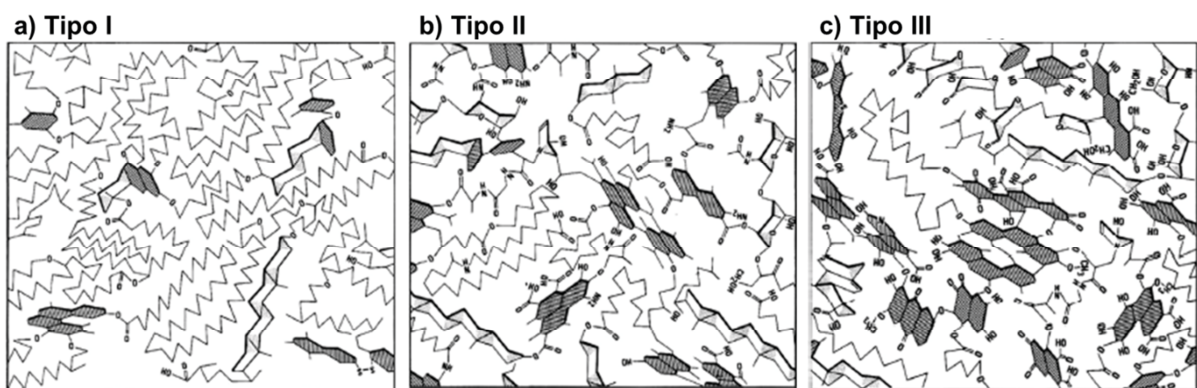


Figura 18: Figuras esquemáticas dos tipos de estruturas dos querogênios tipo a) I, b) II e c) III. As linhas representam as cadeias alifáticas, as estruturas naftênicas são representadas por polígonos cinza claro e as estruturas aromáticas estão representadas pelos polígonos cinza escuro. O: oxigênio; OH: ácido carboxílico. Modificado de Behar e Vandenbroucke (1987), *apud* Dembicki (2016).

Com o aumento do soterramento e, conseqüentemente, da pressão e temperatura, a estrutura do querogênio deixa de ser estável e ocorrem rearranjos para atingir o equilíbrio termodinâmico nas novas condições durante os estágios de diagênese, catagênese e metagênese (Figura 19). As transformações resultam em diminuições progressivas dos grupos

funcionais e das cadeias alifáticas, e do aumento da aromatização de anéis naftênicos. Dessa forma, com o aumento da maturação resultante do soterramento, há uma redução das razões H/C e O/C.

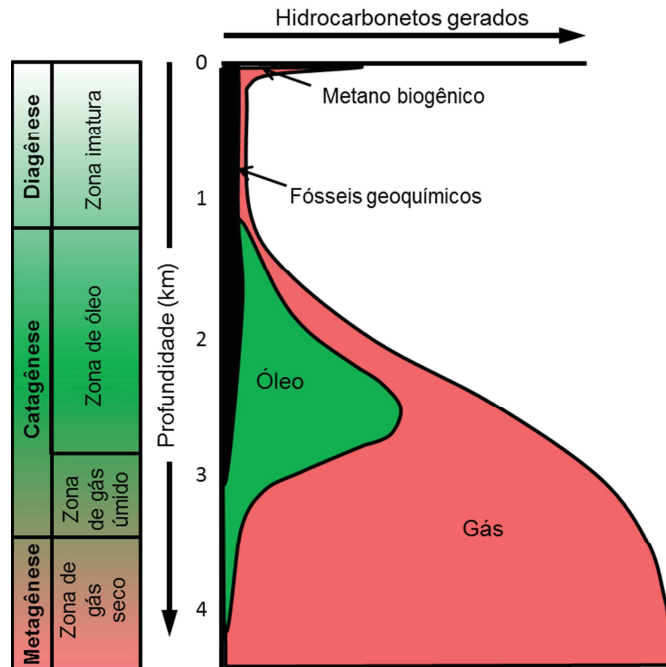


Figura 19: Esquema de geração de hidrocarbonetos em função da profundidade e da temperatura. Modificado de Tissot *et al.* (1974).

A diagênese ocorre a baixas temperaturas, quando a atividade bacteriana ainda é importante. Durante os primeiros estágios de diagênese, portanto, há alteração da matéria orgânica nos sedimentos superiores, com formação de metano biogênico. Posteriormente, há liberação de  $O_2$  como  $CO_2$ ,  $H_2O$  e compostos orgânicos, quando as ligações heteroatômicas e grupos funcionais são eliminados. Ainda no estágio imaturo, os primeiros produtos de petróleo são gerados, que são os compostos heteroatômicos de alto peso molecular (resinas e asfaltenos). A mais altas temperaturas há o início da maturação na catagéneses, quando muito hidrogênio é perdido por geração de petróleo através do craqueamento térmico da matéria orgânica. Com o avanço da temperatura, condensados e gases úmidos são gerados a partir do próprio querogênio e do petróleo já gerado. Por fim, gás seco (metano) é formado durante a metagéneses, que contempla os estágios de alta maturação (TAYLOR *et al.*, 1998).

### 1.3.1.2 PIRÓLISE ROCK-EVAL

A pirólise Rock-Eval (ESPITALIÉ *et al.*, 1977) é uma ferramenta que possibilita a determinação do tipo, potencial de geração e maturação da matéria orgânica simultaneamente. Consiste em um processo de aquecimento em atmosfera inerte (ausente em  $O_2$ ) para que

ocorram apenas as transformações da matéria orgânica em função do aumento da temperatura. A partir dos parâmetros resultantes ( $S_1$  – hidrocarbonetos livres já existentes na rocha;  $S_2$  – hidrocarbonetos gerados pela pirólise do querogênio;  $S_3$  – quantidade de  $CO_2$  presente no querogênio; e  $T_{max}$  – temperatura de máxima geração de hidrocarbonetos), podem-se obter informações a respeito da origem, potencial de geração e evolução térmica da rocha geradora:

a) O tipo de matéria orgânica pode ser determinado utilizando-se as razões  $S_2/COT$  e  $S_3/COT$  ( $\times 100$  mg/g), denominadas de índice de hidrogênio (IH – mg HC/g COT) e índice de oxigênio (IO – mg  $CO_2$ /g COT) respectivamente, e plotando-as no diagrama de van Krevelen modificado (diagrama tipo van Krevelen). Segundo Espitalié *et al.* (1977), o oxigênio e hidrogênio liberados ao longo da pirólise de um querogênio são representativos do conteúdo de oxigênio e hidrogênio observados em sua análise elementar. Dessa forma, as razões IH e IO são correlacionáveis com as razões atômicas H/C e O/C medidas pela análise elementar. Uma ambiguidade desse método é que essa classificação está diretamente relacionada com o conteúdo de hidrogênio e oxigênio, muitas vezes mascarada pela maturação e pelo grau de oxidação. Nesses casos, a discriminação dos tipos de matéria orgânica pode ser feita através da petrografia orgânica.

Para cada tipo de querogênio, o produto expulso da rocha geradora esperado pode ser inferido através dos parâmetros da Tabela 3. Rochas com baixo índice de hidrogênio (IH) possuem potencial para geração de gás principalmente devido à baixa eficiência de expulsão, isto é, o óleo gerado permanece na rocha geradora e grande parte dele é craqueado para gás. Índices de oxigênio (IO) anormalmente altos podem ser derivados de rochas que contêm matriz majoritariamente carbonática, uma vez que certos tipos de carbonatos podem ser decompostos na faixa de temperatura na qual o  $CO_2$  é armazenado durante a pirólise (KATZ, 1983).

Tabela 3: Parâmetros geoquímicos que descrevem o tipo de querogênio (qualidade) e características dos produtos expulsos. Os parâmetros são aproximações baseadas em rochas geradoras imaturas. IH: índice de hidrogênio. Modificado de Peters e Cassa (1994).

Tipo de querogênio	IH (mg HC/g COT)	$S_2/S_3$	Razão atômica H/C	Principal produto expulso no pico de maturação
I	>600	>15	>1,5	Óleo
II	300 - 600	10 - 15	1,2 - 1,5	Óleo
II/III*	200 - 300	5 - 10	1,0 - 1,2	Mistura de óleo e gás
III	50 - 200	1 - 5	0,7 - 1,0	Gás
IV	<50	<1	<0,7	-

\* O tipo II/III se refere a querogênios com composição entre os tipos II e III

b) O potencial de geração é a quantidade total de hidrocarbonetos que podem ser gerados pela rocha quando submetidos a altas temperaturas:  $S_1 + S_2$ . O potencial petrolífero

representa a quantidade de hidrocarbonetos que ainda podem ser gerados caso essa rocha seja submetida a condições de alta temperatura e longo tempo ( $S_2$ ; Tabela 4).

Tabela 4: Parâmetros geoquímicos de matéria orgânica que descrevem o potencial petrolífero de uma rocha geradora imatura. COT: carbono orgânico total. Modificado de Peters e Cassa (1994).

Potencial petrolífero	COT (% m/m)	S <sub>1</sub> (mg HC/g rocha)	S <sub>2</sub> (mg HC/g rocha)
Pobre	0 - 0,5	0 - 0,5	0 - 2,5
Razoável	0,5 - 1	0,5 - 1	2,5 - 5
Bom	1 - 2	1 - 2	5 - 10
Muito bom	2 - 4	2 - 4	10 - 20
Excelente	>4	>4	>20

c) A evolução térmica pode ser inferida utilizando-se o Tmax, temperatura de máxima geração de hidrocarbonetos (pico do S<sub>2</sub>) durante a pirólise Rock-Eval (Tabela 5), e/ou da relação entre os hidrocarbonetos gerados e o potencial de geração, denominada de taxa de transformação. A taxa de transformação pode ser obtida pelas relações  $(S_{2o}-S_{2r})/S_{2o}$  ou  $(IH_o-IH_r)/IH_o$  (GONÇALVES *et al.*, 1997), onde o *o* e o *r* indicam se o parâmetro é relativo à sua propriedade original (anterior à maturação) ou residual (posterior à maturação). Em relação ao Tmax, ele é dependente do tipo de matéria orgânica e sua precisão é limitada quando o pico S<sub>2</sub> é pequeno.

Para identificar o tipo de matéria orgânica conhecendo-se a evolução térmica da matéria orgânica de maneira complementar ao diagrama tipo van Krevelen (Figura 20a), Espitalié *et al.* (1986) acoplaram a informação de um indicador do nível de maturação térmica (Tmax) com um indicador do tipo de matéria orgânica (IH) em um gráfico IH-Tmax (Figura 20b).

Tabela 5: Alguns parâmetros geoquímicos que descrevem o nível de maturação térmica da rocha geradora. Modificado de Peters e Cassa (1994). Ro: reflectância da vitrinita<sup>5</sup>.

Estágio de maturação térmica	Ro (%)	Tmax (°C)
Imaturo	0,2 - 0,6	<435
Início de janela de óleo	0,6 - 0,65	435 - 445
Pico de janela de óleo	0,65 - 0,9	445 - 450
Final de janela de óleo	0,9 - 1,35	450 - 470
Senil	>1,35	>470

<sup>5</sup> A reflectância da vitrinita (Ro%) indica o nível de evolução térmica em matéria orgânica dispersa. É a medida da intensidade da luz refletida em relação à incidente, em porcentagem, em partículas de macerais do grupo da vitrinita. Quanto maior o valor de %Ro, maior o estágio de evolução térmica da vitrinita, que está relacionada com a história de tempo e de temperatura à qual a rocha foi submetida.

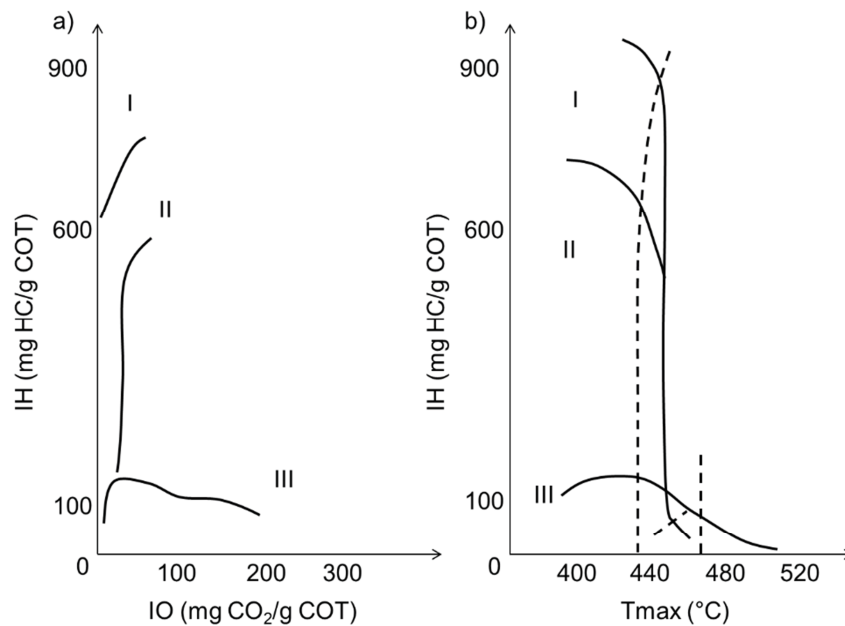


Figura 20: Diagramas esquemáticos a) tipo van Krevelen (ESPITALIÉ *et al.*, 1977) e b) IH-Tmax (ESPITALIÉ *et al.*, 1986). Modificado de Espitalié *et al.* (1986). Onde IH: índice de hidrogênio; IO: índice de oxigênio; Tmax: temperatura de máxima geração de hidrocarbonetos. As linhas contínuas representam as tendências de matéria orgânica tipos I, II ou III, e as linhas tracejadas representam os limites imaturo-janela de geração de óleo e gás para cada tipo de matéria orgânica.

### 1.3.2 QUANTIDADE DE MATÉRIA ORGÂNICA A PARTIR DE MÉTODOS INDIRETOS: ABORDAGEM GEOFÍSICA

As informações geoquímicas de rochas geradoras são geralmente pontuais e descontínuas, muitas vezes amostradas em posições não representativas do conteúdo orgânico da bacia. Com o propósito de contornar essas limitações, diferentes métodos foram desenvolvidos para obter uma estimativa do carbono orgânico. A matéria orgânica possui propriedades físicas que diferem da maior parte da composição das rochas sedimentares. Conseqüentemente, as propriedades petrofísicas de rochas que são ricas em matéria orgânica são diferentes. Os métodos geofísicos, portanto, são capazes de detectar a presença dessas rochas sedimentares e podem ser utilizados para estimar o conteúdo de carbono orgânico. No entanto, deve-se atentar às limitações inerentes a cada técnica, principalmente no que se refere à diferença na resolução vertical e lateral, além da complexidade da variabilidade da matriz e da matéria orgânica.

### 1.3.2.1 ESTIMATIVA DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL UTILIZANDO DADOS DE PERFILAGEM GEOFÍSICA DE POÇOS

A perfilagem geofísica de poços fornece registros verticais e contínuos da formação em subsuperfície. As ferramentas de perfilagem contêm sensores que medem diferentes propriedades físicas das rochas no entorno do poço, tais como propriedades elétricas, radioativas, nucleares e acústicas. A aplicação petrolífera dessas informações iniciou em 1927, quando o primeiro perfil de resistividade foi utilizado em um poço no Campo de Pechelbronn, na França (FERTL *et al.*, 1986).

A qualidade de algumas medidas de perfis é afetada, entre outros fatores, pelo arrombamento da formação, que corresponde a um alargamento do diâmetro do poço. Para identificar esse tipo de ocorrência e verificar a acurácia dos perfis, é utilizado o perfil Caliper, que mede as variações do diâmetro do poço.

As rochas geradoras ricas em carbono orgânico geralmente apresentam maiores valores de raios gama, resistividade, tempo de trânsito e menor valor de densidade quando comparadas com não geradoras, com a mesma mineralogia e compactação (*e.g.* FERTL *et al.*, 1986; PASSEY *et al.*, 1990; ABRAHÃO, 1989; SUN *et al.*, 2014; Figura 21). Devido à resolução vertical dos perfis (de 0,2 a 0,8 m nos casos dos perfis utilizados neste trabalho; Figura 22), rochas geradoras podem ser identificadas mesmo quando sua espessura é abaixo da resolução das curvas utilizadas, mas a quantificação é imprecisa. As medidas em perfis são uma média das propriedades físicas nesse intervalo, diferentemente dos dados medidos em rocha que, a depender do tipo de amostragem, podem ser pontuais e representam uma média da amostra com resolução de aproximadamente 2,5 cm. No caso de uma formação homogênea, sem variação vertical de matriz e matéria orgânica, o COT estimado por perfis reflete o dado medido da amostra. Porém, geralmente há heterogeneidade vertical, e o resultado estimado através de perfis representa a média do intervalo, não necessariamente refletindo o dado de amostra pontual (Figura 23), onde em geral apenas o intervalo rico é amostrado. Portanto, muitas vezes, quando o resultado estimado por perfis não se calibra bem com a medida de COT em uma amostra pontual, trata-se de um indicativo de que existe variação vertical de riqueza orgânica.

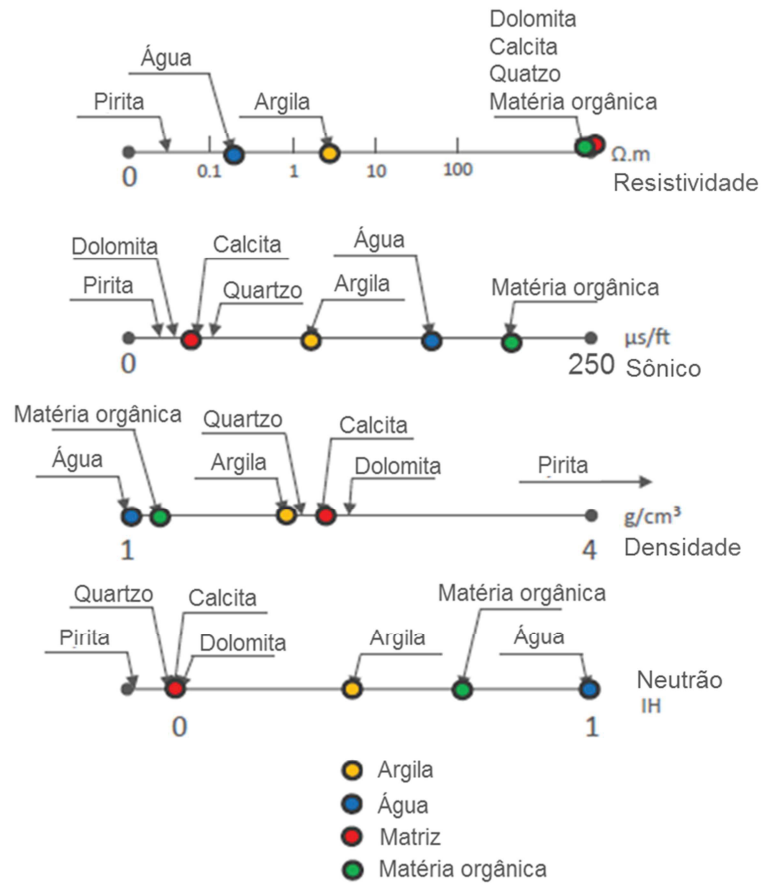


Figura 21: Respostas dos perfis resistividade, sônico, densidade e neutrão referentes aos principais componentes das rochas sedimentares. Cortesia de Renaud Traby, modificado de Carpentier *et al.* (1991).

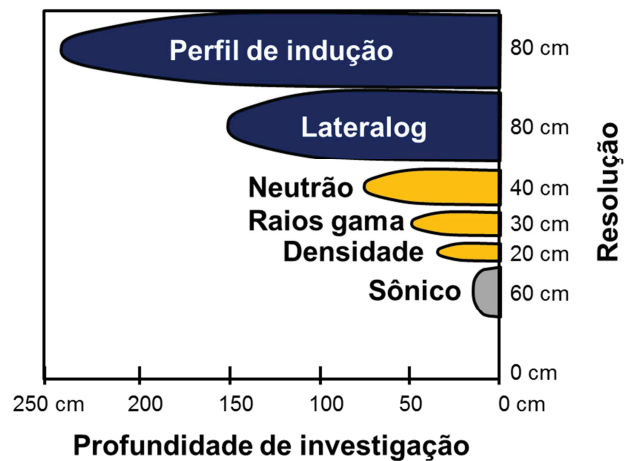


Figura 22: Comparação entre as profundidades de investigação e resolução de diferentes tipos de perfis: de resistividade (perfil de indução e lateralog), radioatividade (neutrão, raios gama e densidade) e acústico (sônico). Modificado de <https://www.spec2000.net/01-resdesc.htm>.

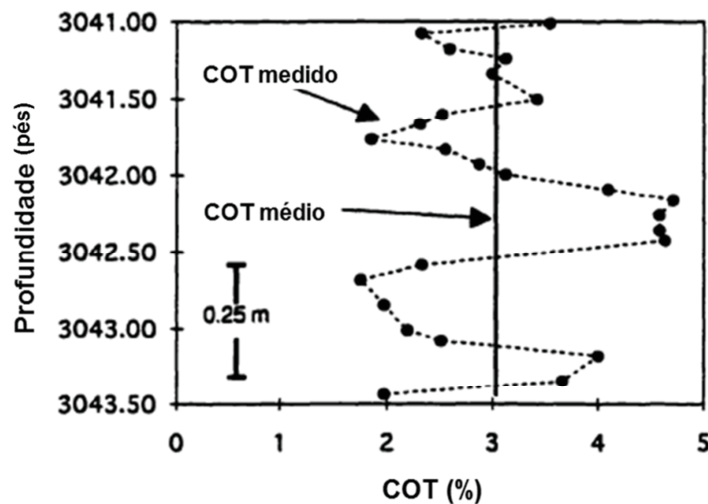


Figura 23: Valores de carbono orgânico total (COT %) para um intervalo de 2,5 pés (0,8 m) da Fm. Niobara (Estados Unidos). Modificado de Tanck (1997).

#### a) Raios gama natural

O perfil de raios gama registra a emissão de raios gama natural essencialmente devido ao decaimento radioativo do potássio de massa atômica 40 ( $K^{40}$ ) e aos elementos radioativos das séries de tório e urânio (SCHLUMBERGER, 1989). Os perfis de raios gama espectral podem separar as emissões de raios gama em espectro de energia, que correspondem à abundância desmembrada de potássio, urânio e tório. Por medir a radiação natural emitida pela formação, pode ser utilizado como discriminador de litologia, principalmente na diferenciação de folhelhos e litologias de reservatório, e é apresentado em unidades API (*American Petroleum Institute*).

Os padrões das assinaturas dos perfis de raios gama permitem obter inferências acerca da variação de fácies sedimentares, ao responder às mudanças da argilosidade e/ou da granulometria das rochas. Conseqüentemente, podem-se interpretar alterações da energia deposicional e da taxa de sedimentação clástica, que são reflexo das modulações do nível de base e estão correlacionados com os tratos de sistemas. Os elementos radioativos tendem a se concentrar em folhelhos e argilas depositadas em ambientes anóxicos devido à capacidade de troca catiônica e de adsorção (LÜNING e KOLONIC, 2003). Geralmente, intervalos de folhelhos negros ricos em matéria orgânica exibem alta radioatividade natural quando comparados aos folhelhos de cor clara, com menor conteúdo de matéria orgânica (*e.g.* Figura 24). O aumento da radioatividade natural, nesse caso, com base em estudos de laboratório e de perfilagem de raios gama espectral, pode ser atribuído principalmente ao aumento da concentração de urânio (*e.g.* FERTL *et al.*, 1986; LÜNING e KOLONIC, 2003).



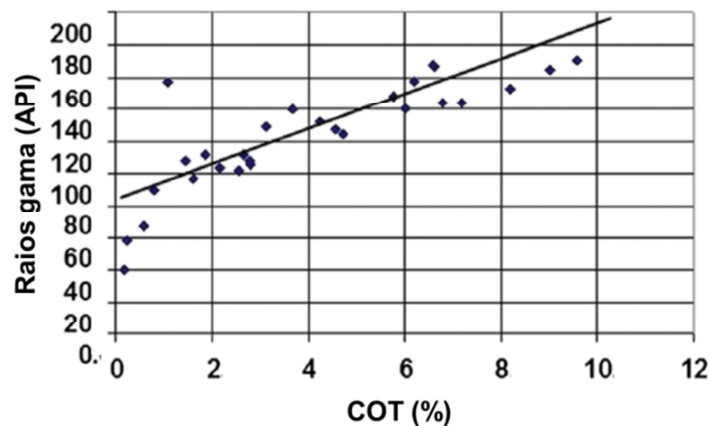


Figura 24: Correlação entre raios gama (API) e carbono orgânico total (COT, %) a partir de dados do Mar do Norte. Modificado de Dembicki (2016).

O conteúdo de urânio nos folhelhos consiste de componentes detríticas e autigênicas. Os folhelhos típicos, sem conteúdo orgânico significativo, contêm cerca de 4 ppm de urânio, a depender da fonte do material detrítico (LÜNING e KOLONIC, 2003). A redução do íon  $U^{6+}$  solúvel em  $U^{4+}$  insolúvel, mecanismo importante em sistemas deficientes em oxigênio, resulta na precipitação de urânio autigênico (LÜNING e KOLONIC, 2003). Uma vez que a precipitação do urânio a partir da água do mar ocorre em ambientes com condições semelhantes às da deposição da matéria orgânica, as concentrações de urânio aumentam em ambientes redutores (TANCK, 1997). O urânio autigênico presente na coluna d'água em grande parte é incorporado à matéria orgânica, a depender das condições de pH, Eh, taxa de sedimentação e tipo, quantidade e evolução térmica da matéria orgânica (FERTL *et al.*, 1986; LÜNING e KOLONIC, 2003). Essa associação, portanto, permite que os perfis de raios gama sejam utilizados para estimar o conteúdo orgânico.

Os controles nas contribuições de tório e potássio envolvem os constituintes originais da rocha e os efeitos do intemperismo. Desse modo, as variações desses componentes podem indicar variações de fácies. A presença do tório e do potássio geralmente está relacionada com minerais de argila e, no caso do tório, está associada com a ação do intemperismo. A razão Th/U, em geral, é utilizada para determinar tendências deposicionais proximais-distais, ao prover informações sobre a mineralogia da rocha, efeitos de oxidação e intemperismo, posicionamento na bacia em função da influência terrígena e da relação entre argila e conteúdo de matéria orgânica (MCGOWAN, 2015). A matéria orgânica terrestre é hidrodinamicamente equivalente às frações silte e areia fina em partículas siliciclásticas (TYSON, 1995), portanto seu conteúdo geralmente aumenta com o aumento do tamanho do grão através de progradação, raseamento ou redeposição (TYSON, 1996). Dessa forma, pode-se relacionar o aumento do conteúdo de tório com o aumento do provimento terrígeno e,

consequentemente, de matéria orgânica terrestre. Além disso, considerando-se a mesma fonte, a razão Th/U indica as condições de oxigenação da bacia, já que o tório está sempre na forma insolúvel e o urânio se torna insolúvel apenas em condições de anoxia da coluna d'água. Por conseguinte, a existência de uma lâmina d'água anóxica resulta no decréscimo da razão Th/U (DOVETON, 1991).

#### b) Densidade

O perfil de densidade, frequentemente utilizado na identificação dos tipos de rocha e na estimativa de porosidade, registra a densidade total da formação (composição da matriz e do fluido que preenche os poros), em  $\text{g/cm}^3$  ou  $\text{kg/m}^3$ . A ferramenta consiste em uma fonte radioativa emissora de raios gama sobre a formação e um detector. A radiação gama emitida incide na formação, colidindo com os elétrons. Os raios gama perdem parte de sua energia cinética para os elétrons e são espalhados (efeito Compton). Aqueles que conseguem atingir o detector são registrados e a frequência do efeito Compton é proporcional à densidade de elétrons, que é proporcional à densidade da formação.

Em geral, a densidade da matéria orgânica é inferior à da matriz e próxima à da água, variando de 1,05 a 1,4  $\text{g/cm}^3$  (FERTL *et al.*, 1986; PASSEY *et al.*, 2010). A densidade de um intervalo gerador rico em matéria orgânica, portanto, é inferior à de um intervalo não gerador de mesma mineralogia e composição. Segundo Fertl *et al.* (1986), assumindo a densidade de um folhelho como 2,7  $\text{g/cm}^3$  e da matéria orgânica como 1,05  $\text{g/cm}^3$ , uma correlação hiperbólica teórica pode ser efetuada para estimar o conteúdo de carbono orgânico (Figura 25). Em rochas geradoras carbonáticas, a porosidade pode ter maior influência no resultado do perfil (TANCK, 1997). Além disso, a presença da pirita, mineral de alta densidade (cerca de 5,0  $\text{g/cm}^3$ ) geralmente associado à matéria orgânica, pode mascarar a estimativa do COT através do perfil de densidade.

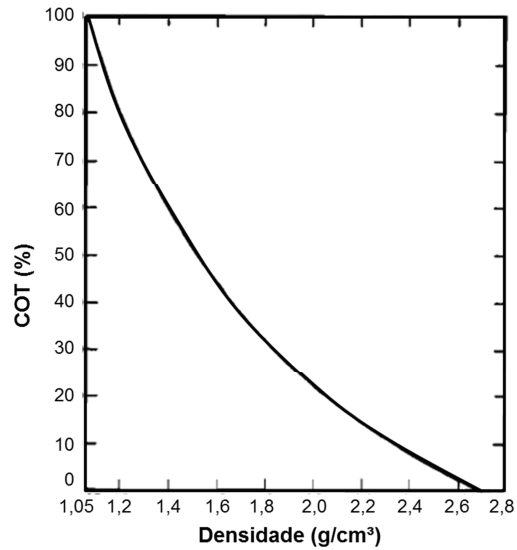


Figura 25: Relação teórica entre a densidade do folhelho ( $2,70 \text{ g/cm}^3$ ) e o conteúdo de carbono orgânico ( $1,05 \text{ g/cm}^3$ ) típico para o *oil shale* Green River (Estados Unidos). Modificado de Fertl *et al.* (1986).

#### c) Sônico (DT)

O perfil sônico mede a velocidade do som através das rochas no entorno do poço. Essa velocidade é obtida a partir do tempo de trânsito (DT) necessário para um pulso acústico percorrer uma distância da formação adjacente ao poço entre os receptores, também chamado de vagarosidade (o inverso da velocidade), em  $\mu\text{s}/\text{pé}$ . Essa ferramenta pode ser utilizada principalmente para estimar a porosidade intergranular, a partir da equação de Wyllie *et al.* (1956) e na calibração da sísmica de superfície.

A velocidade de propagação das ondas acústicas depende das propriedades elásticas e da densidade do material, que variam principalmente com a porosidade, pressão e constituição mineralógica e dos fluidos que preenchem os poros. Rochas com propriedades físicas diferentes resultarão, portanto, em velocidades sísmicas diferentes, que variam de aproximadamente  $44 \mu\text{s}/\text{pé}$  para dolomita densa sem porosidade a  $190 \mu\text{s}/\text{pé}$  para água (SCHLUMBERGER, 1989). Como o tempo de trânsito para a matéria orgânica é muito maior do que o da matriz de minerais, a presença desse componente afeta de maneira expressiva a resposta do perfil sônico e é função da composição e distribuição do material orgânico presente, isto é, se ocorre de forma dispersa ou laminada (FERTL *et al.*, 1986).

#### d) Porosidade neutrão

O perfil de porosidade de nêutrons é utilizado para se obter uma estimativa da porosidade da formação. Este perfil responde ao conteúdo de hidrogênio da formação, visto que a massa atômica do hidrogênio é igual à massa atômica do nêutron. Dessa forma, a presença de hidrogênio na forma de água ou petróleo responderá à porosidade e o perfil

neutrão refletirá a quantidade de porosidade preenchida por fluido (SCHLUMBERGER, 1989).

Os perfis neutrão consistem em uma fonte emissora de nêutrons (partículas eletricamente neutras) de alta energia a partir de uma fonte radioativa e dois detectores de nêutrons. Após a emissão, esses nêutrons colidem com a formação e, a cada colisão, perdem parte da energia. A quantidade da energia perdida por colisão depende da massa do núcleo com que a partícula colide e a maior perda ocorre quando colidem contra um núcleo de uma partícula de massa semelhante, isto é, um núcleo de átomo de hidrogênio. Os nêutrons são espalhados em direção aos detectores e quando são absorvidos pelo núcleo dos átomos da formação ficam excitados, emitindo uma radiação gama característica. Dependendo do tipo de detector do equipamento, tanto a radiação gama como os nêutrons espalhados podem ser contados. Quando a concentração de hidrogênio do material no entorno da fonte de nêutrons é alta, a maior parte dos nêutrons torna-se mais lenta e é capturada numa distância curta da fonte. Caso contrário, os nêutrons viajam para longe da fonte até serem capturados (SCHLUMBERGER, 1989).

A presença de argilominerais pode alterar a leitura deste perfil devido à presença de água adsorvida na superfície dos minerais de argila. Além disso, em função da alta concentração de hidrogênio, a maior quantidade de matéria orgânica na rocha também tende a aumentar a porosidade mensurada através do perfil neutrão, possuindo alto potencial para a detecção de intervalos de rochas geradoras.

#### e) Resistividade

O perfil de resistividade mede a resistividade elétrica da rocha, em ohm.m. Foram desenvolvidas diferentes técnicas para a determinação da resistividade, que abrangem perfis de indução e os laterais. Os perfis de indução, por exemplo, induzem uma corrente elétrica alternada de intensidade constante na formação a partir de uma antena transmissora, que produz um campo magnético. Esse campo magnético induz correntes elétricas secundárias, que geram campos magnéticos que induzem uma voltagem na antena receptora. A voltagem registrada é proporcional ao campo magnético gerado, que é proporcional à condutividade elétrica da formação, e pode ser convertida para resistividade elétrica. Essa medida é efetuada em diferentes distâncias da parede do poço (profundidade) e, nesse caso, é utilizada a medida com investigação profunda, que se aproxima da resistividade verdadeira da formação, sem o efeito da invasão do fluido de perfuração.

Em geral, a matriz mineral é um bom isolante elétrico, com raras exceções (ex. grafite). A eletricidade atravessa a rocha, principalmente através da água contida nos poros ou adsorvida na argila intersticial. A resistividade da formação depende, portanto, da geometria dos poros, quantidade de água de formação presente e resistividade da água (SCHLUMBERGER, 1989). A matéria orgânica possui baixa condutividade elétrica, portanto quanto maior o conteúdo orgânico, maior a resistividade. No entanto, esse parâmetro, isoladamente, não é um bom indicador de COT, pois varia com a evolução térmica (FERTL *et al.*, 1986; ZHU *et al.*, 2011). Em uma rocha geradora madura, o fluido gerado (óleo e/ou gás) também possui baixa condutividade elétrica, e preenche os poros onde anteriormente havia água de formação condutiva. Quanto maior a maturação da rocha geradora, maior o volume de petróleo gerado, maior a saturação de petróleo nos poros, portanto maior a resistividade (*e.g.* Figura 26). Outros minerais também afetam a condutividade da rocha. A pirita, por exemplo, é comumente presente devido às condições redutoras de preservação da matéria orgânica e pode reduzir a resposta da resistividade se seu volume for suficiente.

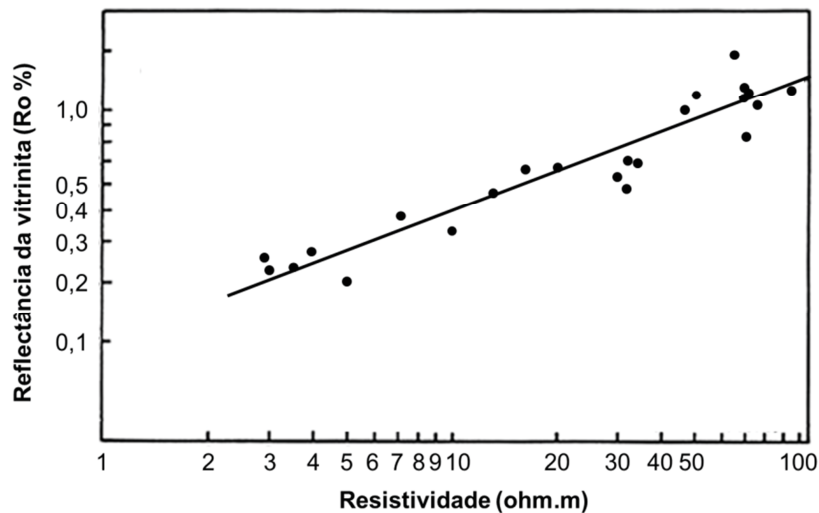


Figura 26: Correlação entre a reflectância da vitrinite (Ro %) e a resistividade de amostras de uma zona específica da formação Niobrara, na Bacia de Denver. Modificado de Smagala *et al.* (1984) *apud* Dembicki (2016).

Diversos são os trabalhos que discutem a possibilidade de identificação e quantificação de rochas geradoras através de perfis (*e.g.* MELLO *et al.*, 1985; FERTL *et al.*, 1986; ABRAHÃO, 1989; PASSEY *et al.*, 1990; CARPENTIER *et al.*, 1991; JIA *et al.*, 2012; SANTOS e GARCIA, 2013). Os primeiros métodos elaborados empregaram relações estatísticas entre o carbono orgânico total medido em amostras e os dados de perfis nas profundidades correspondentes. Esses métodos, portanto, aplicam correlações empíricas e dependem diretamente da representatividade das amostras utilizadas para correlação. Posteriormente, métodos baseados em princípios físicos foram desenvolvidos e buscam

quantificar o carbono orgânico total da formação, com base na calibração com dados laboratoriais. Os métodos de estimativa do carbono orgânico total (COT) baseados em dados de perfis aproximam a composição da rocha geradora para poucos componentes (matriz, matéria orgânica e fluidos que preenchem o espaço poroso; Figura 27). As variabilidades existentes, tanto da matriz como da matéria orgânica, não são consideradas, e podem mascarar a tendência do COT. Além disso, as propriedades físicas da matéria orgânica mudam conforme a maturação. Portanto, devem-se separar os intervalos analisados de acordo com o nível de evolução térmica.

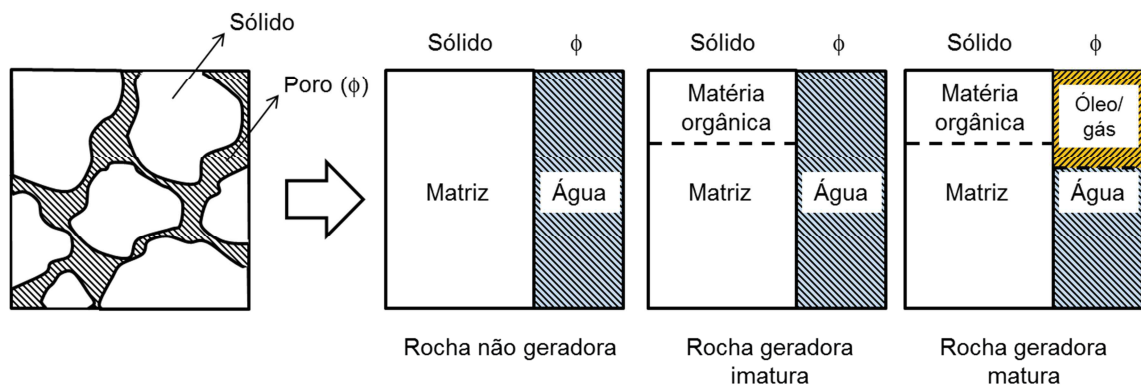


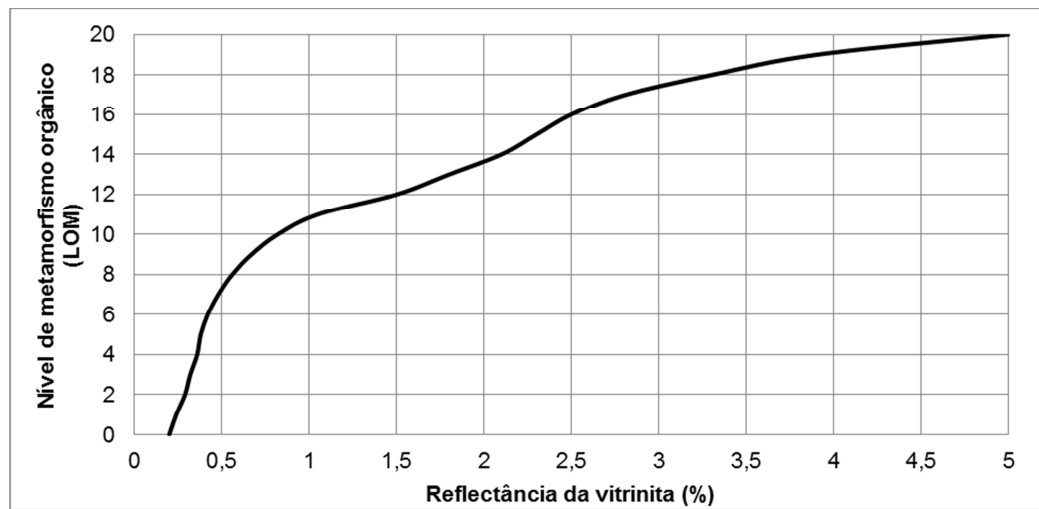
Figura 27: Figura esquemática dos componentes sólidos (matriz e matéria orgânica) e líquidos que compõem os poros (água, óleo e/ou gás) em rochas não geradoras e rochas geradoras imaturas e maduras. Modificado de Passey *et al.* (1990).

### MÉTODO $\Delta$ LOGR

O método de Passey *et al.* (1990), desenvolvido e testado na Exxon/Esso em 1979, utiliza a sobreposição de um perfil de porosidade escalado, geralmente o perfil sônico, em uma curva de resistividade. Com a maturação da rocha geradora, a matéria orgânica sólida é gradualmente convertida em petróleo líquido ou gasoso, que preenche os poros ao deslocar a água da formação.

Hood *et al.* (1975) propuseram uma escala numérica que é comparável às diferentes técnicas de medição da evolução térmica (Figura 28), denominada de LOM (*Level of Organic Metamorphism*), e é contínua ao longo de toda a faixa de geração de petróleo. Para um querogênio tipo II, por exemplo, o início de janela de geração de óleo corresponde ao LOM = 7 e o início da zona senil corresponde ao LOM = 12 (PASSEY *et al.*, 1990). No entanto, em geral, dificilmente haverá medidas laboratoriais de maturação suficientes para calibração do método. Os valores do LOM selecionados, nesses casos, devem ser aqueles que calibrem os

resultados do COT calculados e medidos. A acurácia desse método está limitada para níveis de maturação com LOM entre 7 e 12.



LOM	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Ro (%)	0,20	0,24	0,29	0,32	0,36	0,38	0,42	0,48	0,56	0,67	0,82	1,05	1,50	1,80	2,10	2,30	2,50	2,80	3,30	3,90	5,00

Figura 28: Relação entre o nível de metamorfismo orgânico (LOM) com a reflectância da vitrinite (%). Modificado de Passey *et al.* (2010).

Em rochas saturadas em água sem conteúdo orgânico, as curvas de perfis sônico e de resistividade ficam paralelas e se sobrepõem (Figura 29). Na presença de rochas reservatório saturadas em petróleo e rochas não-reservatório ricas em matéria orgânica, há uma separação das duas curvas. A distinção dos dois casos pode ser feita quando acoplados com a curva de raios gama. Segundo Passey *et al.* (1990), em rochas imaturas ricas em matéria orgânica, a separação das duas curvas se deve apenas à resposta na curva de porosidade, que está diretamente relacionada com a riqueza orgânica. Em rochas maduras, além da resposta na curva de porosidade, a resistividade aumenta devido à presença de petróleo gerado, não condutor. A separação entre as duas curvas é quantificada, calibrada com o COT e a maturação medidos em laboratório, resultando em um perfil de riqueza orgânica em profundidade. As principais vantagens do método são a utilização de perfis convencionais, comumente adquiridos durante a perfuração de poços, e a aplicabilidade em diferentes litologias e níveis de maturação térmica da rocha geradora.

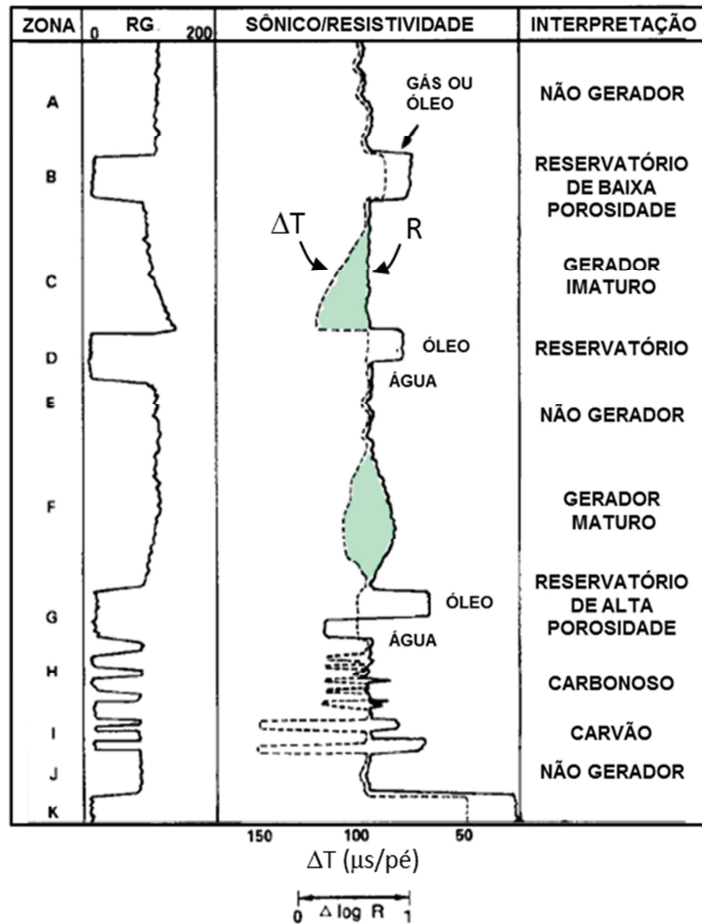


Figura 29: Esquema para a interpretação de feições observadas na sobreposição dos perfis sônico ( $\Delta T$ ) e resistividade ( $R$ ) escalados. Em verde estão destacados os intervalos de rocha geradora. Modificado de Passey *et al.* (1990).

Para observar esse comportamento, é necessário que as curvas de tempo de trânsito e sônico sejam escaladas de tal forma que  $-164 \mu\text{s/m}$  ( $-50 \mu\text{s/pé}$ ) correspondam a um ciclo de resistividade, que é apresentada em escala logarítmica. Em seguida, define-se a linha base na qual ambas as curvas sejam concordantes nos intervalos pertencentes a rochas de granulometria fina não geradoras. Definida a linha base, é possível medir a separação entre as curvas ( $\Delta \log R$ ), que está diretamente associada com o COT. O COT calculado deve ser relacionado com a maturação, definida pelo nível de metamorfismo orgânico (LOM). Caso a maturidade seja incorretamente estimada, o valor do COT calculado será impreciso, mas a variabilidade vertical será adequadamente representada.

Para calcular o  $\Delta \log R$ , utiliza-se a expressão:

$$\Delta \log R = \log_{10} \left( \frac{R}{R_{base}} \right) + 0,02 * (\Delta T - \Delta T_{base}) \quad (1)$$

onde  $R$  é a resistividade medida ( $\text{ohm.m}$ ),  $\Delta T$  é o tempo de trânsito medido ( $\mu\text{s/m}$ ),  $R_{base}$  e  $\Delta T_{base}$  são a resistividade e o tempo de trânsito correspondentes à linha base, e 0,02 está baseada no  $-50 \mu\text{s/pé}$  por um ciclo de resistividade.



A partir do  $\Delta \log R$ , calcula-se o COT com base na seguinte equação empírica:

$$COT = (\Delta \log R) * 10^{(2,297 - 0,1688 * LOM)}, \quad (2)$$

onde COT é o carbono orgânico total (% em massa) e LOM é a maturação.

### MÉTODO CARBOLOG

O método CARBOLOG<sup>®</sup> (*CARBon Organic LOG*), desenvolvido no Instituto Francês de Petróleo (CARPENTIER *et al.*, 1991), utiliza as propriedades físicas da matéria orgânica, que podem ser aplicadas para derivar uma estimativa do teor de matéria orgânica do sedimento a partir de informações de diferentes perfis geofísicos. As principais vantagens são a utilização de perfis convencionais, assim como o método de Passey *et al.* (1990), e o fato de ser baseado em princípios físicos, além de ser capaz de considerar as variações das fácies ou porosidade.

Esse método utiliza os perfis sônico ( $\Delta T$ ) e de resistividade. A estimativa do carbono orgânico é baseada em equações teóricas que envolvem três parâmetros, que possuem significado físico:  $\Delta T$  da matéria orgânica,  $\Delta T$  da matriz e inclinação da linha de 0% de matéria orgânica (matriz-argila/ água). A resposta dos perfis depende da propriedade física de cada um desses componentes e da porcentagem deles no volume da rocha. O  $\Delta T$  da água, da matéria orgânica e da argila é maior do que o da matriz. A presença desses componentes pode ser separada utilizando a resistividade (Figura 21). Portanto, o CARBOLOG utiliza os dois perfis e considera que, quanto maior o  $\Delta T$  e menor a resistividade, maior o conteúdo de argila ou água. Quanto maior o  $\Delta T$  e maior a resistividade, maior o conteúdo de matéria orgânica. Deve-se atentar à presença da pirita na rocha, que geralmente está associada com a matéria orgânica e possui propriedades petrofísicas opostas à da matéria orgânica (i.e., alta condutividade, alta densidade e baixo tempo de trânsito), tendendo a falsear a resposta do perfil esperada.

A calibração dos parâmetros busca a determinação dos valores necessários para a aplicação desses princípios. Como alguns deles são definidos a partir dos perfis, são consideradas as condições locais. Desse modo, para aplicar o método em escala de bacia, é necessário efetuar a calibração baseada em poços onde o dado está disponível, já que os parâmetros podem diferir ao longo de uma grande área. O método foi inicialmente testado em rochas geradoras marinhas imaturas ou pouco maduras em diferentes bacias e com litofácies variáveis.

A interpretação é feita com base em um *crossplot* entre o tempo de trânsito ( $\Delta T$ ) e a resistividade ( $R_t$ ) (Figura 30). As posições dos pontos que correspondem aos componentes puros (matriz, água, argila e matéria orgânica) são denominadas de polos de referência. A linha equivalente a 0% de matéria orgânica é baseada no *crossplot*, supondo-se que os pontos localizados à esquerda do gráfico possuem o teor mínimo de matéria orgânica. Sabendo-se que a matéria orgânica não é condutiva, o polo equivalente a 100% de matéria orgânica é determinado apenas com o  $\Delta T_{mo}$ . O valor do polo admitido é aquele que melhor calibra com os valores de COT medidos em laboratório. A presença da matéria orgânica na rocha, portanto, desloca o ponto obtido pelo perfil em direção ao polo da matéria orgânica. Esse deslocamento é utilizado para calcular o COT (Figura 31).

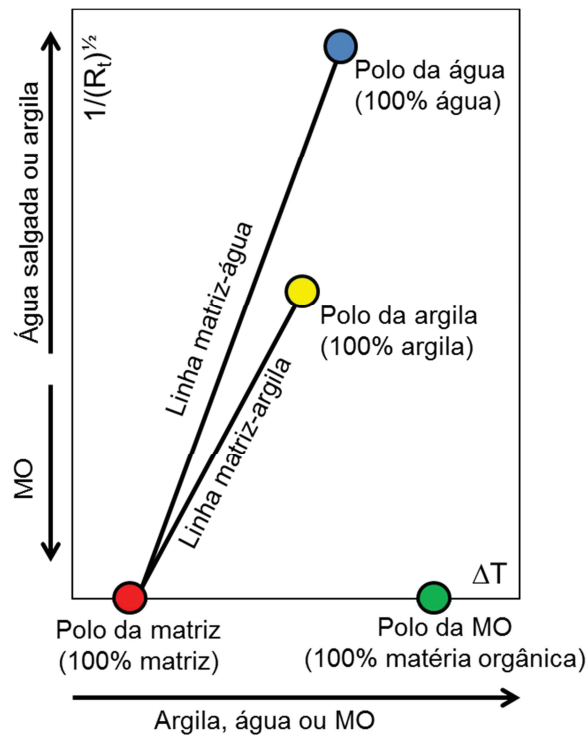


Figura 30: Efeitos da água da formação, argila e matéria orgânica na resposta dos perfis sônico e de densidade, e a posição dos polos de referência. MO: matéria orgânica (Modificado de Carpentier *et al.*, 1991).

O volume de matéria orgânica no caso de uma rocha formada por matriz, matéria orgânica e água representada por um ponto qualquer  $(\Delta T, \frac{1}{\sqrt{R_t}})$  no *crossplot* pode ser calculado segundo a seguinte equação (desenvolvida no Apêndice 1):

$$V_{om} = \frac{(\Delta T - \Delta T_{ma}) + \left(\frac{1}{\sqrt{R_t}}\right) * (\Delta T_{ma} - \Delta T_w) * \sqrt{R_w}}{\Delta T_{om} - \Delta T_{ma}} \quad (3)$$

onde  $\Delta T$  é o tempo de trânsito da rocha;  $\Delta T_{ma}$  é o tempo de trânsito da matriz;  $\Delta T_w$  é o tempo de trânsito da água;  $\Delta T_{om}$  é o tempo de trânsito da matéria orgânica;  $R_t$  é a resistividade total da rocha e;  $R_w$  é a resistividade da água de formação.

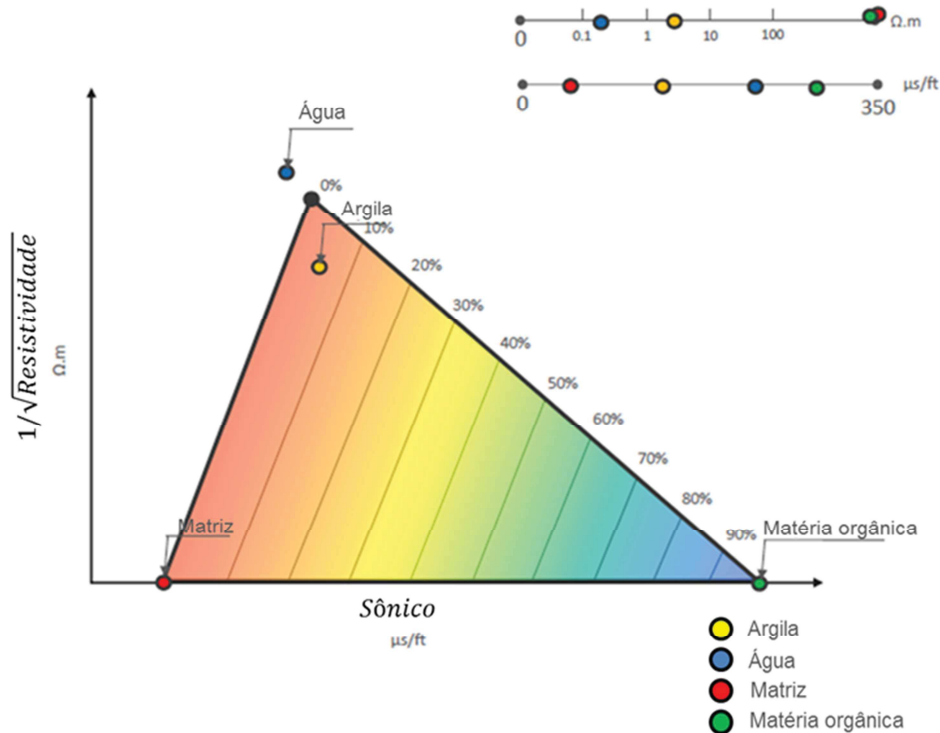


Figura 31: Obtenção do COT através do *crossplot* dos perfis de resistividade e sônico (cortesia de Renaud Traby).

Em geral, os polos da água e da argila são semelhantes e pode-se considerar apenas um dos polos para o cálculo. Para que esse método obtenha resultados confiáveis, os autores salientam que algumas condições devem ser satisfeitas:

- A matéria orgânica e a matriz devem ter resistividade infinita. Geralmente é satisfeita, pois a matéria orgânica não é condutiva e a matriz raramente é condutiva;
- A variação nas composições da matriz, argila e água e conteúdo mineral condutivo (pirita, por exemplo) deve ser pequena, de forma a ter pouco efeito no perfil sônico. No caso de variações grandes, recomenda-se selecionar diferentes zonas nas quais a matriz pode ser considerada invariável;
- As equações devem ser utilizáveis, portanto baixa compactação ou presença de porosidades do tipo *vug* e fraturas podem tornar a aplicação mais difícil;
- A água na formação deve ser condutiva;
- Deve conter somente um polo de matéria orgânica para o intervalo analisado. A resposta da matéria orgânica pode variar dependendo da origem ou estágio de maturação (PASSEY *et al.*, 1990), que pode modificar a localização deste polo.

A etapa de calibração do método, portanto, é de grande importância para identificar as unidades litológicas homogêneas e determinar os polos de 0 e 100% de matéria orgânica correspondentes. A porcentagem volumétrica de matéria orgânica calculada é convertida em

porcentagem em massa de carbono orgânico, para que possa ser comparado com os dados de laboratório:

$$C_{org} = V_{om} * \left( \frac{\rho_{om}}{\rho} \right) * \frac{1}{k} * 100 \quad (4)$$

onde  $C_{org}$  é o conteúdo de carbono orgânico em porcentagem em massa;  $V_{om}$  é o volume de matéria orgânica;  $\rho_{om}$  é a densidade da matéria orgânica;  $\rho$  é a densidade rocha; e  $k$  é o fator de conversão de matéria orgânica para carbono orgânico (TISSOT e WELTE, 1978; Tabela 2).

### *1.3.2.2 ESTIMATIVA DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL UTILIZANDO ATRIBUTOS E INVERSÃO DE DADOS SÍSMICOS*

A perfuração de poços para a produção de petróleo possibilita a coleta de dados em subsuperfície. No entanto, esses dados são restritos à região no entorno do poço. A geofísica possui métodos capazes de obter informações regionais que abrangem desde camadas terrestres superficiais até o núcleo interno da Terra, de maneira indireta. Dentre os métodos geofísicos, a sísmica é a mais utilizada atualmente, devido à capacidade de detectar feições de pequena a grande escala. Além disso, ele consegue associar resolução e profundidade de investigação simultaneamente. A sísmica de reflexão, especificamente, possui diversas vantagens, tal como a possibilidade de produzir imagens sísmicas que forneçam a definição de feições geológicas. Dessa forma, é amplamente utilizada na exploração e produção de petróleo.

A sísmica de reflexão se baseia no estudo das reflexões das ondas mecânicas geradas por fontes sísmicas, que marcam os limites das camadas com contraste de impedância acústica. Inicialmente, esse método foi utilizado para identificar a geometria e posição dos refletores. Posteriormente, passou-se a correlacionar as amplitudes sísmicas com as variações da porosidade, litologia e fluido. Dessa forma, essa ferramenta auxilia tanto na escala da exploração, ao permitir a interpretação do sistema petrolífero da área de interesse, como na escala da produção, cujas técnicas específicas possibilitam a caracterização mais detalhada do reservatório e a detecção da movimentação dos fluidos em seu interior.

## AS ONDAS SÍSMICAS

As ondas sísmicas correspondem a perturbações mecânicas que se propagam como ondas elásticas através de um material, sendo um importante método indireto de interpretação geológica, já que a sua propagação está intimamente relacionada com as propriedades do meio que atravessam, permitindo conhecer a estrutura subterrânea. Para compreender as propriedades geofísicas das rochas, é importante conhecer a interação entre vários fatores que controlam as suas propriedades físicas. A velocidade de propagação das ondas acústicas depende das propriedades elásticas e da densidade do material, que dependem de outras propriedades, tais como porosidade, constituição mineralógica e dos fluidos que preenchem os poros. Dessa forma, as ondas sísmicas se movem com velocidades diferentes em rochas com propriedades físicas diferentes.

Um meio elástico está sujeito a dois tipos de deformação: compressão ou dilatação e cisalhamento. As ondas compressoriais, também conhecidas como ondas longitudinais, primárias ou ondas P, possuem maior velocidade e, portanto, são as primeiras observadas em um sismograma. Nesse tipo de onda, as partículas do meio vibram paralelamente à direção da propagação da onda, resultando em compressão e expansão da rocha de maneira alternada. As ondas de cisalhamento, também conhecidas como ondas transversais, secundárias ou ondas S, apresentam velocidades menores do que as ondas P, e suas vibrações de partículas são perpendiculares à direção de propagação da onda. Essas ondas provocam alterações morfológicas, mas não de volume, e necessitam de um meio sólido para se propagar. Portanto, as ondas S não se propagam em meios líquidos ou gasosos, uma vez que os fluidos não suportam forças de cisalhamento. Como a onda S se polariza no plano normal à direção de propagação, o vetor de polarização pode ser decomposto em direções mutuamente perpendiculares: as ondas SH, na direção horizontal, e ondas SV, na direção vertical.

A reflexão e a refração de uma onda ocorrem sempre que ela encontra uma heterogeneidade nas propriedades elásticas do meio. O comportamento de uma onda sísmica ao incidir em uma interface com propriedades distintas faz com que sua energia seja particionada, sendo parte dela refletida e parte transmitida. Essa partição é descrita através das equações de Zoeppritz (1919), que expressam que, além das amplitudes dependerem das propriedades do meio, também dependem do ângulo de incidência da onda.

Considerando um raio de amplitude  $A_i$  incidente normal à interface entre dois meios de diferentes velocidades e densidades, o raio transmitido de amplitude  $A_t$  viaja através do meio com a mesma direção do raio incidente, e o raio refletido de amplitude  $A_r$  retorna no

mesmo caminho do raio incidente (Figura 32). A energia total dos raios transmitido e refletido deve ser igual ao incidente, caso os meios sejam desprovidos de absorção e atenuação, e a proporção entre eles é determinada através do contraste de impedância acústica  $Z$ , que é o produto da densidade da rocha ( $\rho$ ) com a velocidade da onda ( $V$ ):

$$Z = \rho \cdot V \quad (5)$$

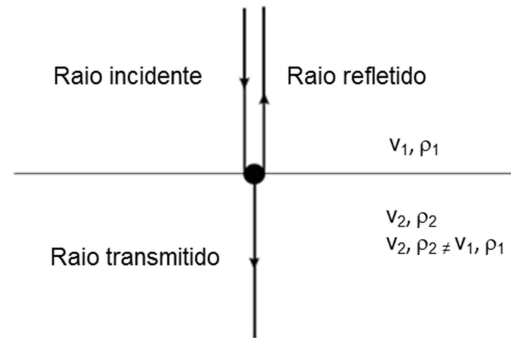


Figura 32: Raios refletido e transmitido associados com a incidência de um raio normal a uma interface de contraste de impedância acústica. Fonte: Modificado de Kearey *et al.*, 2002.

Nesse caso, os coeficientes de reflexão e de transmissão entre as duas camadas são dados por:

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{V_2 \cdot \rho_2 - V_1 \cdot \rho_1}{V_2 \cdot \rho_2 + V_1 \cdot \rho_1}, \quad (6)$$

e

$$T = \frac{A_t}{A_i} = \frac{2 \cdot V_1 \cdot \rho_1}{V_2 \cdot \rho_2 + V_1 \cdot \rho_1}, \quad (7)$$

onde  $A_i$ : amplitude da onda incidente;  $A_r$ : amplitude da onda refletida;  $A_t$ : amplitude da onda transmitida;  $\rho$ : densidade das camadas 1 e 2;  $v$ : velocidade das camadas 1 e 2;  $Z$ : impedância das camadas 1 e 2.

Caso a onda P incida obliquamente na interface, a energia da onda P é particionada em onda transmitida PP e PSv e onda refletida PP e PSv, isto é, parte da onda P incidente é refletida e transmitida em ondas S polarizadas no plano vertical (Figura 33). Quando a velocidade na camada inferior é maior, existe um ângulo de incidência no qual o ângulo de refração é  $90^\circ$ , denominado de ângulo crítico ( $\theta_c$ ). Nesse caso, a onda refratada criticamente viaja ao longo da interface com a velocidade do meio inferior. A reflexão total da onda ocorre quando o ângulo de incidência for superior ao ângulo crítico.

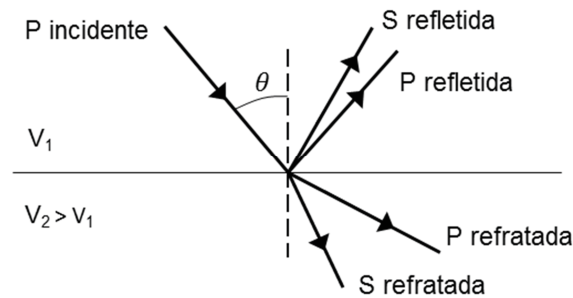


Figura 33: Ondas P e S refletidas e refratadas geradas a partir de uma onda P incidente obliquamente em uma interface de contrastes de impedância acústica. Fonte: Kearey *et al.* (2002).

De acordo com a Lei de Snell, os raios de incidência, reflexão e transmissão ou refração são coplanares, os ângulos de incidência e de reflexão de um mesmo tipo de onda são iguais e os ângulos de refração são obtidos através da equação 8. Além disso, Snell definiu o parâmetro de onda ( $p$ ), que sugere que, ao longo de um raio, o parâmetro de onda permanece constante:

$$\frac{\sin\theta_1}{v_1} = \frac{\sin\theta_2}{v_2} = p. \quad (8)$$

No caso de interfaces que apresentem descontinuidades ou estruturas cujo raio de curvatura seja menor do que o comprimento de onda, as leis de reflexão e refração não mais se aplicam, uma vez que os raios sofrem um encurvamento ao encontrar obstáculos, cujo fenômeno é denominado de difração. Além disso, a presença de anisotropia no meio implica na polarização da onda, isto é, duas ondas planas viajando em direções diferentes terão velocidades de propagação diferentes.

A detecção de ondas convertidas fornece informações importantes referentes às propriedades físicas do meio. Entretanto, a medida direta da onda cisalhante dificilmente é efetuada, principalmente em dados sísmicos marítimos, tendo em vista que, geralmente, os receptores sísmicos são posicionados sobre a superfície do mar, ou ao longo da coluna d'água. Portanto, sabendo-se que não se propaga em meios líquidos, usualmente a onda cisalhante e as propriedades físicas associadas são estimadas de maneira indireta, como, por exemplo, através da técnica de AVO (*Amplitude versus Offset*).

### PROPRIEDADES ELÁSTICAS DA ROCHA

As rochas geradoras ricas em matéria orgânica possuem propriedades petrofísicas que permitem ser identificadas em respostas sísmicas, afetando os parâmetros de velocidade compressional, velocidade cisalhante, densidade e anisotropia (*e.g.* LOSETH *et al.*, 2011). Na aplicação dos métodos sísmicos em problemas geológicos, a propriedade mais importante das

rochas é a velocidade de propagação. As características da reflexão e refração da onda sísmica dependem principalmente dos contrastes de velocidade envolvidos através da interface entre os meios. Assim, o conhecimento das velocidades das ondas nas rochas é a base para a interpretação sísmica. As velocidades de propagação das ondas podem ser definidas em função das constantes elásticas do meio: módulo de Young (E), módulo da onda P (M), coeficiente de Poisson ( $\nu$ ), constantes de Lamé ( $\lambda, \mu$ ), módulo de cisalhamento ( $\mu$  ou G) e módulo *bulk* (K). No entanto, para definir elasticamente um material, são requeridas apenas duas constantes, podendo-se obter as demais a partir da relação entre as duas.

As velocidades das ondas P e S em um meio homogêneo isotrópico são dadas por:

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad (9)$$

e

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (10)$$

onde  $\rho$  é a densidade.

O módulo de cisalhamento, também designado por módulo de rigidez, é definido como a razão entre a tensão de cisalhamento e a deformação de cisalhamento. Quando um corpo está submetido a uma tensão de cisalhamento, sofre deformação angular, sem variação de volume. O *bulk*, também chamado de módulo de compressão, de incompressibilidade ou de volume, é a razão entre a tensão e a deformação no caso da aplicação de uma pressão hidrostática simples, igual em todas as direções, a um elemento cúbico, produzindo uma variação volumétrica. O inverso do módulo *bulk* é a compressibilidade.

Um parâmetro muito utilizado na física de rochas é o coeficiente ou razão de Poisson ( $\nu$ ; equação 11), já que possui relação direta com a razão  $V_P/V_S$  (equação 12). Consiste em uma constante definida pela relação (negativa) entre a deformação radial e axial sofrida por um material quando aplicada uma tensão unidirecional, seja ela compressiva ou distensiva:

$$\nu = -\frac{\varepsilon_r}{\varepsilon_a}, \quad (11)$$

e

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{1-\nu}{\frac{1}{2}-\nu}}. \quad (12)$$

A razão  $V_P/V_S$  para qualquer material, portanto, pode ser determinada apenas pelo valor da razão de Poisson para aquele material. Os valores da razão de Poisson oscilam normalmente entre 0 e 0,5. Uma razão de Poisson de 0,5 pode significar uma rocha infinitamente



incompressível, o que não é possível, ou um líquido (MAVKO *et al.*, 2009). Em geral, para arenitos com água ou folhelhos, a razão de Poisson varia de 0,2 a 0,4 e, nos casos de arenitos com gás, de 0,1 a 0,25 (SIMM e BACON, 2014).

Medidas experimentais têm revelado relações empíricas para descrever as propriedades das rochas sedimentares. Medidas feitas por Wyllie *et al.* (1956) mostram que existe uma correlação entre a velocidade compressional e a porosidade, dada pela relação conhecida como equação do tempo médio. Outra relação empírica dada por Gardner *et al.* (1974), válida para rochas sedimentares, mostra o aumento da velocidade da onda P ( $V_p$ ) com a densidade ( $\rho$ ) e permite obter uma estimativa da velocidade da onda P quando o único parâmetro conhecido é a densidade:

$$\rho = aV_p^b, \quad (13)$$

onde  $a$  e  $b$  são constantes empíricas, iguais a 0,23 e 0,25 para a densidade em  $\text{g/cm}^3$  e velocidade em pés/s (GARDNER *et al.*, 1974).

Assim como a composição mineralógica afeta diretamente o comportamento elástico das rochas, a cimentação da rocha também influencia a velocidade da propagação da onda sísmica. Além disso, o tipo de fluido (gás, óleo ou água) presente nos poros influencia a velocidade de forma diferente. A equação de Biot-Gassmann permite estimar as mudanças nas propriedades elásticas do meio poroso causada por mudanças nos fluidos contidos. Adicionalmente, tanto a velocidade compressional quanto a cisalhante aumentam com o aumento da pressão efetiva, que é a diferença entre a pressão confinante e a de poros, uma vez que esse aumento resulta em um fechamento da porosidade da rocha, que aumenta o contato entre os grãos e torna a rocha mais resistente. No entanto, com o aumento excessivo da pressão, podem ocorrer novos fraturamentos, o que por sua vez altera as propriedades físicas da rocha.

### *ATRIBUTOS E INVERSÃO DE DADOS SÍSMICOS*

Um atributo sísmico é qualquer propriedade extraída do dado sísmico que isola uma característica do dado para auxiliar a interpretação sísmica. A escolha do atributo utilizado dependerá do objetivo do estudo, que pode ser a indicação da presença de petróleo, o realce de uma determinada litologia, feições estruturais, entre outros. A amplitude sísmica, por exemplo, é uma das propriedades que possuem significado geológico atribuído à interface entre duas camadas. A variação da amplitude ao longo do refletor indica a variação das propriedades físicas (densidade e velocidade) das rochas. A partir das amplitudes sísmicas, é

possível estimar a impedância acústica relativa da camada e, caso as ondas S também tenham sido registradas, pode-se estimar a razão de Poisson. Quando não registradas, as velocidades das ondas S e, conseqüentemente, a razão de Poisson, podem ser estimadas de maneira indireta com base em dados pré-empilhados.

Dentre os diversos atributos sísmicos, aqueles capazes de estabelecer uma relação com informações petrofísicas utilizam, em geral, dados pré-empilhados, divididos em faixas de ângulos de incidência sísmica ou em *offset* (afastamento entre fonte e receptor). A análise sísmica em dados sísmicos pré-empilhamento permite obter informações referentes à propagação das ondas em um meio elástico, diferentemente de dados empilhados, que aproximam a Terra para um meio acústico, já que são uma aproximação de uma onda incidente normal à interface (com ângulo de incidência igual a zero).

Ao modificar a composição mineral das rochas, variando-se os conteúdos de quartzo, argila e calcita em *gas shales*, Zhu *et al.* (2011) demonstraram, através de modelagem numérica, que a mudança na mineralogia afeta os parâmetros físicos da rocha ( $V_P/V_S$ , impedância da onda P, impedância da onda S e anisotropia). Isso sugere que os atributos sísmicos ótimos para a análise dessas rochas também irão variar, sendo improvável a utilização de uma relação universal entre os parâmetros que funcione para todas as rochas, devendo ser avaliados a cada caso.

#### a) Atributos de AVO

Em 1984, Ostrander mostrou que a presença de gás em areia capeada por folhelho pode causar uma variação da amplitude com o *offset* em dados pré-empilhados. Sabendo-se que a fração da energia refletida depende do ângulo de incidência, a variação da amplitude sísmica pode ser utilizada para detectar alterações nas propriedades elásticas laterais da rocha e mudanças na saturação do fluido. Dessa forma, a análise da variação da amplitude com o *offset* ou com o ângulo possibilita obter os parâmetros elásticos do meio ( $V_P$ ,  $V_S$  e densidade).

A análise da variação da amplitude com o ângulo de incidência (AVA – *Amplitude versus Angle*) ou com o *offset* (AVO – *Amplitude versus Offset*), deve ser feita em famílias CDP (*Common Depth Point*), que são traços sísmicos referentes a um mesmo ponto em subsuperfície, e é amplamente utilizada, por exemplo, como indicador de petróleo em rochas siliciclásticas, já que, em geral, os coeficientes de reflexão em uma acumulação com gás variam com o aumento do *offset* (AVSETH *et al.*, 2005).

O coeficiente de reflexão para ondas planas elásticas em função do ângulo de reflexão em uma interface é descrito pela equação de Zoeppritz (1919). No entanto, essas equações são complexas e não fornecem uma noção intuitiva do comportamento das amplitudes em função do ângulo de incidência (CASTAGNA, 1993). Para a análise da reflexão da onda P, portanto, uma aproximação dessa equação foi proposta por Aki e Richards (1980), e um novo rearranjo foi proposto por Shuey (1985), que assume que a razão de Poisson é a constante elástica mais relacionada com a refletividade (R) dependente do *offset*, para ângulos de incidência menores do que 30°.

$$R(\theta) \approx A + B \sin^2 \theta + C(\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (14)$$

onde  $A = R(0) = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right);$

$$B = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 2 \frac{V_S^2}{V_P^2} \left( \frac{\Delta \rho}{\rho} + 2 \frac{\Delta V_S}{V_S} \right) = A - \frac{\Delta \rho}{\rho} \left( \frac{1}{2} + 2 \frac{V_S^2}{V_P^2} \right) - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \frac{\Delta V_S}{V_S}$$

ou  $B = EA + \frac{\Delta \nu}{(1-\nu)^2};$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P};$$

$$E = \frac{\Delta V_P/V_P}{\Delta V_P/V_P + \Delta \rho/\Delta \rho} - 2 \left( 1 + \frac{\Delta V_P/V_P}{\Delta V_P/V_P + \Delta \rho/\Delta \rho} \right) \left( \frac{1-2\nu}{1-\nu} \right)$$

$$\Delta V_P = V_{P2} - V_{P1}; V_P = (V_{P2} + V_{P1})/2;$$

$$\Delta V_S = V_{S2} - V_{S1}; V_S = (V_{S2} + V_{S1})/2;$$

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1; \rho = (\rho_2 + \rho_1)/2;$$

$$\nu \text{ é o coeficiente de Poisson e } \Delta \nu = \nu_2 - \nu_1; \nu = (\nu_2 + \nu_1)/2.$$

Na equação 14, o primeiro termo (A) corresponde ao coeficiente de reflexão com incidência normal, controlado pelo contraste de impedância acústica em uma interface; o segundo termo (B) à variação do coeficiente nos *offsets* intermediários, influenciado pelos contrastes de velocidade das ondas P e S e densidade; e no último termo (C) dominam os maiores *offsets*, próximos ao ângulo crítico. Normalmente, a faixa de ângulos disponíveis para a análise de AVO é menor do que 30-40° (AVSETH *et al.*, 2005). Portanto, podem-se considerar apenas os dois primeiros termos da equação de Shuey (1985):

$$R(\theta) \approx A + B \sin^2 \theta \quad (15)$$

Hilterman (*apud* ROSA, 2014) simplificou ainda mais a equação de Shuey assumindo que  $E = -1$ , obtendo a seguinte expressão para B:

$$B = -A + \frac{\Delta \nu}{(1-\nu)^2} \quad (16)$$

O primeiro termo da equação de Shuey, coeficiente linear da equação 15, é denominado de intercepte (A) e o segundo termo, coeficiente angular, de gradiente (B), que constituem os primeiros atributos de AVO. Pode-se analisar o empilhamento de *offsets* com faixa de ângulos menores (*near*) como imageamento dos contrastes de impedância da onda P e o empilhamento de *offsets* com faixa de ângulos maiores (*far*) como contrastes da razão de Poisson (CASTAGNA, 1993).

Essa análise pode sofrer influência de efeitos do meio, por exemplo, divergência esférica, absorção, interferência sísmica ou efeito *tuning* (interferência entre o pulso sísmico que representa o topo e a base do reservatório, caso a espessura da camada seja menor do que, aproximadamente, um quarto do comprimento de onda); efeitos relacionados ao processamento e aquisição sísmica; e ruídos. A atenuação ou absorção, por exemplo, é causada pelo fato das rochas não serem perfeitamente elásticas na resposta da passagem da onda sísmica. A energia associada ao movimento da onda é gradualmente absorvida pelo meio em função da fricção das partículas durante a passagem da onda sísmica e a consequente transformação em calor, podendo dificultar a resposta AVO. O processamento para a análise AVO deve ser feito com bastante cautela para remover esses efeitos, preservando ou restaurando as amplitudes relativas dos traços e a variação com o *offset*, e posicionar corretamente os refletores em subsuperfície.

As diferentes características das reflexões sísmicas resultam em diferentes classificações das variações de AVO, que são feitas com base em um *crossplot* entre os parâmetros gradiente e intercepte (A x B). Essa análise pode fornecer um melhor entendimento das propriedades físicas da rocha, ao obter uma classificação das anomalias constatadas. Além de intercepte e gradiente, utilizam-se adicionalmente outros atributos como o produto entre os dois parâmetros e o desvio ortogonal, que é distância da tendência de fundo (linha de tendência das litologias não anômalas) no *crossplot* AVO.

Rutherford e Williams (1989) definiram a divisão em três classes de AVO, posteriormente modificadas por Castagna e Swan (1997), que propuseram a divisão em quatro classes, cujas propriedades se encontram resumidas na Tabela 6 e Figura 34. A Classe I corresponde a impedâncias maiores do que as das unidades sobrejacentes e ocorrem no quarto quadrante do gráfico Intercepte *versus* Gradiente, com coeficiente de reflexão que diminui com o ângulo de incidência. A Classe II possui impedância próxima à da unidade sobrejacente, pode ocorrer próximo aos limites entre o segundo, terceiro e quarto quadrante, com coeficiente de reflexão que pode aumentar ou diminuir, em magnitude, com o ângulo de incidência. A Classe III apresenta impedâncias inferiores às das unidades sobrejacentes e

ocorrem no terceiro quadrante, com coeficiente de reflexão que aumenta, em magnitude, com o ângulo de incidência. A Classe IV corresponde a impedâncias inferiores às das unidades sobrejacentes e ocorrem no segundo quadrante, com coeficiente de reflexão que diminui, em magnitude, com o ângulo de incidência.

Tabela 6: Variações do intercepte e do gradiente segundo Castagna e Swan (1997).

Classe	Impedância acústica	Intercepte (A)	Gradiente
I	Maior do que a unidade sobrejacente	Positivo	Negativo
II	Próxima da unidade sobrejacente	Próximo a zero	Negativo
III	Menor do que a unidade sobrejacente	Negativo	Negativo
IV	Menor do que a unidade sobrejacente	Negativo	Positivo

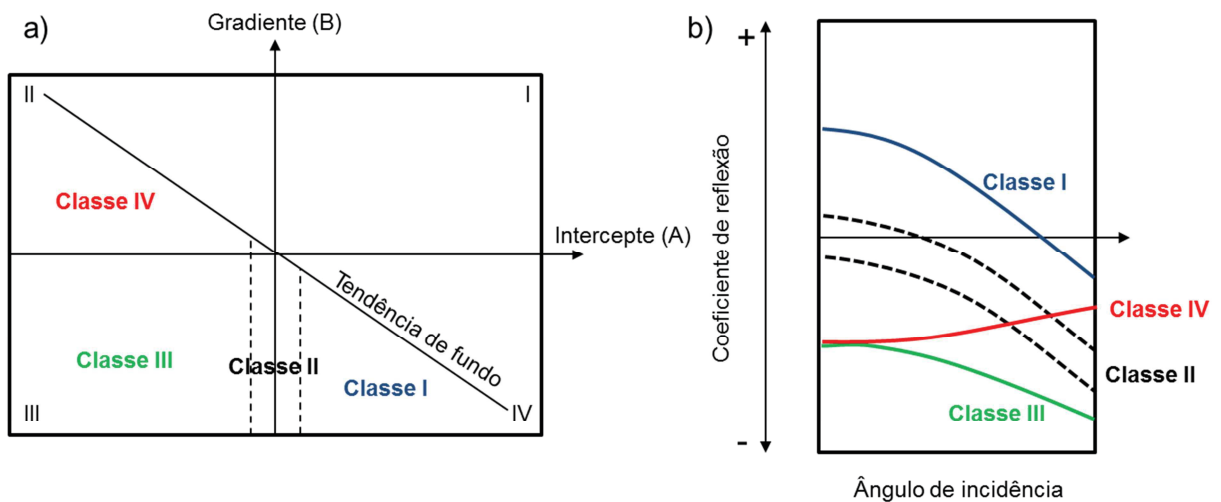


Figura 34: Classes de AVO a) no gráfico Intercepte *versus* Gradiente e b) segundo a variação do coeficiente de reflexão com o aumento do ângulo de incidência. Modificado de Castagna e Swan (1997).

Esta técnica também pode ser aplicada a dados invertidos, conforme descrita por Connolly (1999) e Rosa (2014), entre outros autores. Nesse caso, o resultado será proporcional às propriedades elásticas da camada em detrimento de suas interfaces, obtendo-se uma melhor correlação com a litologia e os fluidos da rocha.

#### b) Inversão de dados sísmicos

O dado sísmico convencional representa uma propriedade da interface de camadas onde os eventos de reflexão ocorrem devido a mudanças relativas nas propriedades da rocha subjacente. Porém, a partir de variações na amplitude sísmica não é possível determinar a origem dessa variação. Para contornar essa limitação, é possível obter informações de impedância acústica e/ou elástica a partir da inversão de dados sísmicos, que consegue recuperar as propriedades acústicas e elásticas das camadas, fornecendo estimativas quantitativas da distribuição dos parâmetros físicos que caracterizam a rocha.

A inversão de dados sísmicos é o processo que procura descrever as propriedades elásticas do meio que deu origem ao sinal sísmico registrado. A partir das informações contidas nos sismogramas e utilizando um modelo matemático para simular os efeitos da propagação do campo de ondas, os métodos de inversão sísmica objetivam determinar as propriedades físicas da subsuperfície. Essa informação pode ser utilizada para a simulação da propagação de ondas ou diretamente para a caracterização do meio. Assim, a inversão elástica é importante para reconhecer mudanças de litologia, porosidade e fluido. Para obter uma inversão sísmica robusta, é importante integrar os dados sísmicos com os de poços, a partir de dados de perfis sônicos e densidade, além da obtenção de um modelo de baixas frequências e estimativa da amplitude e fase da *wavelet*.

#### *APLICAÇÃO PARA ROCHAS GERADORAS RICAS EM MATÉRIA ORGÂNICA*

Diversos autores aplicaram diferentes métodos para caracterizar as propriedades petrofísicas e elásticas de folhelhos ricos em matéria orgânica e tentar prever a sua ocorrência e variação espacial. Mraz *et al.* (1983), por exemplo, utilizando amostras do *oil shale* Green River, observaram que as velocidades compressoriais, cisalhantes e a anisotropia são sensíveis ao conteúdo orgânico do folhelho. O aumento do conteúdo orgânico tende a reduzir as velocidades sísmicas (Figura 35) e a aumentar a anisotropia de velocidade quando comparados com os equivalentes mineralógicos não geradores. Segundo Vernik e Nur (1992), as mudanças desses parâmetros, além da redução da densidade, refletem o conteúdo de querogênio, a microestrutura e evolução térmica do folhelho gerador. Vernik e Liu (1997) adicionaram a esses fatores as interações físico-químicas com os fluidos dos poros (lubrificação das interfaces dos grãos, modificação da compressibilidade do fluido e transformação dos minerais de argila com a temperatura).

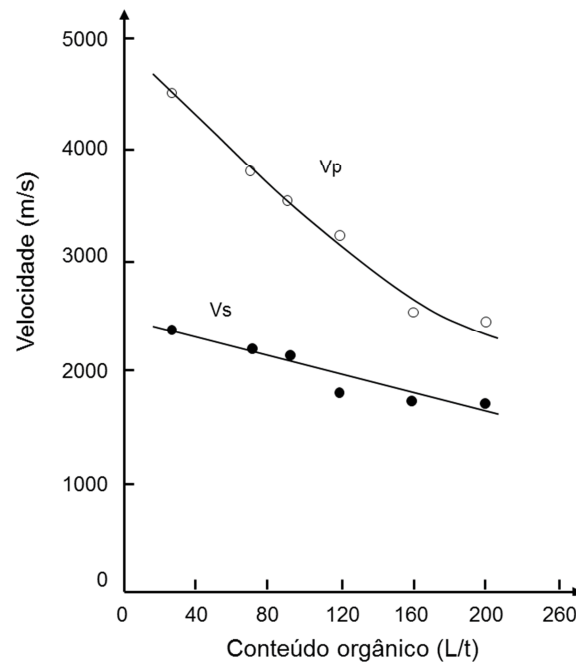


Figura 35: Relação entre as velocidades compressional ( $V_p$ , m/s) e cisalhante ( $V_s$ , m/s) com o aumento do conteúdo orgânico (L/t). Modificado de Mraz *et al.* (1983).

Além disso, o aumento da temperatura, que está relacionada à geração de petróleo e de porosidade, também tende a diminuir as velocidades até uma determinada temperatura na qual há alteração da matriz do folhelho e do querogênio, com consequente aumento da rigidez (MRAZ *et al.*, 1983; BEHURA *et al.*, 2006; ESEME *et al.*, 2007; AVSETH *et al.*, 2008). Carcione (2000) complementou o fato de que a conversão do querogênio para óleo pode produzir o excesso de pressão de poros caso a taxa de conversão seja superior à taxa de fluxo de fluidos devido à baixa permeabilidade dos folhelhos, resultando na diminuição da velocidade. Segundo o autor, a presença de um meio líquido pela geração de óleo e/ou geração de água livre pela transformação dos minerais de argila com a temperatura (transformação de esmectita em illita) estimula os mecanismos de atenuação da onda. Desse modo, o aumento do COT, da pressão de poros e de líquidos no sistema aumenta o contraste da velocidade e da impedância entre a rocha geradora e as camadas sobre- e subjacentes.

A velocidade da onda cisalhante também é afetada pelo conteúdo e maturação do carbono orgânico presente na rocha e a razão  $V_p/V_s$ , ou a razão de Poisson, é sensível à litologia e ao fluido intersticial. No caso de reservatórios não convencionais de folhelhos, esses parâmetros são importantes em estudos de propriedades geomecânicas para investigar a viabilidade e otimizar a produção de petróleo por fraturamento hidráulico (*e.g.* QIN, 2013; YENUGU e HAN, 2013, YENUGU 2015). Esemé *et al.* (2007), Sun *et al.* (2014) e Li *et al.* (2015) verificaram uma relação direta entre o aumento do COT com o aumento da razão de Poisson. Porém, Vernik e Milovak (2011) e Sayers *et al.* (2015) constataram a redução da

razão  $V_P/V_S$  com o aumento do COT e Qian (2013) não encontrou correlação entre essa razão e o volume de querogênio.

Diversos autores (*e.g.* ZHU *et al.*, 2011; QIN, 2013; QIAN, 2013; SUN *et al.*, 2014) investigaram que, além do conteúdo de matéria orgânica e da respectiva maturação térmica, a razão  $V_P/V_S$  pode ser substancialmente afetada pela composição mineral de folhelhos com alto conteúdo orgânico. Nota-se, na Tabela 7, a variação das propriedades elásticas de alguns minerais que podem compor rochas geradoras, além do querogênio. Considerando uma rocha geradora composta por quartzo e argila, por exemplo, o aumento da concentração de quartzo, com o conteúdo orgânico constante, pode reduzir a razão  $V_P/V_S$ , enquanto o aumento da concentração de argila pode aumentar a razão  $V_P/V_S$ . Assim, considera-se dúvida a origem da variação desse parâmetro quando a composição da matriz é incerta.

Tabela 7: Propriedades elásticas de alguns minerais e do querogênio (modificado de Li *et al.*, 2015; Qin, 2013 e Qian, 2013).

	Densidade (kg/m <sup>3</sup> )	Módulo <i>Bulk</i> (GPa)	Módulo de Cisalhamento (GPa)	$V_P/V_S$
<b>Quartzo</b> <sup>1</sup>	2650	38	44	1,48
<b>Argila</b> <sup>1</sup>	2500	25	9	2,03
<b>Calcita</b> <sup>2</sup>	2710	77	32	1,93
<b>Dolomita</b> <sup>1</sup>	2870	95	45	1,86
<b>Querogênio</b> <sup>1</sup>	1400	6,78	2,02	2,17
<b>Querogênio</b> <sup>3</sup>	1200	5	2,5	1,83

<sup>1</sup>Li *et al.* (2015), <sup>2</sup>Qin (2013), <sup>3</sup>Qian (2013).

Em função da menor densidade e velocidade da matéria orgânica em relação aos outros minerais presentes na rocha, a impedância acústica decresce de maneira não linear com o aumento do conteúdo orgânico (Figura 36; LOSETH *et al.*, 2011). O decréscimo da impedância acústica e o aumento da anisotropia resultam em comportamentos sísmicos característicos (GADING *et al.*, 2012). Em um intervalo composto predominantemente por folhelhos, as reflexões de rochas geradoras ricas e espessas possuem altas amplitudes, que são amplificadas com o aumento do conteúdo orgânico (SAYERS, 2013), com a maturação térmica (YENUGU e HAN, 2013) e com a porosidade (LI *et al.*, 2015). O aumento do perfil do COT para o topo resulta em fortes amplitudes sísmicas negativas no topo da camada geradora, enquanto a assimetria oposta é observada em perfis de COT crescentes para a base (Figura 37; LOSETH *et al.*, 2011).



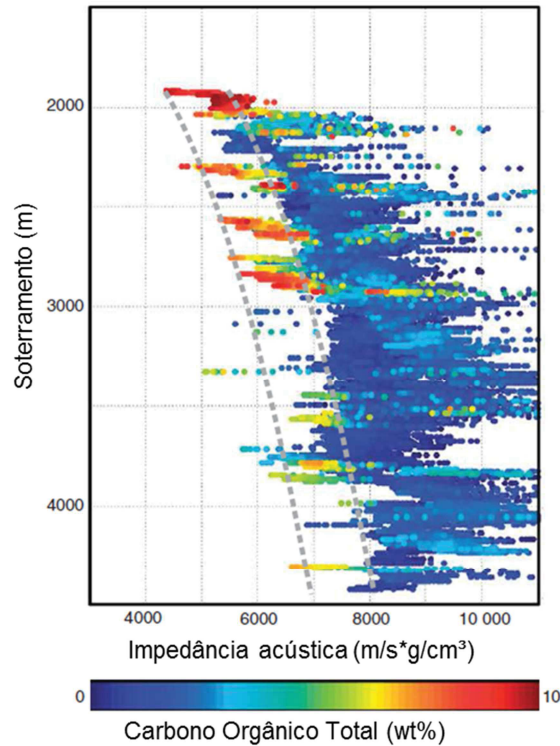


Figura 36: Impedância acústica em relação à profundidade para argilitos de doze poços das Formações Lange, Spekk e Melke (Mar da Noruega). A porcentagem de carbono orgânico total foi calculada a partir de dados de perfis de poços, utilizando-se o método de Passey *et al.* (1990). Modificado de Loseth *et al.* (2011).

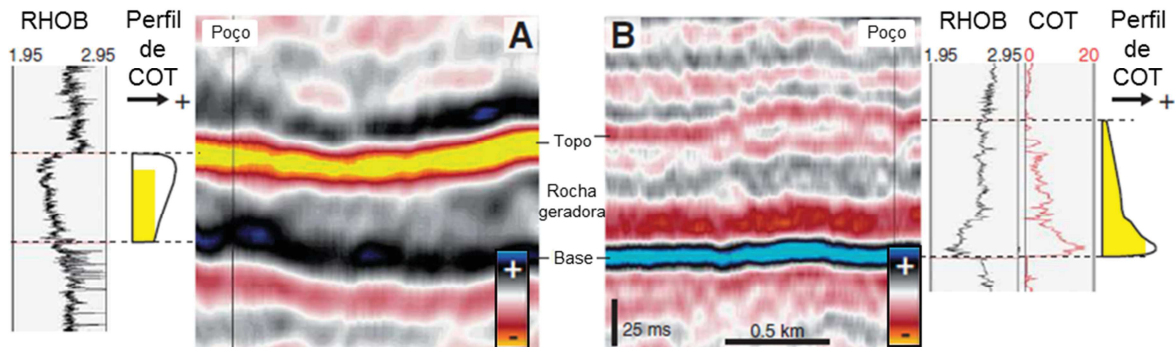


Figura 37: Perfil de densidade (RHOB,  $\text{g/cm}^3$ ) e de carbono orgânico total (COT, %) e seção sísmica *near*. A: Formação Spekk no Mar do Norte. B: Formação Hekkingen no Mar de Barents. O perfil de COT suavizado se correlaciona com a resposta sísmica de tal forma que o aumento para cima do COT no perfil A possui a maior amplitude (negativa) no topo, enquanto o perfil de COT B que aumenta para baixo possui a maior amplitude (positiva) na base. Modificado de Loseth *et al.* (2011).

Uma vez que os topos de reservatórios siliciclásticos preenchidos por óleo ou gás, em geral, também apresentam uma forte amplitude negativa em dados empilhados, a análise de AVO é uma importante ferramenta que auxilia a distinção da ocorrência de rochas geradoras de rochas reservatório. Embora possam ocorrer relacionados às quatro classes de AVO, na maior parte dos casos a baixa razão  $V_p/V_s$  associada aos reservatórios siliciclásticos preenchidos por petróleo resulta na classe de AVO do tipo 3, cuja amplitude aumenta, em módulo, com o aumento do *offset* (CASTAGNA, 1993). No caso de rochas geradoras, a anisotropia intrínseca, com as maiores velocidades paralelas ao acamamento em relação às

velocidades perpendiculares ao acamamento (*e.g.* VERNIK e LIU, 1997), resulta em reflexões de topo e base do intervalo gerador de alta amplitude quando as espessuras são superiores à resolução do dado sísmico, que diminuem com o aumento do *offset* ou do ângulo de incidência (Figura 38; CARCIONE, 2001; GADING *et al.*, 2012; YENUGU e HAN, 2013; SAYERS, 2013; LI *et al.*, 2015). A redução significativa da impedância acústica e o decréscimo da amplitude, em módulo, com aumento do *offset* correspondem à classe de AVO tipo 4 (intercepte negativo e gradiente positivo) por Castagna e Swan (1997). Uma rocha geradora com espessura acima da espessura do *tuning* também resultará em uma reflexão distinta na base, de alta amplitude positiva, que também diminui com o *offset* (intercepte positivo e gradiente negativo; LOSETH *et al.*, 2011). O aumento do volume de querogênio resulta no aumento, em módulo, dos valores de intercepte e gradiente (LI *et al.*, 2015).

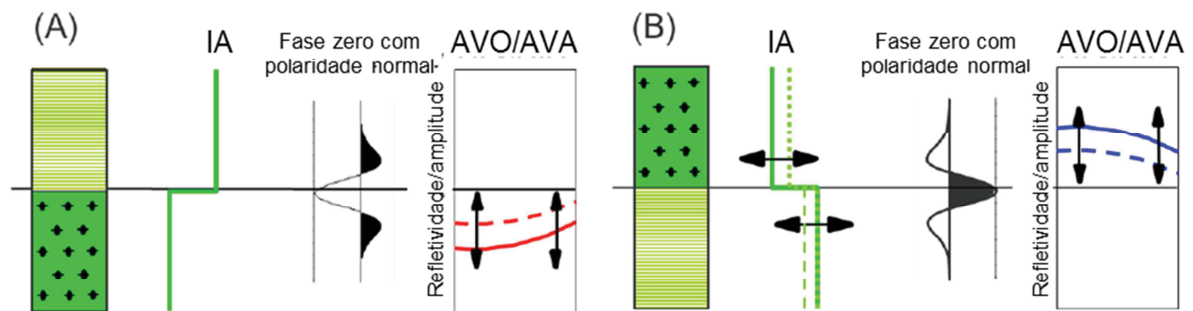


Figura 38: Respostas sísmicas do topo (A) e da base (B) de uma rocha geradora. A resposta sísmica do topo é uma amplitude forte negativa em um dado sísmico com fase zero e com polaridade normal (padrão SEG). A amplitude diminui com o *offset* ou ângulo de incidência. Modificado de Gading *et al.* (2012).

Zhu *et al.* (2011) observaram que a variação na litologia pode influenciar significativamente a resposta de AVO da rocha geradora (Figura 39), já que está diretamente relacionada com a razão  $V_P/V_S$ . Através de modelagens numéricas de física de rocha, considerando dois cenários onde se diferenciou a composição da rocha geradora (mais rica em sílica ou mais rica em argila), os autores verificaram que rochas geradoras mais ricas em sílica podem resultar em uma classe AVO do tipo 3, enquanto rochas geradoras mais ricas em argila podem resultar em uma classe AVO do tipo 4. Além disso, conferiram que a concentração de argila da rocha não geradora subjacente também afeta os valores de Intercepte e Gradiente.

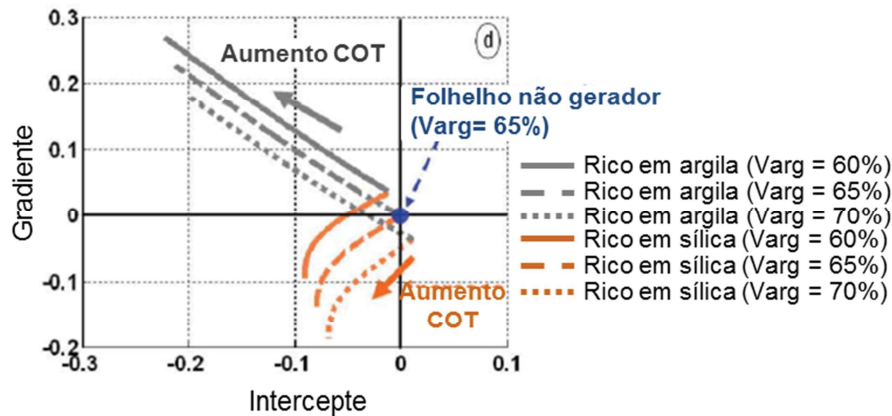


Figura 39: Gráfico Intercepte *versus* Gradiente para um modelo de duas camadas consistindo em uma rocha não geradora sobrejacente a uma rocha geradora. Variação com o aumento do carbono orgânico total (COT) para uma rocha geradora rica em sílica (laranja) e rica em argila (cinza). A rocha sobrejacente possui conteúdos diferentes de argila (Varg): 60% (linha sólida), 65% (linha tracejada) e 70% (linha pontilhada). Modificado de Zhu *et al.* (2011).

A presença de um refletor sísmico contínuo de fortes amplitudes negativas, portanto, pode indicar a existência de uma rocha geradora (GADING *et al.*, 2012), que pode ser mapeada em termos de topo e base caso a espessura da camada esteja acima da resolução sísmica. A constatação através de dados de poços da forte correlação da redução das impedâncias acústica e elástica com o aumento do COT torna verossímil a obtenção quantitativa do COT através da inversão de dados sísmicos (*e.g.*, LOSETH *et al.*, 2011; GADING *et al.*, 2012; HU *et al.*, 2015). Adicionalmente, a disponibilidade de seções empilhadas segundo diferentes faixas de ângulos ou *offsets* permite a avaliação do intervalo gerador em termos de classes de AVO, aumentando a confiabilidade na predição de rochas geradoras ricas em carbono orgânico (GADING *et al.*, 2012). O uso de dados sísmicos, portanto, possibilita a obtenção da distribuição lateral, espessura e variação qualitativa do conteúdo de carbono orgânico total e, quando calibrado com dados de poços, podem ser invertidos para a obtenção da porcentagem de carbono orgânico total (Figura 40 e Figura 41). Os valores de carbono orgânico total resultantes são uma média suavizada do conteúdo presente na rocha.

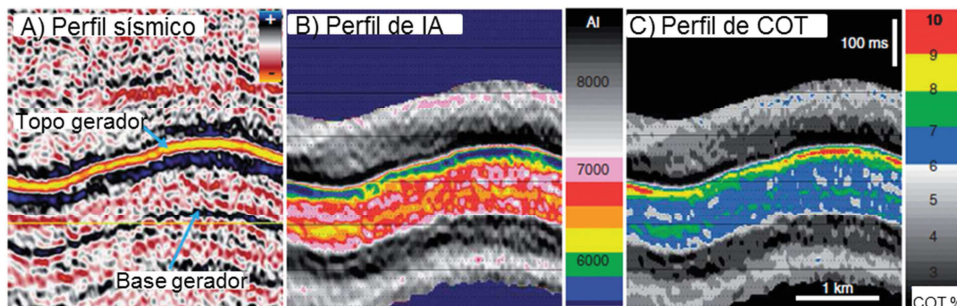


Figura 40: A) Seção sísmica. B) Seção de impedância acústica (IA) invertida. C) Seção invertida para carbono orgânico total (COT). Modificado de Loseth *et al.* (2011).

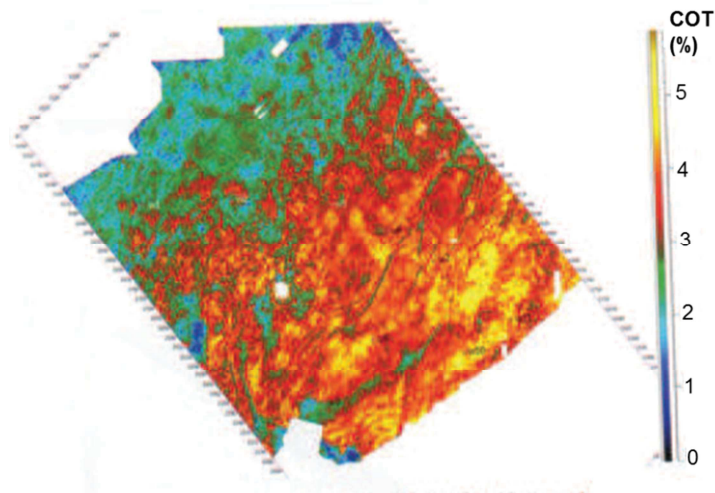


Figura 41: Mapa de carbono orgânico total (COT, %) médio do intervalo Eagle Ford (Texas) calculado através da inversão elástica. Modificado de Hu *et al.*(2015).

A alta anisotropia de velocidade de um folhelho, resultante de uma maior velocidade no plano paralelo ao acamamento em relação àquela no plano perpendicular ao acamamento, é um fator bem conhecido na literatura (*e.g.* MRAZ *et al.*, 1983; VERNIK e NUR, 1992; VERNIK e LIU, 1997; CARCIONE, 2000; ZHU *et al.*, 2011; LOSETH *et al.*, 2011). Em geral, existem três principais fatores responsáveis pela anisotropia sísmica segundo Vernik e Nur (1992): 1) intercamamento de litologias de propriedades elásticas contrastantes numa escala mais fina do que o comprimento de onda sísmico; 2) orientação preferencial dos minerais; e 3) fraturas e micro-fraturas induzidas por tensão que mostram alinhamento preferencial. Vernik e Nur (1992) demonstraram que os folhelhos ricos em matéria orgânica apresentam um sistema complexo no qual todos os três fatores estão envolvidos. A forte anisotropia intrínseca do folhelho está associada com a textura laminar da argila, que aumenta substancialmente com a compactação pela redução da porosidade, rearranjo e achatamento dos minerais da argila e diagênese (VERNIK e LIU, 1997), paralelamente ao acamamento. A relação do aumento do conteúdo orgânico com o aumento da anisotropia provavelmente se deve ao alinhamento da matéria orgânica laminada (ZHU *et al.*, 2011; SONDERGELD e RAI, 2011). Além disso, fraturas e microfraturas atribuídas à geração de petróleo reforçam a anisotropia em folhelhos negros maduros termicamente (VERNIK e LIU, 1997). Porém, este parâmetro não será abordado neste trabalho e recomenda-se, portanto, a avaliação deste parâmetro no próximo estudo, uma vez que desconsiderar a anisotropia dos folhelhos pode resultar no aumento de incertezas acerca das estimativas dos parâmetros de fluidos e da rocha.

## 1.4 ÁREA DE ESTUDO

As bacias marginais brasileiras são classificadas como margens continentais rifteadas e estão relacionadas com a ruptura do Supercontinente Gondwana, isto é, com a abertura do Atlântico Sul, que separou a placa Africana da Sul Americana. As bacias da margem leste foram formadas durante o Eocretáceo, quando uma sucessão espessa de sedimentos continentais, fluviais e lacustres, siliciclásticos e carbonáticos, foram depositados em ambientes lacustres salgados e de água doce, localmente havendo intercalação com rochas vulcânicas. Após o rifteamento, iniciou-se a fase de subsidência térmica, com feições de deslizamento gravitacional (*e.g.* ESTRELLA *et al.*, 1984).

As colunas estratigráficas das bacias marginais brasileiras que possuíram deposição evaporítica muito se assemelham em termos regionais, podendo ser divididas em cinco megassequências (KATZ e MELLO, 2000): pré-rifte, rifte, transicional (ou evaporítica), marinho transgressivo e marinho regressivo. Essas megassequências são separadas por desconformidades regionais, cujo preenchimento sedimentar varia para cada bacia. Consequentemente, apesar de apresentarem evoluções tectônicas e sedimentares semelhantes, os sistemas petrolíferos possuem caráter distintos que podem variar em todos os seus elementos, sendo compostos por diferentes tipos de óleos que refletem os diferentes ambientes deposicionais dos intervalos geradores. Mello *et al.* (1988) discriminaram as diferenças significativas entre as rochas geradoras e os óleos amostrados nas principais bacias marginais brasileiras em cinco regimes deposicionais distintos: lacustre de água doce, lacustre de água salgada, marinho evaporítico, marinho carbonático e marinho deltaico.

### 1.4.1 A BACIA DO ESPÍRITO SANTO

A Bacia do Espírito Santo, localizada no Estado do Espírito Santo, possui uma área explorável de cerca de 41.500 km<sup>2</sup>, dos quais 3.000 km<sup>2</sup> correspondem à porção emersa (FRANÇA *et al.*, 2007). Está delimitada a norte pela Bacia de Mucuri (prolongamento da costa da divisa entre os estados do Espírito Santo e Bahia), e o Alto de Vitória a delimita a sul com a Bacia de Campos (Figura 42).

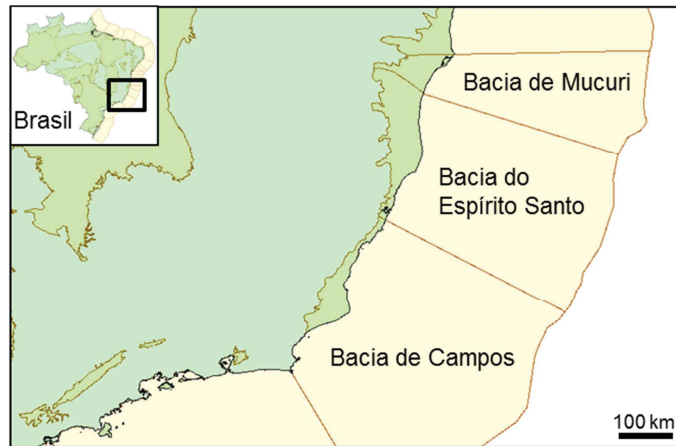


Figura 42: Área de estudo, com destaque para a localização aproximada dos poços utilizados neste trabalho. Fonte: SIGEO (Sistema Integrado de Geologia e Geofísica), Petrobras.

França *et al.* (2007) descreveram na Bacia do Espírito Santo três superseqüências relacionadas a eventos tectônicos responsáveis pela sedimentação na bacia (Figura 43): Rifte, Pós-Rifte e Drifte. Durante a Superseqüência Rifte (Valanginiano a Eoaptiano), com intenso tectonismo, nas bordas dos falhamentos predominava um ambiente lacustre com contribuição fluvial e aluvial, enquanto carbonatos se depositavam nos altos estruturais internos. A Superseqüência Pós-Rift delimita-se na base pela Discordância Alagoas e no topo pela seqüência de evaporitos, na qual foram depositados conglomerados, arenitos e folhelhos. Esses sedimentos foram recobertos por rochas carbonáticas e um pacote de rochas evaporíticas, depositadas em um ambiente do tipo *sabkha*, de clima árido, com condições de circulação restrita e alta evaporação.

A Superseqüência Drifte, com pacote mais espesso, marca a transição de ambiente continental para mar aberto. Durante o Albiano, sob condições de mar com características epicontinentais, foram depositados arenitos nas partes proximais, que gradam para carbonatos em direção ao depocentro da bacia. A contínua subsidência térmica resultou no basculamento para leste, causando o escorregamento dos sais solúveis, formando as jangadas principalmente na área central da bacia. Ao final do Albiano, uma ampla discordância foi responsável pela escavação de paleocânions, que foi mais significativa na porção emersa. Segue-se uma espessa fase transgressiva marinha com um afogamento da plataforma carbonática e deposição de folhelhos e turbiditos, iniciada no Cenomaniano (base da Formação Urucutuca), com o ápice no Turoniano. Durante este período, a ocorrência de um evento anóxico registrou o máximo afogamento dessa seqüência, onde foram depositados folhelhos escuros com predominância de pelitos radioativos e de baixa velocidade sônica. A Formação Urucutuca continua a ser depositada em padrão retrogradante, com predominância pelítica e de arenitos turbidíticos. Em seguida, instalou-se a seqüência de plataforma continental progradacional,

formada por fácies arenosa proximal intercalada com carbonatos de plataforma e pelitos distais, além de turbiditos. No Paleoceno-Eoceno ocorreu um importante episódio magmático (Vulcanismo de Abrolhos). Devido provavelmente ao soergimento da Serra do Mar e a esse vulcanismo, ocorreu um forte aporte de siliciclásticos a partir das bordas, formando espessos pacotes de corpos arenosos (FRANÇA *et al.*, 2007). As novas sequências foram depositadas sobre um substrato marcado por altos e baixos estruturais oriundos do tectonismo das fases anteriores. Falhas normais resultantes da tectônica salífera controlaram a sedimentação ocasionando, principalmente entre o Cenomaniano e o Maastrichtiano, a formação de calhas que controlaram o fluxo das correntes de turbidez (ÁVILA, 2015).

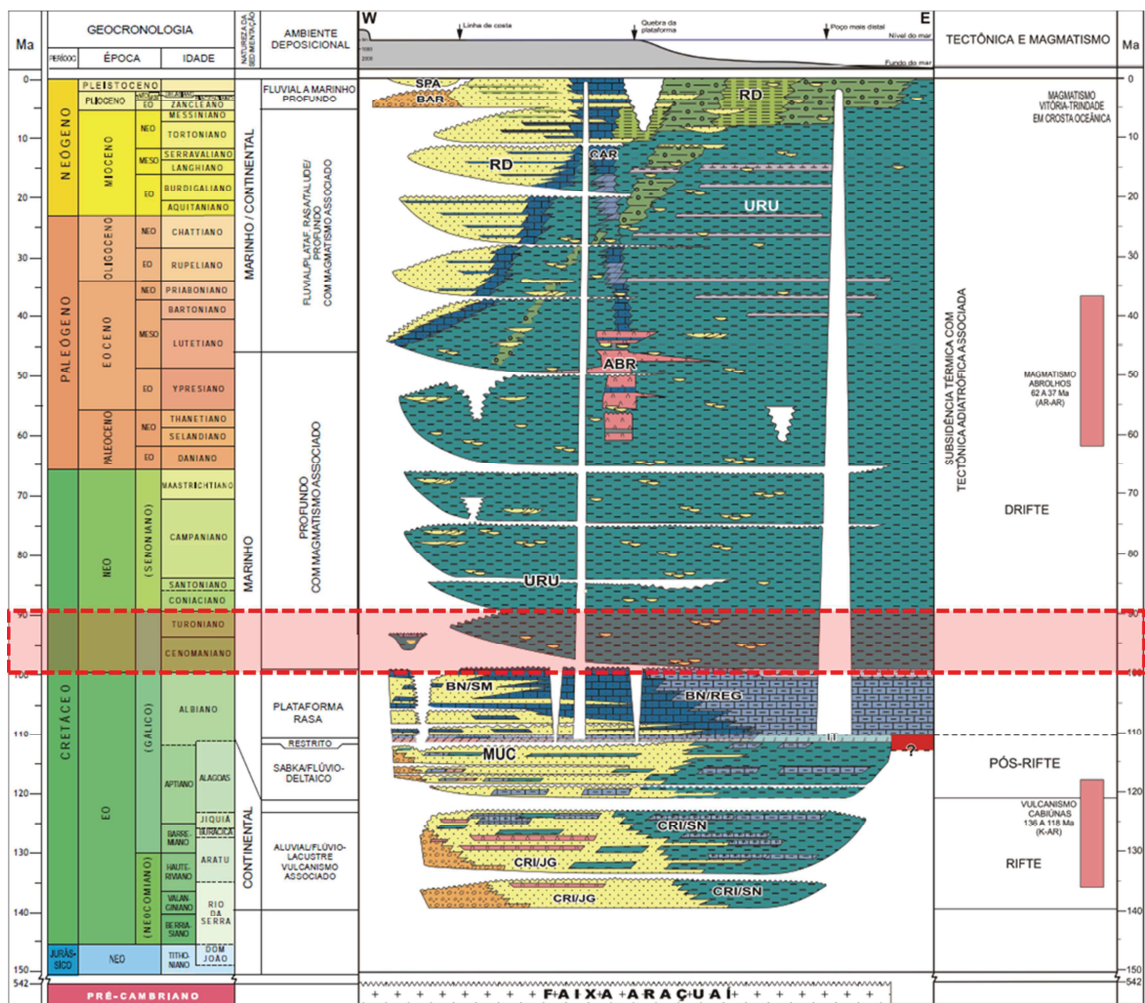


Figura 43: Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo. O Cenomaniano-Turoniano foi ressaltado em vermelho. Modificado de França *et al.* (2007).

#### 1.4.2 OS SISTEMAS PETROLÍFEROS DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO

A exploração petrolífera da Bacia do Espírito Santo iniciou no final da década de 1950. A primeira acumulação comercial da bacia foi descoberta em 1969 com o Campo de

São Mateus na área emersa e em 1977 em porção submersa com o Campo de Cação (Ministério de Minas e Energia, 2017). O principal campo da bacia, Golfinho, iniciou a produção em 2006, em lâminas d'água profundas a ultra-profundas. A produção acumulada da bacia nas áreas emersa (início da produção em 1973) e submersa (início da produção em 1978) está resumida na Tabela 8.

Tabela 8: Produção acumulada nas áreas de mar e terra da bacia do Espírito Santo (Ministério de Minas e Energia, 2017).

<b>Produção Acumulada</b>	<b>Mar</b>	<b>Terra</b>
<b>Petróleo (MM bbl)</b>	148,67	186,98
<b>Gás Associado (MM m³)</b>	4.481,22	3.575,60
<b>Gás Não-Associado (MM m³)</b>	13.852,54	3.520,86

Os óleos da Bacia do Espírito Santo foram classificados, com base em análises geoquímicas, nos tipos lacustre (salino e salobro), marinho e mistura de óleos marinhos e lacustres (ESTRELLA *et al.*, 1984; TRINDADE, 1987; FROTA e GUTHRIE, 1997; d'ÁVILA *et al.*, 1998; FROTA, 1998 *apud* RIBEIRO, 2011; GUZZO, 2008). Os sistemas petrolíferos estão comprovados tanto na parte emersa quanto na parte marinha. O principal sistema petrolífero em terra é composto por geradores lacustres da fase rifte e trapas majoritariamente relacionadas às falhas do rifte. Na porção marinha, predomina o sistema petrolífero da fase drifte Urucutuca-Urucutuca (!), composto pelos geradores de origem marinha, migração e trapeamento relacionadas ao diapirismo e reservatórios representados pelos arenitos turbidíticos (ÁVILA, 2015).

Apesar do intervalo gerador do Cenomaniano e Turoniano (Formação Urucutuca) ter sido identificado em diversas bacias da margem continental brasileira (MELLO *et al.*, 1989), Estrella *et al.* (1984) não o caracterizaram como potencial gerador na Bacia do Espírito Santo, atribuindo a origem da carga petrolífera acumulada como proveniente de duas rochas geradoras: de idade Alagoas (depositada em ambiente evaporítico) e Jiquiá (depositada em ambiente lacustre). Embora possuam COT moderado a alto, os folhelhos do Cretáceo Superior a Terciário Inferior, segundo Estrella *et al.* (1984), possuem potencial extremamente pobre, por serem compostos predominantemente por querogênio tipo III e terem sido depositados em um ambiente deposicional marinho aberto com alta oxigenação, confirmado por estudos de foraminíferos bentônicos. Assim, concluíram que o evento oceânico anóxico do Cenomaniano-Turoniano não teve importância significativa na sedimentação orgânica da bacia e, conseqüentemente, esses eventos não devem ser interpretados como onipresentes relativamente à deposição de rochas geradoras, sendo necessários outros fatores que controlem a eficiência da deposição e preservação da matéria orgânica. No entanto, as



análises de Estrella *et al.* (1984) foram feitas utilizando amostras de poços terrestres e de água rasa (0 a 300 m) que haviam sido perfurados até então. Segundo França *et al.* (2007), devido a eventos erosivos, o Turoniano é pouco expressivo na parte terrestre.

Frota (1998, *apud* RIBEIRO, 2011) reconheceu a existência de três tipos de óleos distintos: lacustre de água salobra/salina gerado por diferentes fácies deposicionais da seção rifte, marinho carbonático gerado por rochas de idade albo-turoniana e um de provável origem marinha deltaica, gerado por rochas de idade possivelmente terciária. As rochas geradoras albianas/cenomanianas são formadas pelos carbonatos da Formação Regência e folhelhos da base da Formação Urucutuca. Penteadó *et al.* (2001) e Francisco *et al.* (2001) descreveram a ocorrência e distribuição da qualidade, quantidade e maturação das rochas geradoras da Bacia do Espírito Santo e Araujo *et al.* (2003) caracterizaram a maturação e a qualidade orgânica dessas rochas.

Ribeiro (2011) identificou quatro unidades litoestratigráficas potencialmente geradoras: Formações Cricaré e Mairiricu (idades barremiana e aptiana, respectivamente), Formações São Mateus e Regência (idade albiana) e Formação Urucutuca (idade cenomaniana-turoniana). As rochas geradoras da Formação Urucutuca foram descritas com baixos conteúdo orgânico e potencial gerador (COT médio de 1,24% e S<sub>2</sub> médio de 1,34 mg HC/g Rocha). Essas rochas são compostas predominantemente por querogênio tipo III e, em conjunto com os baixos COT e S<sub>2</sub>, interpretou-se que provavelmente a matéria orgânica foi depositada sob condições oxidantes com significativo aporte continental. No entanto, localmente foram detectadas amostras com COT e S<sub>2</sub> elevados, com valores de até 9% e 59 mg HC/g Rocha, respectivamente, composta por matéria orgânica tipo II. Com base em análise de perfis, notou-se que as amostras mais ricas estão concentradas na porção basal da Formação Urucutuca, podendo atingir 50 m, sugerindo que a deposição desse intervalo se deu durante o evento anóxico global do limite Cenomaniano-Turoniano. Porém, esses poços estão dispersos na bacia e os dados de água profunda são escassos. Assim, aventou-se a possibilidade de um aumento de espessura e uma melhoria das características de riqueza e qualidade orgânica dessas rochas em direção a *offshore*. Segundo Ávila (2015), os folhelhos negros do Cenomaniano e Turoniano representam os principais geradores na porção submersa, apresentando espessuras entre 40 e 100 m.

## 2 MÉTODOS

Para o desenvolvimento do trabalho, foi escolhida uma área da porção marítima da Bacia do Espírito Santo na qual tenha sido amostrada a seção geradora do intervalo de interesse e que a mesma se encontre em diferentes níveis de maturação. Foram selecionados, portanto, poços que continham dados de geoquímica orgânica de rocha geradora, além de dados de perfis geofísicos de poços, tais como raios gama natural, densidade, porosidade neutrão, sônico da onda cisalhante, resistividade, sônico da onda compressional e densidade. Os métodos aplicados nessa dissertação se encontram consolidados na Figura 44.

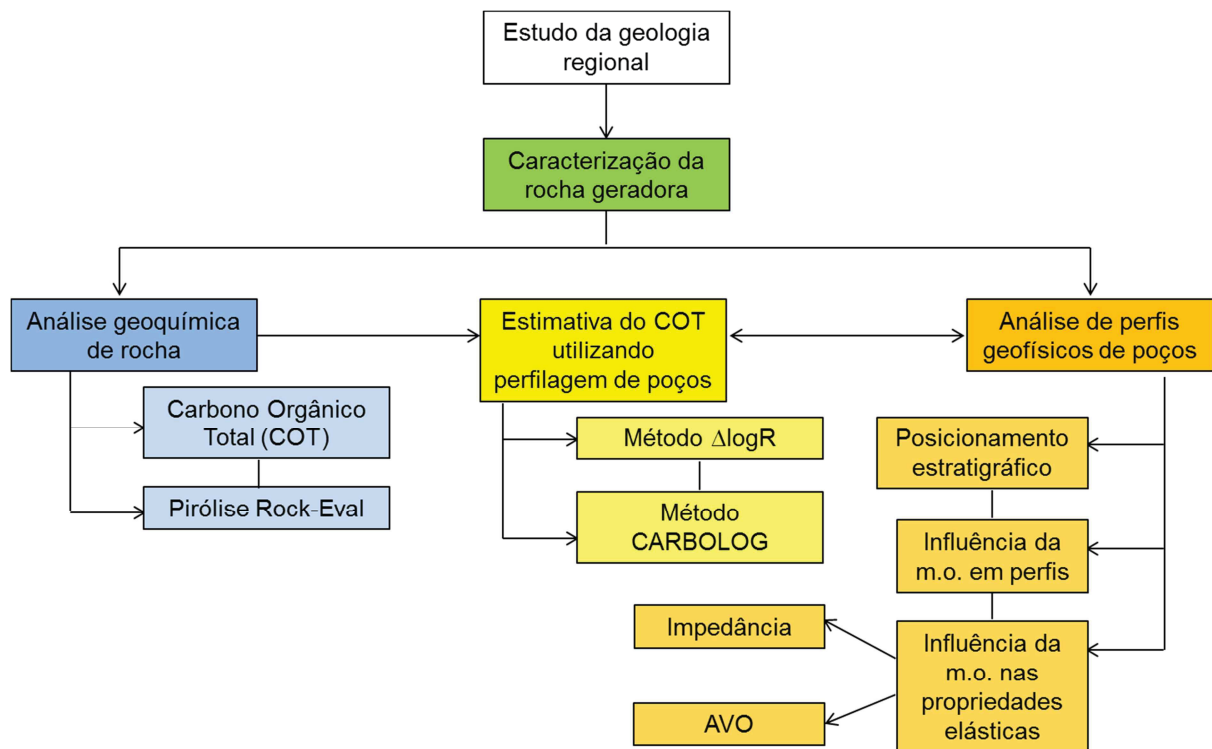


Figura 44: Fluxograma dos métodos do projeto de pesquisa (m.o.: matéria orgânica).

### 2.1. ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA

Com o objetivo de identificar e caracterizar a rocha geradora do Cenomaniano-Turoniano (Fm. Urucutuca) em termos de quantidade, qualidade, tipo de matéria orgânica e maturação térmica, foram utilizadas informações de 16 poços em uma área de aproximadamente 4.000 km<sup>2</sup> da porção submersa da Bacia do Espírito Santo, em lâminas d'água profunda a ultra-profunda (Figura 45). Foram selecionadas 182 amostras (47 amostras laterais e 135 amostras de calha) provenientes de 10 poços que continham resultados de análises geoquímicas oriundas dos ensaios de Carbono Orgânico Total (COT) pertencentes ao

intervalo de interesse. Dessas amostras, 68% continham resultados de Pirólise Rock-Eval. Essas análises foram efetuadas no Centro de Pesquisa da Petrobras (CENPES), conforme os procedimentos descritos nos próximos itens.

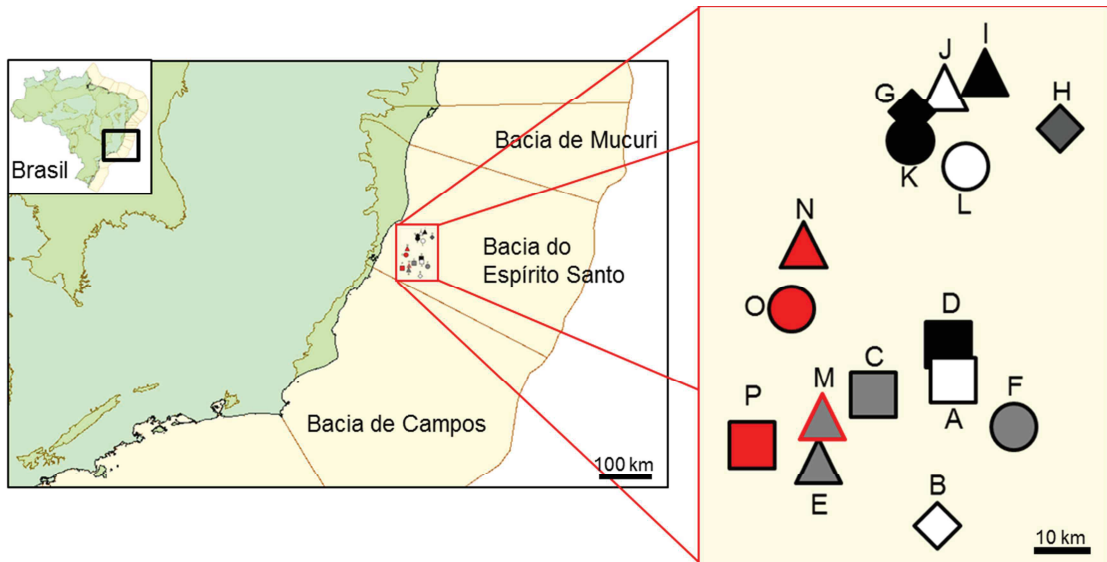


Figura 45: Área de estudo, com destaque para a localização aproximada dos poços utilizados neste trabalho.

### 2.1.1 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS DE ROCHA GERADORA

Inicialmente, foram selecionadas as amostras de rocha do intervalo gerador, que foram lavadas para remover o fluido de perfuração e secas para que, posteriormente, fossem pulverizadas, a fim de aumentar a superfície de contato com o ácido. A amostra, então, foi macerada em um almofariz de ágata e passada por uma peneira de 80 mesh, para que se removam as frações mais grossas e o efeito da granulometria não influencie os resultados. No caso da preparação para a análise de Carbono Orgânico Total (COT), a amostra foi pesada em uma balança analítica de forma a obter cerca de 250 mg e levada para a acidificação com 50% de ácido clorídrico (HCl) por cerca de 24h. O HCl foi utilizado para remover o carbonato existente na rocha, para que sua combustão não fosse contabilizada no COT. A amostra foi inserida em um cadinho de cerâmica com porosidade e capilaridade controladas, de forma que o ácido pudesse penetrar e remover apenas o carbonato dissolvido. Após a acidificação, a amostra foi lavada em água destilada aquecida e, posteriormente, em água destilada fria para eliminar os cloretos formados pelo HCl, seca em um banho de luz incandescente durante 24h e novamente pesada. A relação entre o peso da amostra inicial e a pós-acidificação é denominada de resíduo insolúvel (RI), que corresponde ao conteúdo de material não-carbonático da amostra, em porcentagem de massa, e fornece informação a respeito do

ambiente de sedimentação. Para a amostra utilizada no experimento de pirólise Rock-Eval, a amostra foi pulverizada a 80 mesh.

### 2.1.2 DETERMINAÇÃO DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)

A determinação do COT (%), que possui ágil tempo de análise (até cerca de três minutos), foi feita utilizando-se o equipamento Leco (SC-144 DR ou SC-632), no qual cerca de 250 mg de rocha pulverizada acidificada foram levados a um forno de combustão e submetidos a temperatura de 1350°C. O CO<sub>2</sub> gerado pela combustão da matéria orgânica foi detectado em uma célula de infravermelho, assim como o SO<sub>2</sub>. A água, como produto da combustão, foi retida por um removedor de umidade (MgClO<sub>4</sub>, perclorato de magnésio). A fim de garantir a precisão da análise, foi necessário que o equipamento fosse calibrado antes e após as análises com amostras já conhecidas, denominadas de amostras padrão. Com o peso inicial da amostra, antes da acidificação, o aparelho forneceu, diretamente, o carbono orgânico total (COT) em porcentagem em peso. A análise resultante contém um erro analítico de até 1% do valor medido e possui resolução para medir no mínimo 0,005%. A depender do COT da amostra analisada, foi separada uma determinada quantidade de amostra para a Pirólise Rock-Eval, não acidificada, variando de 20 mg para as amostras ricas (> 2% de COT) a 100 mg para as amostras pobres em carbono orgânico (~1% de COT).

### 2.1.3 DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DA PIRÓLISE ROCK-EVAL

A pirólise Rock-Eval é um método rápido (aproximadamente 30 minutos), que necessita de uma pequena quantidade de rocha pulverizada. Fundamenta-se na detecção seletiva e quantificação dos compostos hidrocarbonetos e de compostos oxigenados liberados pela pirólise da matéria orgânica dos sedimentos, em uma programação de aquecimento pré-determinada (ESPITALIÉ *et al.*, 1977). O aumento da temperatura muito acima das condições geológicas originais é devido à necessidade de compensação do tempo geológico no qual as transformações da matéria orgânica ocorrem, que não podem ser simuladas em laboratório.

O aparelho da pirólise Rock-Eval é composto de um forno de pirólise controlado por um programador de temperatura. Da mesma forma que no Carbono Orgânico Total, para garantir a precisão da análise, foi necessário que o equipamento fosse calibrado antes e após as análises com amostras padrão. A rocha total pulverizada foi submetida a uma taxa de aquecimento pré-selecionada, efetuada em uma atmosfera inerte composta por nitrogênio,

para que não houvesse combustão. A amostra foi colocada em um forno acoplado a um detector de ionização de chama (FID – *Flame Ionization Detector*) e, após alguns minutos a 300°C, a temperatura foi aumentada a uma taxa de 25°C por minuto até cerca de 650°C, próxima à temperatura limite do equipamento. Os produtos da pirólise foram conduzidos com auxílio de um gás de arraste composto por nitrogênio a duas partes distintas: uma pela qual os hidrocarbonetos fluem diretamente ao ionizador FID para sua detecção, e outra através da qual o CO<sub>2</sub> flui em direção a um dispositivo no qual foi aprisionado durante o intervalo de temperatura selecionado, para posteriormente ser quantificado no final da pirólise em um detector infravermelho. As quantidades de hidrocarbonetos e de CO<sub>2</sub> gerados foram medidas na forma de picos em função do tempo, expressas em mg de hidrocarbonetos/g de rocha e mg de CO<sub>2</sub>/g de rocha, respectivamente. Estes produtos foram registrados sob a forma de um pirograma, no qual podem ser observados três picos (S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> e S<sub>3</sub>), que foram utilizados nos estudos geoquímicos.

Durante o aquecimento inicial, à temperatura fixa de 300°C, foi gerado o pico S<sub>1</sub>, que corresponde à volatilização dos hidrocarbonetos livres ou adsorvidos (betume) que já estavam presentes na rocha antes da pirólise. Após três minutos, a temperatura foi aumentada a uma taxa de 25°C/min. Em temperaturas mais altas, entre 300 e 650°C, foi gerado o pico S<sub>2</sub>, que corresponde aos hidrocarbonetos produzidos pelo craqueamento artificial do querogênio e dos compostos pesados extraíveis (resinas e asfaltenos) devido ao aumento da temperatura no equipamento. A temperatura na qual ocorre a taxa máxima de geração de hidrocarbonetos (pico do S<sub>2</sub>) é indicativa do nível de maturação, denominada de T<sub>max</sub> (Figura 46).

Os compostos voláteis com oxigênio (CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O) foram aprisionados nos primeiros sete minutos de análise, entre 300 e 400°C, em um *trap* específico e liberados durante o resfriamento do aparelho, passando por um detector separado, que registra o pico S<sub>3</sub>. Dado que se devem obter apenas os compostos oxigenados liberados da decomposição da matéria orgânica, sem influência da matriz mineral, esse intervalo de temperatura foi delimitado após um estudo de comportamento térmico dos principais minerais encontrados nas rochas sedimentares, no qual se observou que a principal formação de CO<sub>2</sub> relativo à matéria mineral é acima de 400°C.

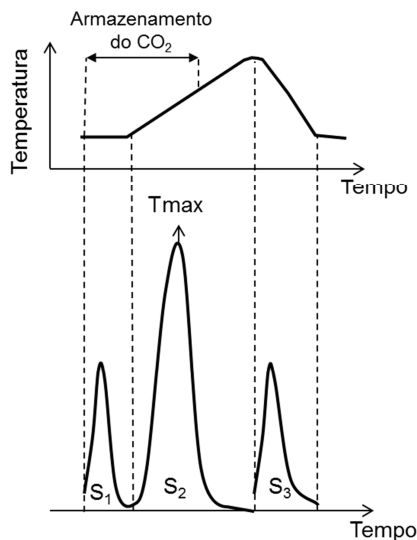


Figura 46: Ciclo de análises e registros obtidos pela Pirólise Rock-Eval. Modificado de Tissot e Welte (1978).

#### 2.1.4 CONTROLE DE QUALIDADE DOS DADOS GEOQUÍMICOS

De posse dos dados, inicialmente foi feita a caracterização geoquímica da rocha geradora com base em dados mensurados em laboratório. Essa caracterização consiste em uma série de etapas, tais como a avaliação do conteúdo orgânico (análises de Carbono Orgânico Total - COT), do potencial gerador de hidrocarbonetos, a identificação do tipo de matéria orgânica presente e da maturação térmica atingida (Pirólise Rock-Eval). Foram selecionadas 182 amostras que continham dados de COT e, em 68% das amostras, foram feitos experimentos de pirólise.

Tendo em vista que a maior parte dos poços utilizados neste trabalho foi perfurada com fluido de perfuração à base de óleo, a primeira etapa da caracterização da rocha consistiu na avaliação do grau de contaminação das amostras por esses fluidos através dos pirogramas resultantes da Pirólise Rock-Eval (Figura 47). Na ausência de contaminação (Figura 47a), os picos  $S_1$  e  $S_2$  são bem definidos e simétricos. Uma amostra de rocha com alta contaminação (Figura 47b) pode apresentar valores anormalmente altos de  $S_1$ , alargamento e assimetria do pico  $S_2$ , com conseqüente redução nos valores de  $T_{max}$ . Na inexistência dos pirogramas no banco de dados, foram desconsideradas as amostras que continham valores de  $S_1$  superiores a 1 mg HC/g COT associados a  $T_{max}$  baixos quando comparados com a tendência de maturação da rocha geradora para um mesmo nível de soterramento. As amostras classificadas como contaminadas foram, portanto, excluídas da análise, já que poderiam induzir a interpretações errôneas a respeito das características da rocha geradora, visto que as

propriedades medidas podem ser alteradas pela contaminação desse fluido. Além disso, na maior parte dos casos em que o COT medido é baixo ( $< 1\%$ ), o ensaio de Pirólise Rock-Eval não foi efetuado em função da redução da confiabilidade dos resultados.

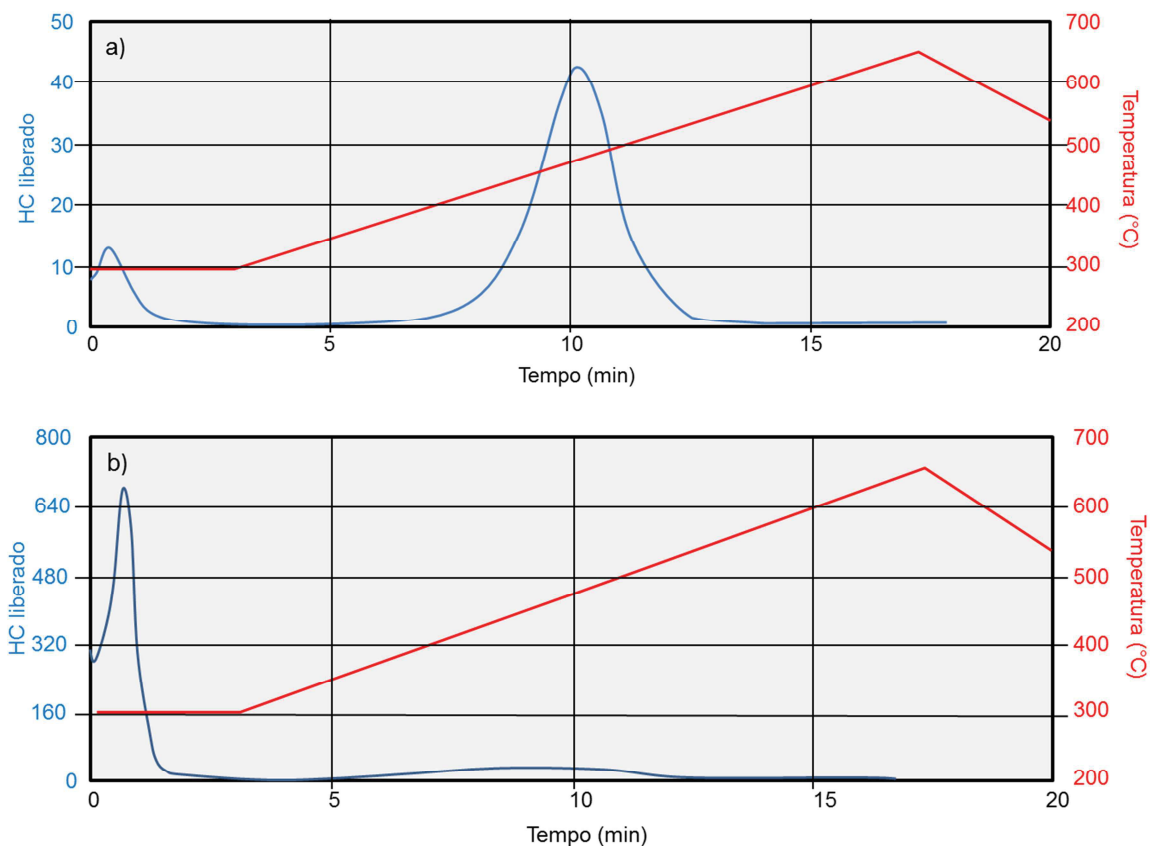


Figura 47: Exemplos de pirogramas resultantes da Pirólise Rock-Eval: a) de uma amostra não contaminada e b) de uma amostra altamente contaminada por fluido de perfuração à base de óleo.

Os resultados das amostras não contaminadas foram classificados segundo os limites propostos por Peters e Cassa (1994) e através dos diagramas tipo van Krevelen (ESPITALIÉ *et al.*, 1977) e IH-Tmax (ESPITALIÉ *et al.*, 1986).

## 2.2 ANÁLISE DA ROCHA GERADORA ATRAVÉS DE PERFIS GEOFÍSICOS DE POÇOS

A etapa seguinte deste trabalho consistiu na análise da influência da matéria orgânica nos perfis geofísicos de poços e na identificação e quantificação da matéria orgânica utilizando dados de perfilagem. Essas análises foram realizadas no SIGEO (Sistema Integrado de Geologia e Geofísica), desenvolvido pela Petrobras. Uma vez que a qualidade de muitas medidas de perfis pode ser afetada por irregularidades na parede do poço (*e.g.* arrombamento da formação), para identificar esse tipo de ocorrência e aferir a acurácia das respostas dos

perfis, inicialmente foi verificado o comportamento do perfil Caliper no intervalo de interesse. Para evitar a inclusão de dados duvidosos e espúrios, as análises dos perfis foram realizadas apenas ao longo dos trechos onde não houve variações significativas do diâmetro do poço.

Posteriormente, foi verificada, de maneira genérica, a influência da matéria orgânica em diferentes perfis adquiridos durante a perfuração dos poços: raios gama natural (total e espectral), resistividade, densidade, sônico e porosidade (neutrão). Com base nos perfis de raios gama natural, os intervalos ricos em matéria orgânica foram interpretados no arcabouço dos tratos de sistemas. Dado que as amostras de rocha são informações pontuais, limitadas e descontínuas, os métodos CARBOLOG® (CARPENTIER *et al.*, 1991) e  $\Delta\log R$  (PASSEY *et al.*, 1990) foram utilizados para obter uma informação contínua do conteúdo orgânico ao longo do intervalo gerador do Cenomaniano-Turoniano. Nos poços onde o intervalo não foi amostrado, foi possível estimar o COT calibrando-se os parâmetros necessários ao cálculo dos dois métodos nos poços mais próximos onde houve amostragem na mesma faixa de soterramento. A qualidade dos dois métodos foi comparada e, aquele que obteve a melhor estimativa dos valores de COT mensurados, foi utilizado nas análises posteriores.

### 2.2.1 MÉTODO CARBOLOG®

O método CARBOLOG® foi aplicado utilizando-se o *software* EasyTrace, da Beicip-Franlab, e tem como base os perfis sônico e resistividade. Porém, são necessários outros parâmetros para o cálculo do conteúdo orgânico: densidade da matéria orgânica, razão carbono/matéria orgânica (fator de conversão de matéria orgânica para carbono orgânico, Tabela 2), densidade e sônico da matriz, sônico da matéria orgânica, sônico e resistividade da argila.

Inicialmente, foram verificadas as calibrações médias dos poços testando-se diferentes valores de densidade da matéria orgânica, razão carbono/matéria orgânica e densidade da matriz segundo as faixas de valores fornecidas na literatura já que, para conhecer estes parâmetros com precisão, são necessárias análises específicas de medidas de densidade e de proporção dos elementos contidos na matéria orgânica. A combinação que melhor representou a média dos valores de COT medidos derivou da seguinte parametrização: densidade da matéria orgânica de 1,05 g/cm<sup>3</sup>, razão carbono/matéria orgânica de 0,70, densidade da matriz de 2,70 g/cm<sup>3</sup> e sônico da matriz de 55  $\mu$ s/pé. Como o aumento da densidade da matéria orgânica resulta no aumento do COT medido e em geral os COTs da área de estudo são baixos, optou-se pela menor densidade registrada na literatura (1,05 g/cm<sup>3</sup>



segundo Fertl *et al.*, 1986). No caso do fator de conversão de matéria orgânica para carbono orgânico, determinou-se o valor de 0,70 em função do tipo de matéria orgânica e do estágio de maturação (TISSOT e WELTE, 1984). Os polos da argila foram estimados para cada poço de acordo com os valores de resistividade e sônico medidos nos intervalos sem matéria orgânica e comparados com os valores de COT baixos mensurados. O valor do polo da matéria orgânica é aquele que calibra os valores medidos (CARPENTIER *et al.*, 1991; TANCK, 1997), e a sua variação está associada com mudança de fonte e/ou de maturação (CARPENTIER *et al.*, 1991), bem como ao seu modo de distribuição dentro da formação (FERTL *et al.*, 1986).

### 2.2.2 MÉTODO $\Delta$ LOGR

O método  $\Delta$ logR (PASSEY *et al.*, 1990) utiliza a sobreposição de um perfil de porosidade escalado em uma curva de resistividade. O perfil de porosidade utilizado foi o perfil sônico em função da melhor resolução para superar os problemas mecânicos da perfuração (*e.g.* LIU *et al.*, 2012) e para comparação da qualidade do ajuste com o CARBOLOG. As curvas de carbono orgânico total foram calculadas utilizando-se o *software* SIGEO (Apêndice 2). Com base nos valores de reflectância de vitrinita equivalentes, calculados através dos dados de Tmax, e da correlação com o soterramento onde essa informação era inexistente, foram determinados os valores de LOM (*Level of Organic Metamorphism*). Nos casos dos poços com intercalações de arenitos e folhelhos, com aquisição incompleta dos perfis ao longo do poço ou com ausência de dados geoquímicos, a definição destes parâmetros foi dificultada e utilizaram-se os parâmetros dos poços geograficamente próximos e com soterramento semelhante.

### 2.2.3 INFLUÊNCIA DA MATÉRIA ORGÂNICA NOS DIFERENTES PERFIS

Em função da incerteza no posicionamento das amostras e da baixa amostragem, as intensidades dos perfis adquiridos nos poços foram comparadas com os perfis de COT calculados. As correlações foram feitas com os valores de COTs estimados pelo método que resultou em uma melhor estimativa dos valores de COT mensurados em laboratório. Adicionalmente, a fim de minimizar a influência das variações litológicas, para essas correlações foram selecionadas apenas as litologias correspondentes às rochas pelíticas

siliciclásticas (folhelho, folhelho siltico e siltito), sendo eliminados os intervalos de arenitos e carbonatos.

#### 2.2.4 INFLUÊNCIA DA MATÉRIA ORGÂNICA NAS PROPRIEDADES ELÁSTICAS DA ROCHA

Com o intuito de avaliar o potencial da identificação e caracterização da matéria orgânica em dados sísmicos, determinou-se, utilizando-se dados de perfilagem de poços, a influência da riqueza orgânica nas propriedades elásticas da rocha geradora. Foram analisadas as variações das impedâncias das ondas compressional e cisalhante e da razão  $V_P/V_S$  em função do conteúdo orgânico, além da variação da amplitude desses intervalos com o aumento do ângulo de incidência pela análise de AVO 1D.

A partir das informações de densidade e velocidade mensuradas no poço, foi calculado um traço sísmico sintético através da convolução de uma função refletividade obtida pelos contrastes de impedância acústica calculada com uma *wavelet* sintética:

$$s(t) = w(t) * r(t), \quad (17)$$

onde  $s(t)$  é o traço sísmico sintético;  $w(t)$  é a *wavelet*; e  $r(t)$  é a refletividade. Este processo está representado na Figura 48.

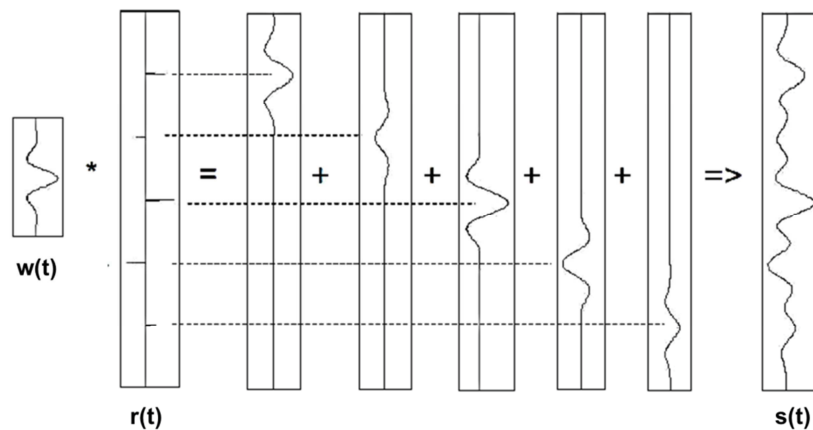


Figura 48: Modelo convolucional de um traço sísmico. Modificado de Piauilino (2014).

Foi utilizada uma *wavelet* do tipo Ricker, que possui fase zero com um pico central e dois lóbulos laterais menores, testando-se frequências centrais de 20 e 40 Hz (Figura 49).

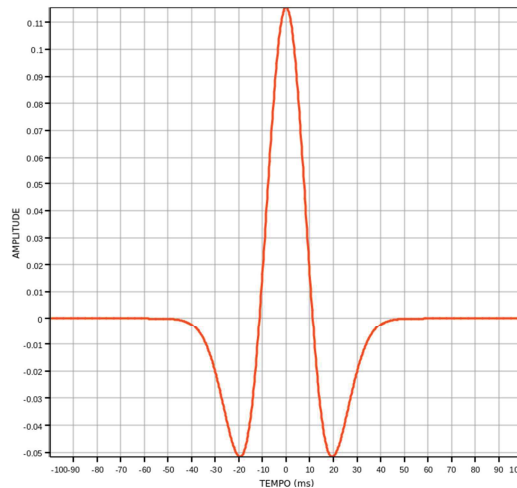


Figura 49: Pulso Ricker com fase zero e frequência central de 20 Hz.

A técnica de AVO foi aplicada nos poços para investigar a variação da amplitude com o aumento do ângulo de incidência dos topos e bases do intervalo gerador. Para isso, os perfis sônico, de densidade e de COT, calculado pelo método CARBOLOG, foram filtrados de forma a aproximar os resultados daquele esperado em resoluções de dados sísmicos. Baseados nas aproximações das equações do coeficiente de reflexão da onda P (*e.g.* SHUEY, 1985), os cálculos dos valores de intercepte e gradiente foram feitos através do ajuste linear da amplitude da reflexão da onda P em função do seno, ao quadrado, do ângulo de incidência (*e.g.* MALLICK, 2001).

A fim de relacionar a resposta de AVO com as propriedades elásticas das camadas ao invés das propriedades das interfaces, o mesmo procedimento foi feito utilizando um pulso Ricker de fase integrada, que corresponde a uma rotação da fase em  $90^\circ$  (Figura 50).

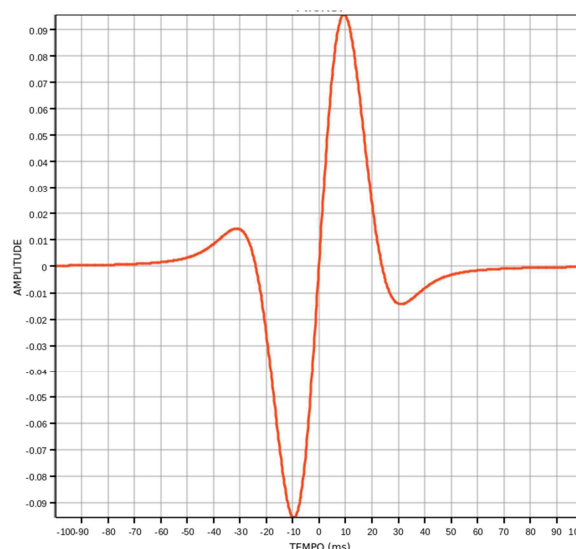


Figura 50: Pulso Ricker com fase integrada e frequência central de 20 Hz.

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### 3.1 CARACTERIZAÇÃO DA ROCHA GERADORA ATRAVÉS DE DADOS GEOQUÍMICOS

Nos poços situados na porção mais rasa da área de estudo (em lâmina d'água profunda), não há registro de sedimentos pertencentes ao Cenomaniano-Turoniano (poços N, O, P) ou, quando existentes, são compostos predominantemente por intercalações de arenitos e folhelhos (Figura 51). Com o aumento da lâmina d'água, este intervalo tende a ficar mais espesso e a aumentar a proporção de folhelhos em relação às demais litologias (Figura 51). Em três poços (E, L e M), não foram amostrados os folhelhos relacionados a esta seção.

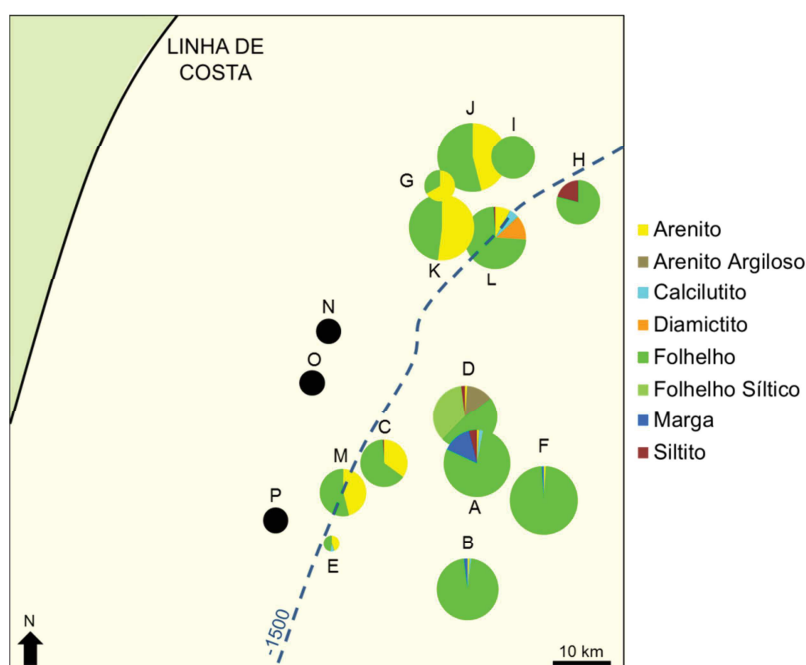


Figura 51: Mapa com a proporção litológica do Cenomaniano-Turoniano referente aos poços utilizados neste trabalho. A linha preta corresponde à posição aproximada da linha de costa atual. A linha tracejada azul representa a posição aproximada da cota batimétrica de -1500 m. Os círculos em preto correspondem aos poços nos quais não há registro de sedimentos pertencentes a este intervalo (poços N, O, P). Para os outros poços, o tamanho do círculo é proporcional à espessura do intervalo e as cores representam as diferentes litologias.

A Tabela 9 resume as faixas de valores mensurados de COT, IH,  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$  e Tmax incluindo as amostras contaminadas por componentes de lama de perfuração, e a Tabela 10 resume as faixas de valores apenas para as amostras categorizadas como não contaminadas (ou com baixa contaminação). As principais diferenças consistem nos altos valores de  $S_1$  e baixos valores de  $S_2$  e de Tmax para as amostras contaminadas em relação às não contaminadas. Os dados de resíduo insolúvel (RI, porcentagem em peso da amostra após a

acidificação) mostram que as amostras possuem predominância de conteúdo siliciclástico (RI > 60% e média de 75%).

Tabela 9: Faixa de valores mínimo, máximo e médio para as amostras (incluindo as contaminadas) de carbono orgânico total (COT, %), resíduo insolúvel (RI, %), S<sub>1</sub> (mg HC/g rocha), S<sub>2</sub> (mg HC/g rocha), S<sub>3</sub> (mg CO<sub>2</sub>/g rocha), S<sub>1</sub>/COTx100 (mg HC/g COT), índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT), índice de oxigênio (IO, mg CO<sub>2</sub>/g COT) e Tmax (°C) do Cenomaniano-Turoniano.

	COT (%)	RI (%)	S <sub>1</sub> (mg HC/g rocha)	S <sub>2</sub> (mg HC/g rocha)	S <sub>3</sub> (mg CO <sub>2</sub> /g rocha)	S <sub>1</sub> /COTx100 (mg HC/g COT)	IH (mg HC/g COT)	IO (mg CO <sub>2</sub> /g COT)	Tmax (°C)
<b>Mínimo</b>	0,15	60	0,08	0,29	0,00	7	48	0	322
<b>Máximo</b>	9,40	93	12,54	59,27	9,00	765	631	665	457
<b>Média</b>	1,46	76	1,59	4,54	2,06	91	214	141	407

Tabela 10: Faixa de valores mínimo, máximo e médio para as amostras não contaminadas (ou com baixa contaminação) de carbono orgânico total (COT, %), resíduo insolúvel (RI, %), S<sub>1</sub> (mg HC/g rocha), S<sub>2</sub> (mg HC/g rocha), S<sub>3</sub> (mg CO<sub>2</sub>/g rocha), S<sub>1</sub>/COTx100 (mg HC/g COT), índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT), índice de oxigênio (IO, mg CO<sub>2</sub>/g COT) e Tmax (°C) do Cenomaniano-Turoniano.

	COT (%)	RI (%)	S <sub>1</sub> (mg HC/g rocha)	S <sub>2</sub> (mg HC/g rocha)	S <sub>3</sub> (mg CO <sub>2</sub> /g rocha)	S <sub>1</sub> /COTx100 (mg HC/g COT)	IH (mg HC/g COT)	IO (mg CO <sub>2</sub> /g COT)	Tmax (°C)
<b>Mínimo</b>	0,15	60	0,13	1,01	0,00	7	107	0	427
<b>Máximo</b>	9,40	93	4,39	59,27	9,00	96	631	665	457
<b>Média</b>	1,39	75	0,68	6,99	2,07	27	258	138	438

As amostras não contaminadas foram correlacionadas em função do soterramento e classificadas segundo os limites propostos por Peters e Cassa (1994) para rochas imaturas (Figura 52). Essas amostras possuem conteúdo orgânico (COT) e potencial gerador (S<sub>2</sub>) que variam de pobre a excelente (0,15 a 9,40% e 1,01 a 59,27 mg HC/g rocha, respectivamente), apresentando médias de 1,39% e 6,99 mg HC/g rocha. Segundo essa mesma classificação, pelo intervalo de variação do IH, considera-se que a rocha tenha um potencial para geração de gás e óleo (107 a 631 mg HC/g COT), encontrando-se em estágio de evolução térmica que varia de imaturo a final de janela de geração de óleo (Tmax de 427 a 457 °C).

As amostras contendo altos teores de COT e de IH indicam a ocorrência de condições de alta produtividade e preservação da matéria orgânica durante um período de tempo ao longo do Cenomaniano-Turoniano. É importante observar que os maiores valores de COT e IH mensurados foram provenientes de amostras laterais (Figura 53), uma vez que a amostragem é direcionada para os intervalos potencialmente mais ricos através da análise dos perfis de raios gama e sônico compressional. Em contrapartida, as amostras de calha são uma média de intervalos de 3 ou 9 m, diluindo esses parâmetros. Portanto, deve-se ter cautela ao caracterizar o potencial gerador com base apenas em amostras de calha, visto que se pode subestimar a avaliação da rocha geradora. Por outro lado, a avaliação baseada apenas em amostras laterais pode não ser representativa de todo o intervalo gerador.

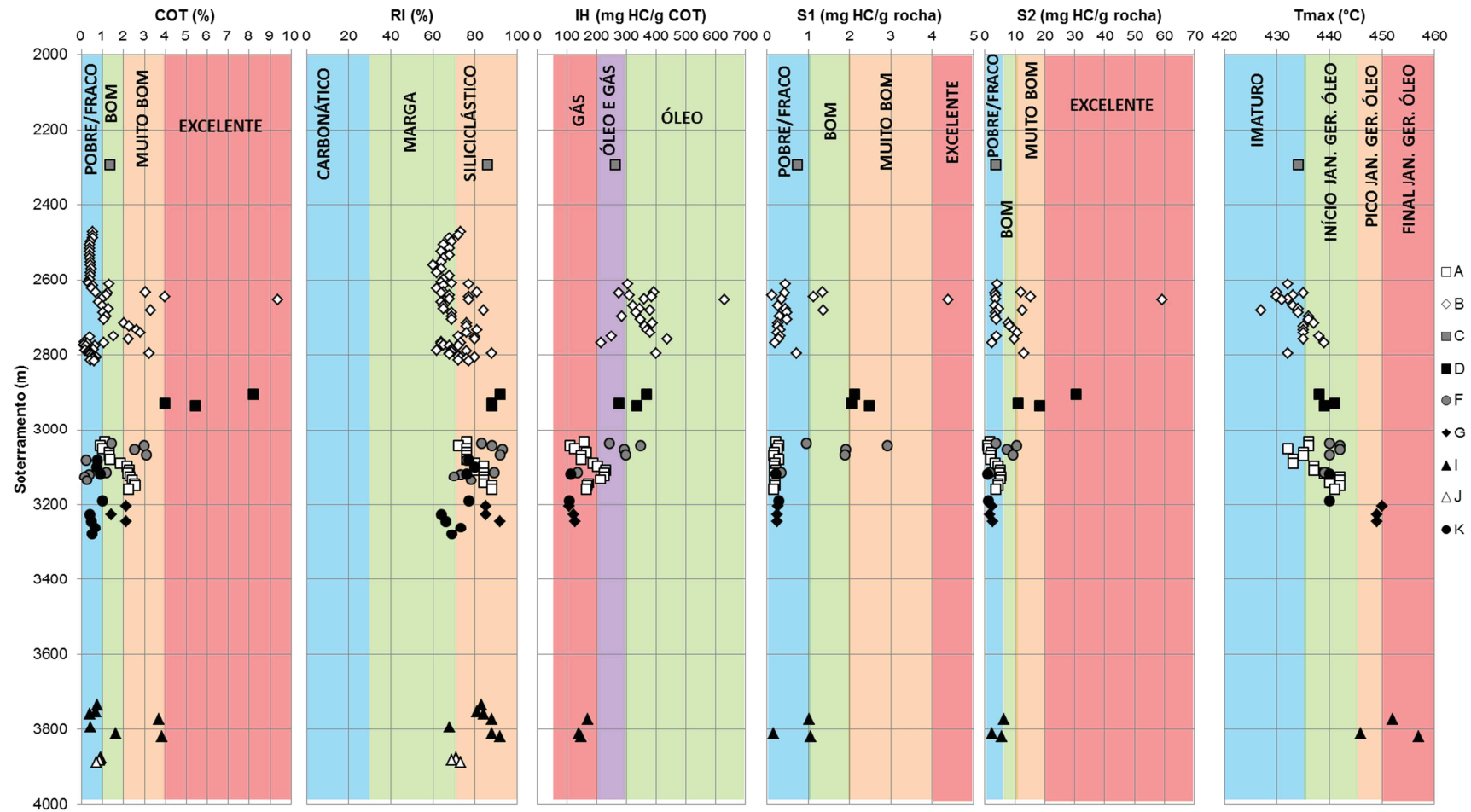


Figura 52: Gráficos de carbono orgânico total (COT, %), resíduo insolúvel (RI, %), índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT), S<sub>1</sub> (mg HC/g rocha), S<sub>2</sub> (mg HC/g rocha), S<sub>3</sub> (mg CO<sub>2</sub>/g rocha) e Tmax (°C) em função do soterramento do Cenomaniano-Turoniano. As cores representam os limites propostos por Peters e Cassa (1994) e, no caso do resíduo insolúvel, Menezes (2015).

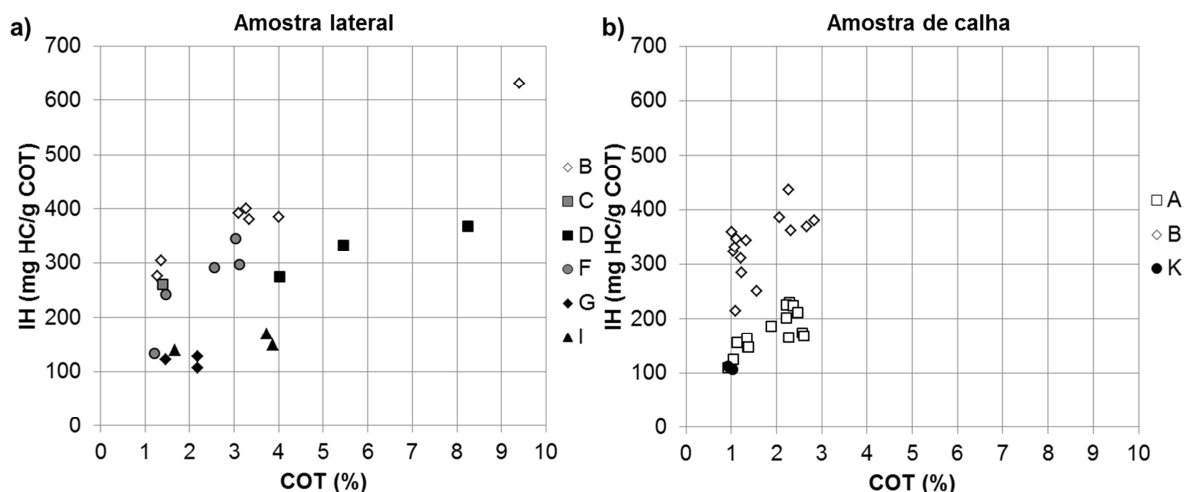


Figura 53: Carbono orgânico total (COT, %) *versus* índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT) de a) amostras laterais e b) amostras de calha.

Os gráficos de índice de oxigênio em função do índice de hidrogênio (Figura 54; diagrama tipo van Krevelen – ESPITALIÉ *et al.*, 1977) e índice de hidrogênio em função da Tmax (Figura 55; ESPITALIÉ *et al.*, 1986) foram elaborados para caracterizar os tipos de querogênio em relação aos conteúdos de oxigênio, hidrogênio e maturação. Observa-se uma variação da qualidade da matéria orgânica onde grande parte das amostras corresponde a uma mistura de querogênios tipos II e III, sugerindo uma mistura de matéria orgânica de origem marinha e continental, confirmada através de análises de biomarcadores por Guzzo *et al.* (2009). É importante ressaltar que os parâmetros desses diagramas também podem responder a efeitos de alterações secundárias da matéria orgânica original como, por exemplo, à oxidação e não necessariamente à matéria orgânica primária. As limitações da interpretação dos parâmetros de pirólise Rock-Eval, portanto, mostram a necessidade de se acoplar resultados de outros métodos tais como os métodos ópticos (palinofácies) ou de geoquímica orgânica (biomarcadores), para que a caracterização da matéria orgânica possa ser feita com maior precisão.

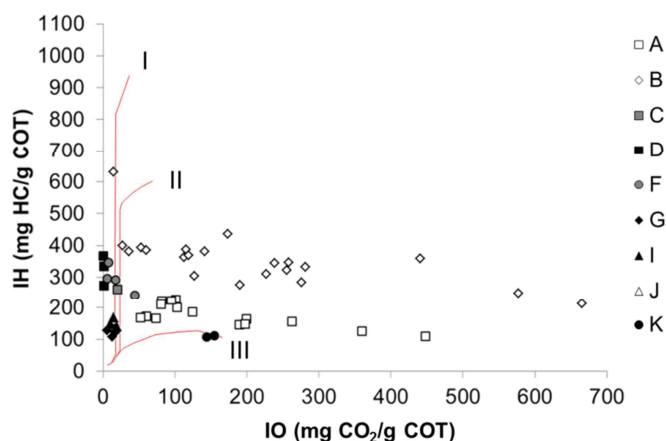


Figura 54: Diagrama tipo van Krevelen (ESPITALIÉ *et al.*, 1977) das amostras do Cenomaniano-Turoniano.

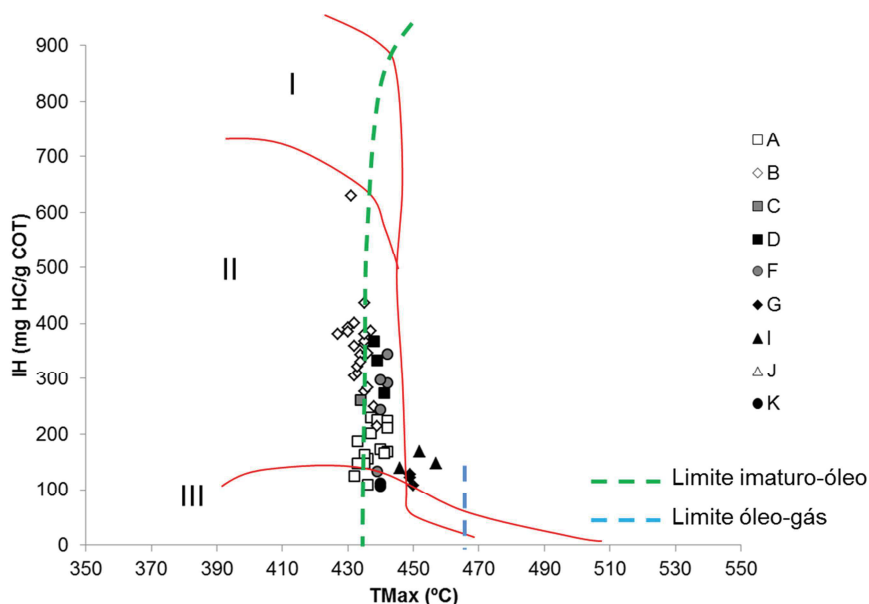


Figura 55: Diagrama genérico IH-Tmax (ESPITALIÉ *et al.*, 1986) das amostras do Cenomaniano-Turoniano. Os limites imaturo-óleo e óleo-gás, do Tmax, para querogênios tipos II e III, foram modificados de acordo com Peters e Cassa (1994).

A partir do momento em que a rocha geradora entra em janela de geração de óleo, os parâmetros provenientes dos ensaios de COT e de pirólise Rock-Eval são alterados em função das transformações físico-químicas que ocorrem na matéria orgânica (TISSOT e WELTE, 1984). O processo de geração de petróleo tende a reduzir os valores de IH e de IO, dificultando a determinação do tipo de matéria orgânica a partir do diagrama tipo van Krevelen. Com isso, uma rocha geradora tipo I imatura, com potencial à geração de óleo, quando atingir alta evolução térmica, pode se assemelhar, neste diagrama, a uma rocha geradora tipo III, com potencial à geração de gás. Além disso, com o aumento da maturação, o COT decresce, aumentando o valor de  $S_1$  (até a expulsão do petróleo da rocha geradora) e diminuindo o valor do  $S_2$ . Portanto, ao caracterizar uma rocha geradora, torna-se importante conhecer previamente o grau de evolução térmica, devendo-se atentar aos parâmetros de maturação ao avaliar as propriedades geoquímicas da rocha para reconhecer quais são os parâmetros originais (anteriores à maturação) e os residuais (posteriores à maturação). A análise integrada da variação desses parâmetros, pertencentes à mesma seção geradora, em função do aumento do soterramento possibilita o estudo de séries naturais (GONÇALVES *et al.*, 1997), com definição das zonas de geração e expulsão do petróleo.

Comparando-se os valores de COT e de IH (Figura 56), observa-se que esses parâmetros, notadamente o IH, são reduzidos gradualmente com o aumento do soterramento. Admitindo-se que as propriedades da matéria orgânica original constatada em poços da zona matura tenham sido equivalentes àsquelas de um poço da zona imatura (poço B), e que a história térmica na área de estudo tenha sido também semelhante, controlada exclusivamente



pelo soterramento, pode-se inferir o topo da zona madura pela variação desses parâmetros e do  $S_1/COT$ , e também o soterramento médio a partir do qual ocorreu a expulsão do petróleo da rocha geradora (Figura 56). Os maiores valores de COT e IH, por corresponderem aos das rochas imaturas, registram a característica original da rocha geradora. Com o aumento do soterramento e, conseqüentemente, da temperatura, a rocha geradora, ao atingir a janela de geração de óleo, tem o carbono e o hidrogênio do querogênio da matéria orgânica convertidos em produtos líquidos e gasosos no processo de geração de petróleo. Dentro desse critério, estabelece-se o topo da zona madura no soterramento a partir do qual ocorre o decréscimo gradativo dos valores de COT e IH e o aumento no valor de  $S_1/COT$  (aproximadamente 2900 m), devido à geração de petróleo. Ao se comparar com os valores de  $T_{max}$ , o topo da zona madura, nesse caso, corresponde a uma  $T_{max}$  de cerca de 440°C. O topo da expulsão de petróleo foi inferido no soterramento a partir do qual há um decréscimo no valor de  $S_1/COT$  (aproximadamente 3100 m).

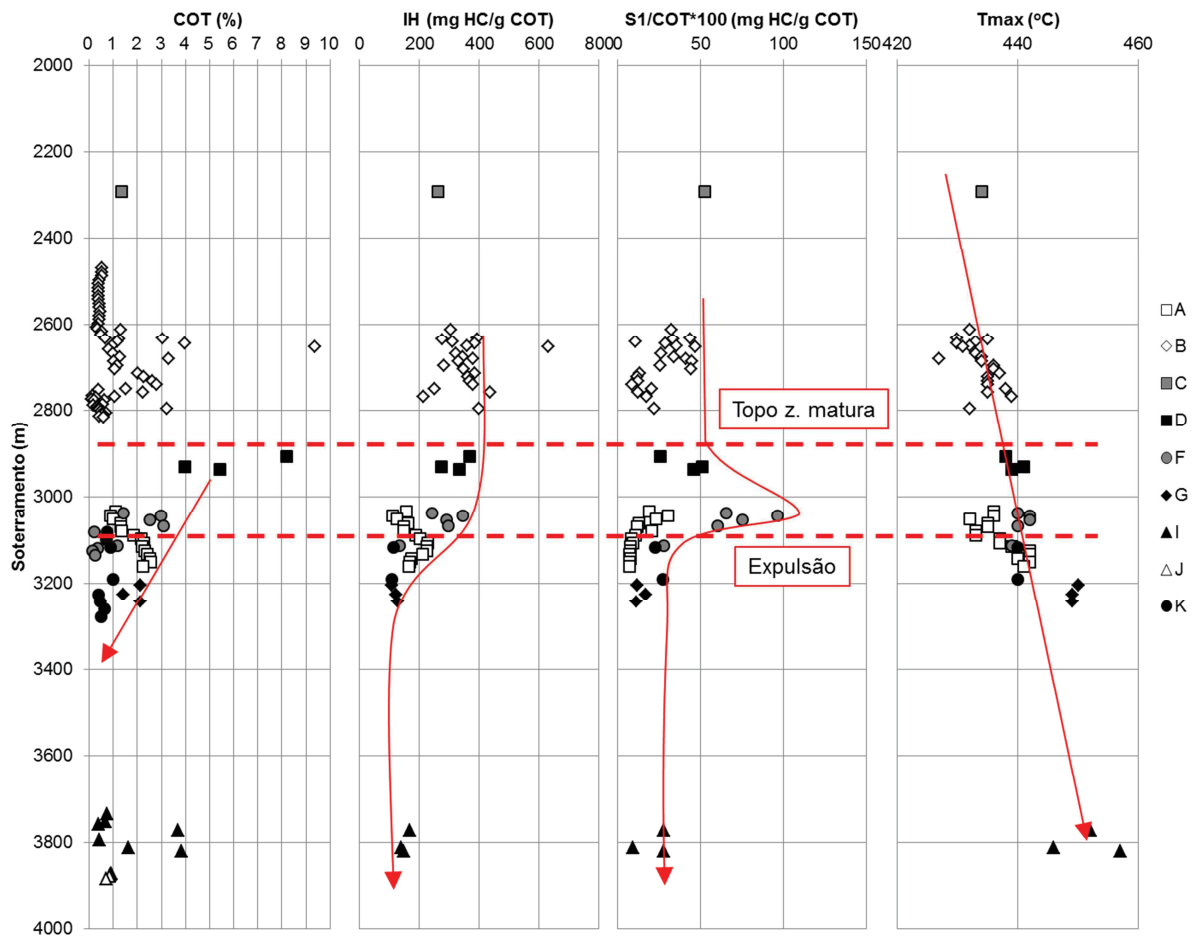


Figura 56: Carbono orgânico total (COT, %), índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT),  $S_1/COT \times 100$  (mg HC/g COT) e  $T_{max}$  (°C) em função do soterramento do Cenomaniano-Turoniano. Analisando-se o decréscimo do COT e do IH e o aumento do  $S_1/COT$ , foi possível estimar o topo da zona madura em aproximadamente 2900 m de soterramento, que equivale a um  $T_{max}$  de cerca de 440 °C. Com o decréscimo do  $S_1/COT$ , estimou-se a profundidade de expulsão em aproximadamente 3100 m.

Observa-se uma ampla variação do IH (214 a 631 mg HC/g COT) nas amostras imaturas (soterramento inferior a 2900 m). A existência de uma forte correlação positiva entre os dados de COT e IH, segundo Forster *et al.* (2008), sugere que a variação desses parâmetros tenha sido causada por mudanças na preservação da matéria orgânica, em detrimento de variações na fonte da matéria orgânica primária. Na área de estudo, apenas dois poços tiveram rochas geradoras imaturas amostradas (poços B e C), que apresentam uma forte tendência de aumento do COT com o aumento do IH (coeficiente de correlação de 0,87; Figura 57a). Os altos valores de COT e IH (9,4% e 631 mg HC/g COT, respectivamente) com RI de 77% sugerem que essa amostra foi depositada em uma condição de alta produtividade e preservação relativamente alta. Os baixos valores de COT podem ser interpretados segundo um aumento da oxigenação da lâmina d'água, pelo reduzido IH associado, possivelmente relacionados com uma maior diluição orgânica pelo aporte de altas taxas de sedimentos siliciclásticos continentais no início do trato de sistemas transgressivo e final do trato de sistemas de mar alto, conforme descrito por Creaney e Passey (1993). A comparação do COT com o RI permite inferir o grau de diluição do conteúdo orgânico pela influência da sedimentação carbonática, cuja taxa de sedimentação é superior à de rochas siliciclásticas em ambientes de baixa energia. Nesse caso (Figura 57b), nota-se que a correlação dos dois parâmetros é baixa (coeficiente de correlação de 0,51). Porém, observa-se que para RI inferior a 70%, correspondente a margas, os valores de COT são baixos (COT < 1,5%), sugerindo que a maior taxa de sedimentação carbonática tenha causado a diluição do conteúdo orgânico e diminuição no grau de preservação, visto que os valores de IH são inferiores a 350 mg HC/g COT (Figura 57c). No entanto, o aumento do COT para RI acima de 70% não é diretamente proporcional ao aumento do RI. A correlação entre o IH e o RI mostra uma maior dispersão (coeficiente de correlação de 0,31), sugerindo que, nesse ambiente óxico-disóxico, existiu pouca influência do tipo de litologia na preservação orgânica.

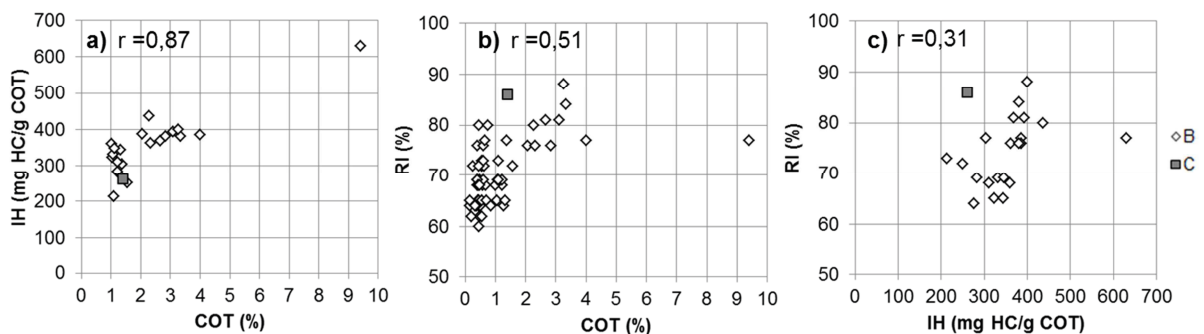


Figura 57: Correlações entre a) carbono orgânico total (COT, %) e índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT), b) carbono orgânico total (COT, %) e resíduo insolúvel (RI, %) e c) índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT) e resíduo insolúvel (RI, %) para as amostras imaturas (soterramento < 2900 m) do Cenomaniano-Turoniano. r: coeficiente de correlação.

A comparação entre os gráficos da Figura 57, apesar de compreenderem um pequeno universo amostral, indica que as principais influências sobre a riqueza e qualidade orgânica no intervalo gerador estejam relacionadas a alterações nos regimes de oxigenação da bacia, no caso de folhelhos, e na diluição, no caso de margas. Segundo Forster *et al.* (2008), o contexto oceanográfico mais aberto do Oceano Atlântico Sul era menos propício à anoxia da coluna d'água em relação ao Oceano Atlântico Equatorial durante esse período, onde as condições de corpo d'água estagnado variavam de baixa concentração de oxigênio a euxínico (Figura 10). O poço C, mais raso e mais proximal, com intercalações de arenitos e folhelhos, portanto, estaria localizado em uma zona de maior concentração de oxigênio em relação aos demais poços que amostraram níveis geradores mais ricos. Mantido o nível de produtividade primária, os poços mais profundos poderiam estar inseridos em uma coluna d'água com menor concentração de oxigênio, periodicamente mais anóxica, possibilitando a maior preservação da matéria orgânica.

Nessa dissertação, com base nos dados de COT e Pirólise Rock-Eval analisados nos dois poços (B e C) localizados na zona imatura, considera-se que o evento anóxico do Cenomaniano-Turoniano na Bacia do Espírito Santo foi pouco expressivo na área de estudo. As amostras, em geral, apresentam uma mistura de querogênios tipos II e III, derivados de matéria orgânica marinha e continental. A ocorrência de matéria orgânica continental pode estar associada com a proximidade da fonte fluvial do Rio Doce (*e.g.* BRUSH *et al.*, 2004). Segundo Jenkyns (2010), a intensificação do ciclo hidrológico durante o Cenomaniano-Turoniano aumentou o intemperismo continental e a atividade fluvial, podendo justificar essas ocorrências. Outra hipótese pode estar relacionada com a submersão de planícies costeiras de baixa topografia durante a transgressão que, segundo Schlanger e Jenkyns (1976), estavam sendo rapidamente populadas por florestas densas de angiospermas. Assim, a inundação desses terrenos pode ter propiciado o carreamento de material carbonoso proveniente de plantas terrestres em direção à bacia.

A oxigenação da coluna d'água, durante este intervalo, variou ao longo do tempo e do espaço. Os poços utilizados nesse trabalho amostraram rochas que provavelmente foram depositadas em condições de coluna d'água que variaram de óxicas, disóxicas e localmente anóxicas, representadas de maneira esquemática na Figura 58. Na parte mais rasa, este intervalo gerador não foi depositado e/ou preservado, sugerindo um ambiente de alta energia e, conseqüentemente, alta oxigenação. No poço C, pouco mais distal em relação à linha de costa, este intervalo foi amostrado com COT bom (1,4%) e IH com potencial para geração de gás e óleo (216 mg HC/g COT), refletindo um ambiente com menor concentração de oxigênio

em relação à área proximal (IO de 20 mg CO<sub>2</sub>/g COT). No poço B, foram amostradas rochas com ampla variação de conteúdo e qualidade orgânica em função da diluição pela sedimentação e de variações dos níveis de oxigenação da coluna d'água, atingindo, no ápice da preservação, um COT excelente (9,4%), um IH com potencial para geração de óleo (631 mg HC/g COT) e IO baixo (15 mg CO<sub>2</sub>/g COT). Poucas inferências paleoambientais podem ser deduzidas para as amostras dos demais poços (A, D, F, G, I, J, K) devido à maior evolução térmica, assumindo-se, nessa dissertação, que tenham sido depositadas em condições similares às daquelas do poço C, quando o intervalo é composto por intercalações de arenitos e folhelhos, e similares às do poço B, quando predominam folhelhos e/ou siltitos.

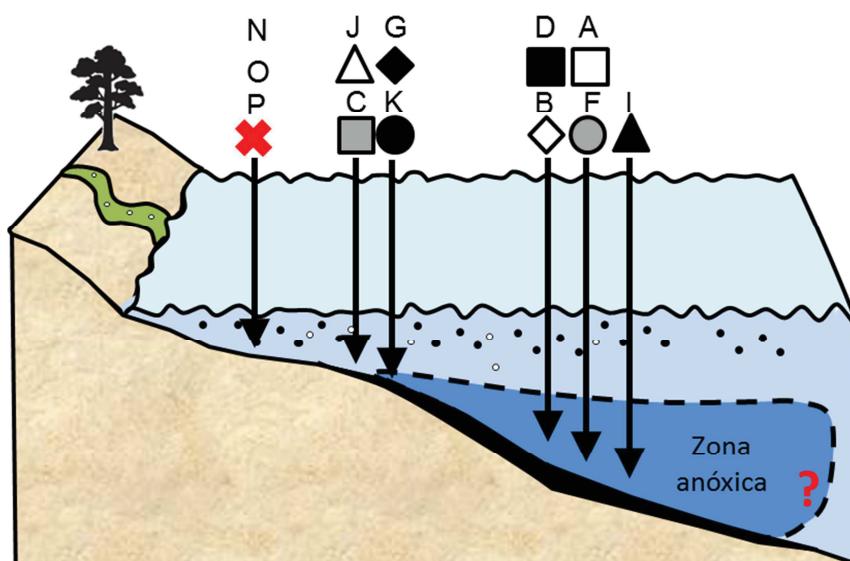


Figura 58: Figura esquemática das condições paleoambientais durante a deposição da rocha geradora do Cenomaniano-Turoniano nos poços utilizados nesse trabalho. Os precursores orgânicos estão representados como pequenos círculos pretos (marinha) e brancos (continental) nos corpos aquosos. A oxigenação da coluna d'água, durante este intervalo, variou ao longo do tempo e do espaço. O símbolo vermelho representa a ausência de registro deste intervalo (poços N, O e P).

Para melhor compreender o gatilho e a variação das condições paleoredox na bacia do Espírito Santo durante a época da deposição da rocha geradora do Cenomaniano-Turoniano, recomenda-se associar dados de bioestratigrafia com dados de geoquímica da matéria orgânica, tais como estudo de palinofácies, lâminas petrográficas, biomarcadores e isotopia do carbono orgânico (*e.g.* SCHLANGER *et al.*, 1987; MELLO *et al.*, 1989; ARAÚJO, 2001; JENKYNS, 2010). Podem-se agregar também informações da fração inorgânica, como estudo de metais-traço (*e.g.* Zn, V e Mo), isótopos de carbono inorgânico e de Ósmio e Rênio (*e.g.* ARAÚJO, 2001; JENKYNS, 2010; DU VIVIER *et al.*, 2014). A presença de alguns metais traço sensíveis a variações redox, por exemplo, sugerem que a fixação de certos elementos na matéria orgânica (*e.g.* urânio) ou em fases insolúveis, como a pirita, implicam na presença de condições anóxicas ou euxínicas (JENKYNS, 2010).

### 3.2 IDENTIFICAÇÃO E POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO DA ROCHA GERADORA

O poço D, que possui uma ampla aquisição de perfis geofísicos de poços e com amostras de rocha provenientes de amostragem lateral, foi utilizado como base para a verificação da influência da matéria orgânica nos diferentes perfis: resistividade, densidade, neutrão, sônico compressional, sônico cisalhante, raios gama total e raios gama espectral (U, Th e K). Esse poço possui três amostras laterais não contaminadas com COT variando de 4,02 a 8,25%, IH de 274 a 368 mg HC/g COT e Tmax de 438 a 442°C, em início de janela de geração de óleo.

Dentre as principais alterações dos perfis do poço D nas profundidades amostradas, com altos valores de COT, destacam-se (Figura 59): o aumento da resistividade, o aumento da porosidade neutrão, a diminuição da densidade, o aumento do sônico compressional, o aumento do sônico cisalhante e o aumento dos raios gama total e espectral de U, Th e K, notadamente de U. Padrões semelhantes podem ser observados nos poços onde predominam folhelhos (*e.g.* poço F; Figura 60). Essas variações também foram reportadas por Fertl *et al.* (1986), Passey *et al.* (1990), Abrahão (1989) e Sun *et al.* (2014) em rochas geradoras por eles estudadas.

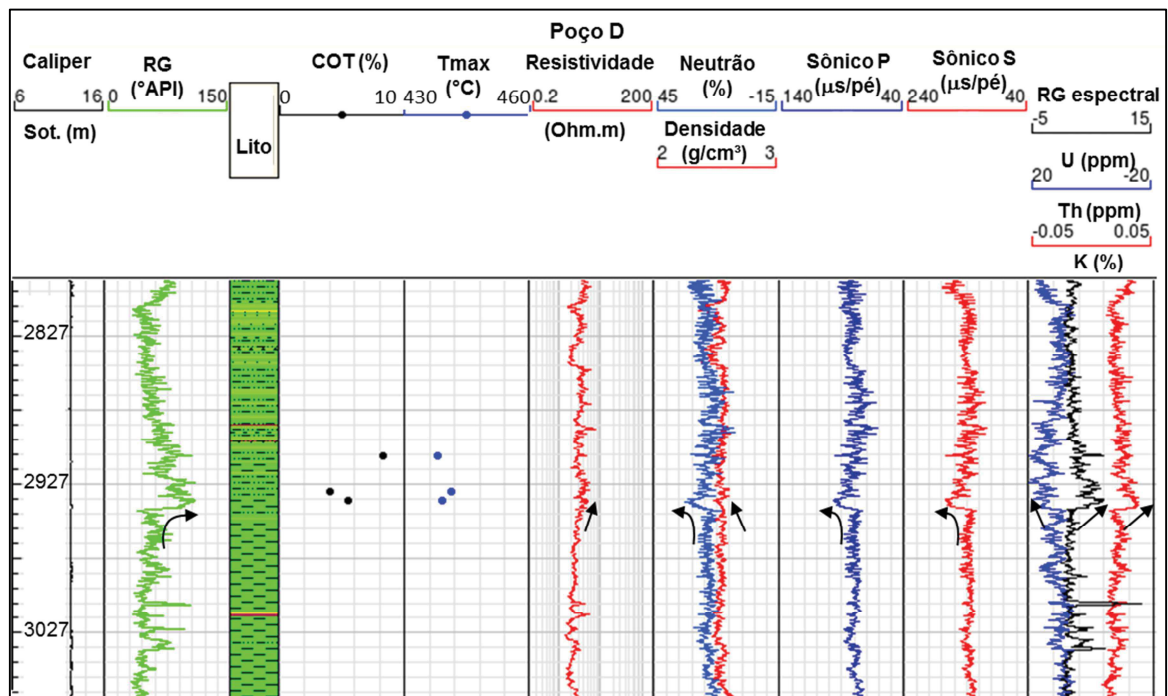


Figura 59: Dados de perfis de poços e de geoquímica orgânica em função do soterramento para o poço D: caliper, raios gama total, litologia, carbono orgânico total (amostra lateral), Tmax (amostra lateral), resistividade, neutrão, densidade, sônico compressional, sônico cisalhante e raios gama espectral (urânio, tório e potássio). As setas indicam as tendências das principais alterações observadas nos perfis em função da ocorrência de rochas geradoras.

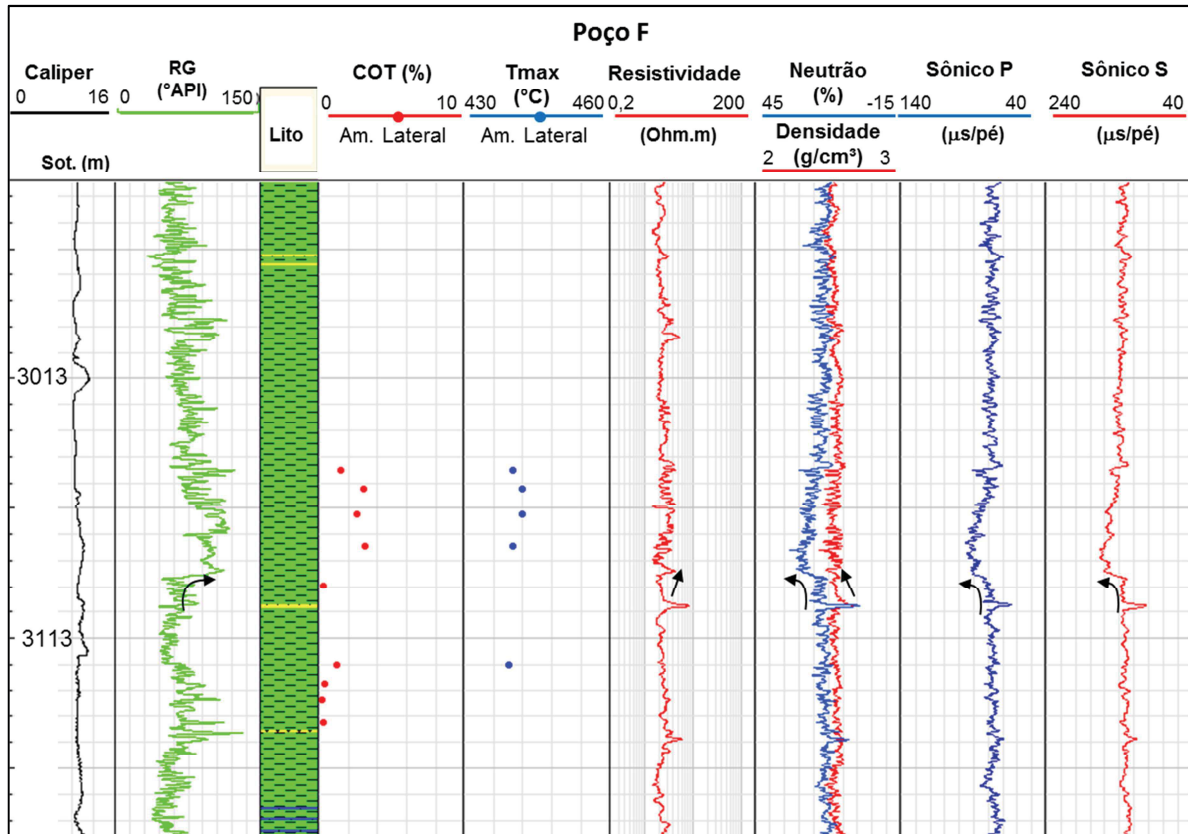


Figura 60: Dados de perfis de poços e de geoquímica orgânica em função do soterramento para o poço F: caliper, raios gama total, litologia, carbono orgânico total (amostra lateral), Tmax (amostra lateral), resistividade, neutrão, densidade, sônico compressional, sônico cisalhante. As setas indicam as tendências das principais alterações observadas nos perfis em função da ocorrência de rochas geradoras.

A variação relativa do nível do mar controla a distribuição sedimentar e afeta a deposição de rochas geradoras (*e.g.* CREANEY E PASSEY, 1993; TYSON, 1996). Além da produtividade primária e da preservação, o conteúdo orgânico é controlado pela taxa de sedimentação (TYSON, 2005). A análise dos raios gama total e dos raios gama espectral de urânio do poço D permitiu inferir a relação entre os intervalos orgânicos amostrados e o arcabouço estratigráfico no qual a rocha geradora está inserida, descrito por França *et al.* (2007) e mencionado no tópico 1.4 (Figura 61).

No Cenomaniano é iniciada a fase transgressiva marinha com deposição de folhelhos e turbiditos, com o ápice no Turoniano. Nota-se, nos perfis de raios gama total e espectral de urânio, a sequência transgressiva com baixa radioatividade, culminando com a superfície de inundação máxima, onde há um aumento abrupto da intensidade destes perfis, indicando o aumento da argilosidade e das condições redutoras da coluna d'água. Isso reforça a correlação entre a existência de fácies ricas em conteúdo orgânico e transgressões marinhas (*e.g.* JENKYNS, 1980; DEMAISON e MOORE, 1980). O menor influxo de sedimentos de granulometria grossa e de matéria orgânica terrestre na superfície de inundação máxima favorece a deposição de fácies de granulometria fina associadas a um maior conteúdo

orgânico na existência de alta produtividade primária e de condições propícias para a preservação da matéria orgânica (TYSON, 1996). Após a superfície de inundação máxima, observa-se um padrão de raseamento ascendente bem delimitado pela redução gradual da intensidade dos raios gama total, reflexo do aumento da taxa de sedimentação no trato de sistemas de mar alto, concomitante ao decréscimo relativo da fração argila, que normalmente é enriquecida em potássio (CREANEY e PASSEY, 1993; PASSEY, 2010).

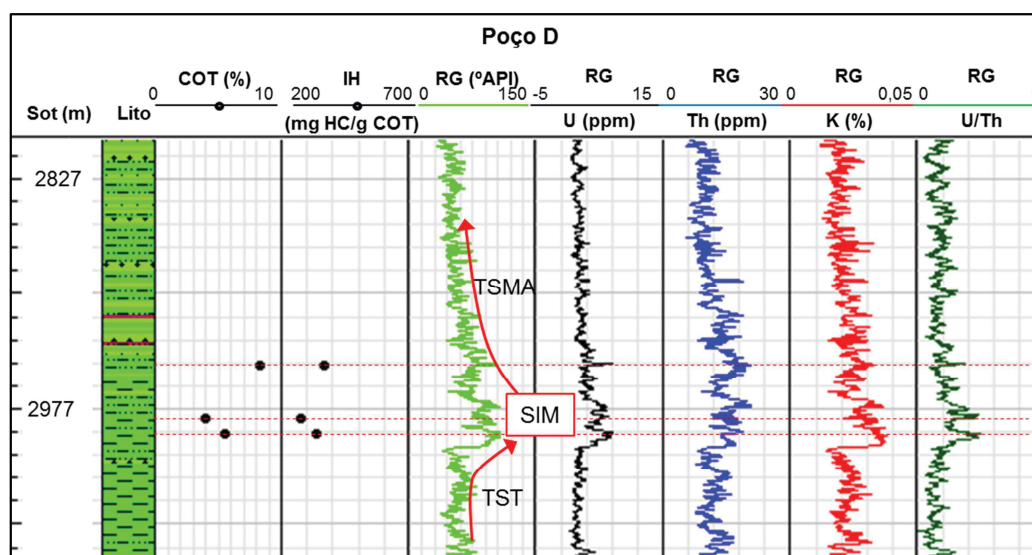


Figura 61: Dados de perfis de poços e de geoquímica orgânica em função do soterramento para o poço D: litologia, carbono orgânico total (amostra lateral), índice de hidrogênio (amostra lateral), raios gama total, raios gama espectral de urânio, raios gama espectral de tório, raios gama espectral de potássio e razão entre os raios gama espectral de urânio/tório. As profundidades das amostras estão delimitadas por linhas vermelhas tracejadas. As setas em vermelho indicam as sequências de trato de sistemas transgressivo (TST), culminando numa superfície de inundação máxima (SIM), e trato de sistemas de mar alto (TSTMA).

Em relação aos perfis de raios gama espectral, observa-se, na Figura 61, um aumento na concentração de urânio nas posições onde a rocha geradora rica em carbono orgânico foi amostrada, indicando uma redução conspícua na concentração de oxigênio da coluna d'água nestes intervalos, já que a precipitação de urânio autigênico ocorre somente em ambientes anóxicos (LÜNING e KOLONIC, 2003), quando no substrato deposicional o nível de oxigênio dissolvido na água é inferior a 0,5 mL/L. Comparando-se o COT e o IH de cada amostra com este perfil, embora haja poucas amostras, nota-se que existe uma correlação direta entre o aumento dos valores de COT e IH com as maiores concentrações de urânio. Porém, o ideal é que essa correlação seja corroborada com uma maior quantidade de amostras ao longo deste intervalo. A variação da concentração de urânio no intervalo reforça a interpretação de que as condições de redox no substrato deposicional eram variáveis durante o Cenomaniano-Turoniano.

A superfície de inundação máxima é marcada pelo aumento da concentração dos três componentes radioativos, assim com relatado por Fertl *et al.* (1986) para o Eagle Ford Shale e

para o Woodford Shale, nos Estados Unidos. A variação da relação U/Th usada nessa dissertação pode indicar suprimento sedimentar continental para a bacia ou condições de anoxia (DOVETON, 1991; MCGOWAN, 2015), refletindo a variação do aporte de matéria orgânica terrestre ou das concentrações de oxigenação na coluna d'água (TYSON, 1996). Nota-se, na Figura 61, que as amostras coletadas, que possuem alto conteúdo orgânico, estão associadas com altos valores de U/Th. Porém, para avaliar se as variações relativas nos valores de U/Th decorrem do maior aporte de matéria orgânica terrestre e/ou do aumento da concentração de oxigênio na coluna d'água, deve-se complementar a interpretação com análises de palinofácies.

No poço B (Figura 62), com maior quantidade de amostras, porém sem aquisição de perfis de raios gama espectral, observa-se uma tendência de decréscimo da intensidade dos raios gama total para o topo da Formação, juntamente com o decréscimo do conteúdo orgânico mensurado em amostras de calha, bem como o decréscimo relativo do índice de hidrogênio. Essa tendência pode ser resultante do aumento da diluição do conteúdo orgânico em função do aumento da taxa de sedimentação (CREANEY e PASSEY, 1993; PASSEY, 2010) e da redução da preservação pelo aumento da oxigenação da coluna d'água. Os mais altos valores de COT e IH provenientes de amostras laterais estão relacionados com picos de intensidade de raios gama, sugerindo curtos períodos redutores durante o trato de sistemas de mar alto.

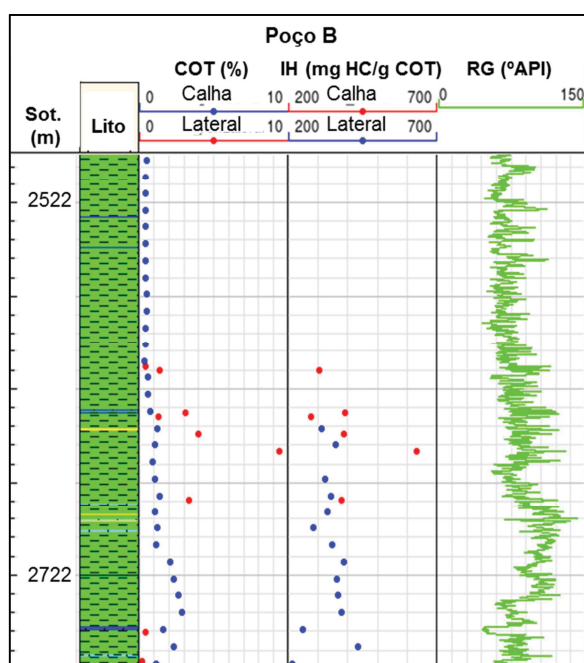


Figura 62: Dados de litologia, carbono orgânico total (COT, %) e índice de hidrogênio (IH, mg HC/g COT) de amostras laterais (vermelho) e amostras de calha (azul) e raios gama total (RG, °API) em função do soterramento para o poço B.



### 3.3 QUANTIFICAÇÃO DO CONTEÚDO ORGÂNICO UTILIZANDO OS MÉTODOS CARBOLOG<sup>®</sup> E $\Delta$ LOGR

#### 3.3.1 MÉTODO CARBOLOG<sup>®</sup>

Os parâmetros selecionados para o cálculo do conteúdo orgânico em cada poço estão resumidos na Tabela 11. Nos poços onde o intervalo gerador não foi amostrado, os parâmetros foram selecionados de acordo com aqueles escolhidos para os poços geograficamente mais próximos e de soterramento equivalente.

Tabela 11: Valores dos polos da matéria orgânica (sônico compressional, DT<sub>mo</sub> em  $\mu$ s/pé) e da argila (sônico compressional, DT<sub>argila</sub> em  $\mu$ s/pé e resistividade,  $1/\sqrt{R}$ argila em  $\text{ohm.m}^{-1}$ ). Os poços foram ordenados segundo o aumento do soterramento.

Poço	DT <sub>mo</sub> ( $\mu$ s/pé)	DT <sub>argila</sub> ( $\mu$ s/pé)	$1/\sqrt{R}$ argila ( $\text{ohm.m}^{-1}$ )
C	270	85	0,7
B	270	85	0,7
D	190	80	0,7
F	240	80	0,7
A	260	80	0,7
K	280	80	0,7
G	200	80	0,7
L	280	80	0,7
H	280	80	0,7
I	280	80	0,7
J	280	80	0,7

Observam-se menores valores de sônico da matéria orgânica e maiores valores de sônico da argila para poços com intervalos geradores menos soterrados, e maiores valores de sônico da matéria orgânica e menores valores de sônico da argila para poços com intervalos geradores mais soterrados. Porém, observam-se valores espúrios de sônico da matéria orgânica para os poços D, F e G. Esses poços possuem apenas amostras laterais e os poços D e G apresentam intercalações de folhelhos com arenitos ou arenitos argilosos. A intercalação de litologias com propriedades discrepantes e espessuras abaixo da resolução dos perfis pode interferir nos valores das curvas, prejudicando a calibração dos dados, além da possibilidade da amostragem de alta resolução de amostras laterais que pode não ser representativa de todo o intervalo. No caso dos valores de resistividade da argila, notou-se que a variação de resistividade existente nos poços não resultou em mudanças significativas no cálculo do COT em função da equação utilizada no método ( $\sqrt{R}$ ). Portanto, optou-se por mantê-la constante.

Ao inferir a linha de 0% de matéria orgânica com base nos perfis onde o conteúdo orgânico é baixo ou inexistente, nota-se que os intervalos dentro da seção do Cenomaniano-Turoniano que não possuem litologia de folhelho ou siltito estão localizados fora do triângulo

da matéria orgânica, aos quais é atribuído valor nulo (Figura 63). Ou seja, o CARBOLOG permite distinguir, automaticamente, as litologias de rochas pelíticas, sem necessitar do conhecimento detalhado da variação litológica dentro do intervalo de interesse.

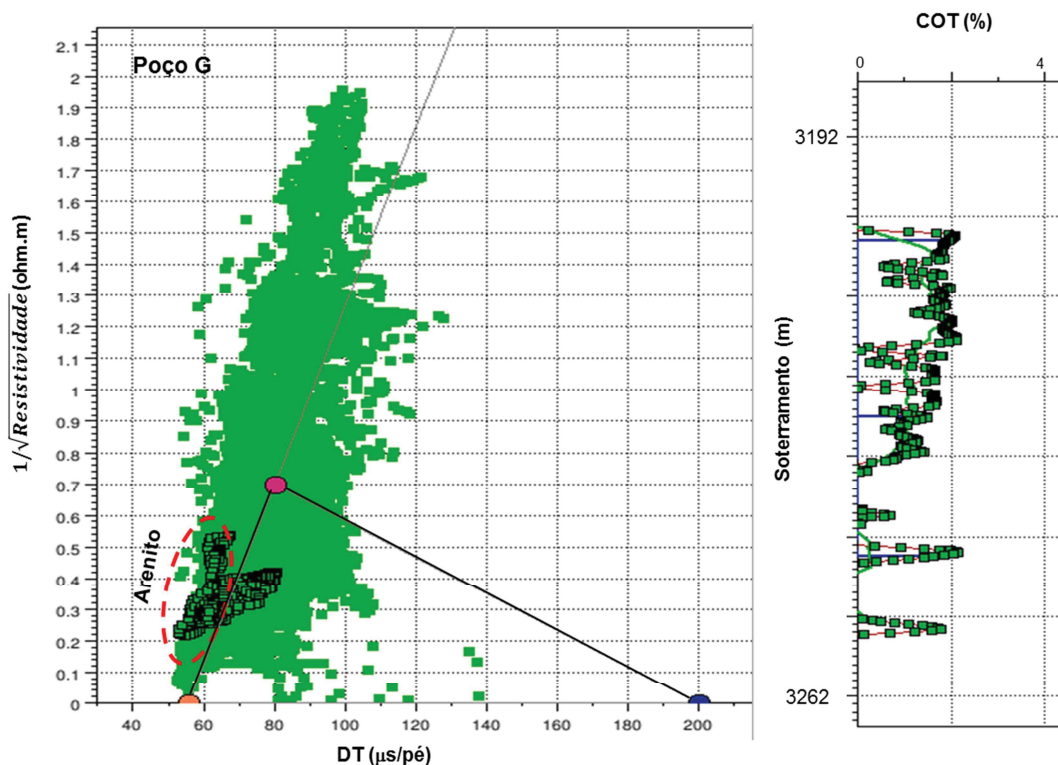


Figura 63: Gráfico  $1/\sqrt{\text{Resistividade}}$  versus DT, ilustrando, em verde claro, as amostras dos perfis de todos os poços e, em verde escuro, as amostras do poço G. As amostras correspondentes a arenitos se posicionam fora do triângulo formado pelos polos de argila, matriz e matéria orgânica, resultando, por conseguinte, em COTs nulos para as profundidades correspondentes.

Com base nos parâmetros determinados, foram calculadas as curvas de COT para cada poço, apresentadas no Apêndice 2. As calibrações dos valores calculados com os valores medidos apresentaram um coeficiente de correlação de 0,66 (Figura 64).

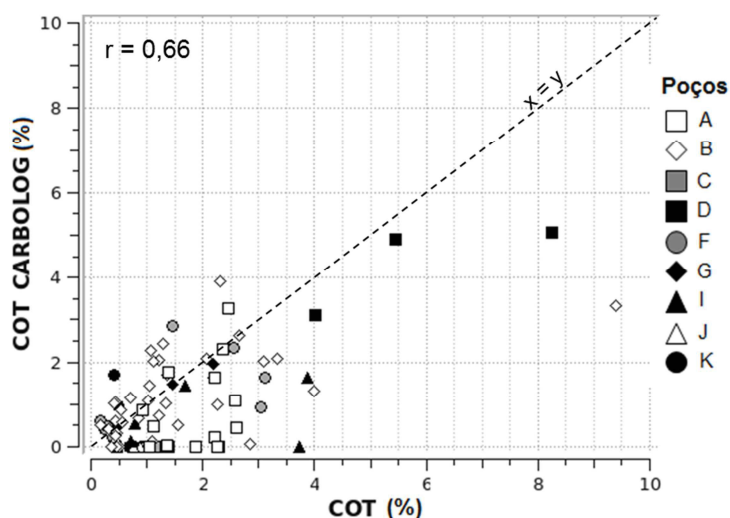


Figura 64: Correlação entre o carbono orgânico total medido em laboratório (COT, %) e calculado pelo método CARBOLOG, com coeficiente de correlação ( $r$ ) de 0,66.

### 3.3.2 MÉTODO $\Delta\text{logR}$

Definida uma linha base para o cálculo do conteúdo orgânico, mede-se a separação entre as curvas ( $\Delta\text{logR}$ ), que está diretamente associada com o COT segundo a equação 2 (e.g. Figura 65).

Os parâmetros utilizados para a calibração estão descritos na Tabela 12. Em função da baixa acurácia do método para valores de LOM abaixo de 7 (PASSEY *et al.*, 1990), não foi possível estimar o COT para os poços E e M. Em geral, observam-se tendências de aumento da resistividade e redução do sônico com o aumento do soterramento. As calibrações dos valores calculados com os valores medidos apresentaram um coeficiente de correlação de 0,52 (Figura 66).

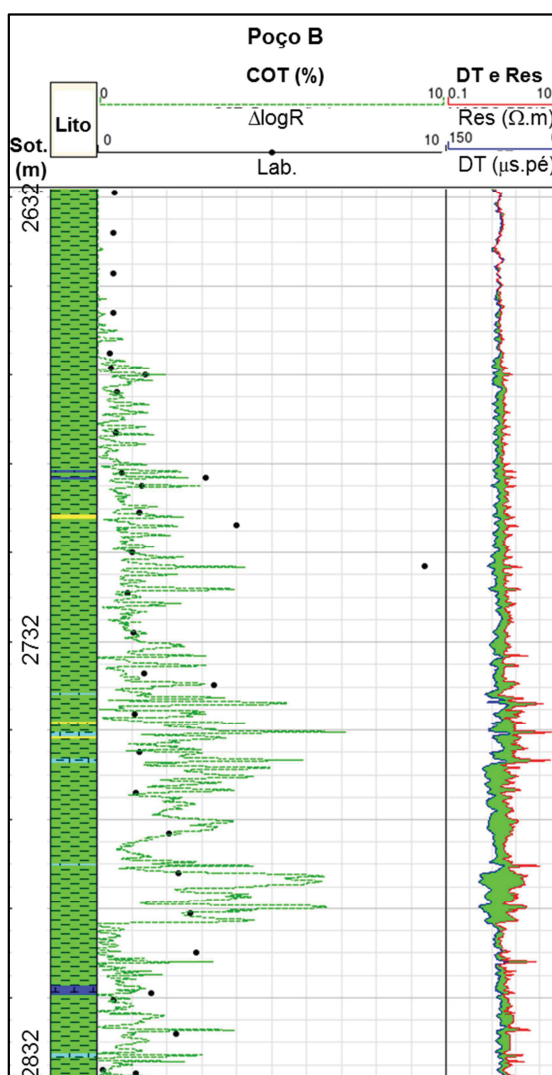


Figura 65: Calibração do carbono orgânico total medido (Lab, %) no poço B (pontos pretos) através do método  $\Delta\text{logR}$  (curva tracejada verde). A separação  $\Delta\text{logR}$  entre as curvas de resistividade (Res em  $\Omega.m$ , verde) e sônico compressional (DT em  $\mu s/pé$ , vermelho) está representada na cor verde no interior das duas curvas.

Tabela 12: Valores de resistividade (R, ohm.m), sônico compressional (DT,  $\mu\text{s}/\text{pé}$ ) e nível de metamorfismo orgânico (LOM) utilizados para a calibração dos dados de carbono orgânico total mensurados.

Poço	R (ohm.m)	DT (us/pé)	LOM
C	1,7	93	7,5
B	2	85	9
D	2	80	10
F	1,7	82	10
A	2	80	10,3
K	2	82	10
G	2	78	10,3
L	2	78	10,5
H	2	78	11
I	2	78	10,3
J	3,4	82	10,5

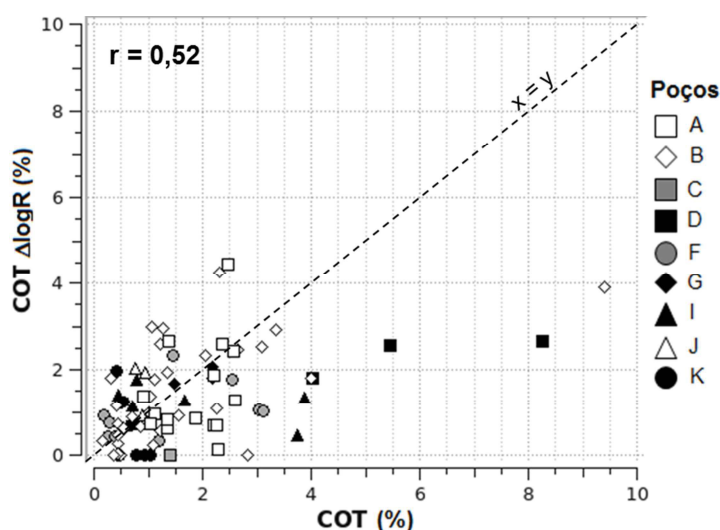


Figura 66: Correlação entre o carbono orgânico total medido em laboratório (COT, %) e calculado pelo método  $\Delta\log R$ , com coeficiente de correlação ( $r$ ) de 0,52.

### 3.3.3 COMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS $\Delta\text{LOGR}$ E CARBOLOG<sup>®</sup>

Utilizando-se o método  $\Delta\log R$ , em geral, os valores de COT sintéticos calculados foram superiores àqueles obtidos pelo método CARBOLOG (Figura 67). A fraca correlação entre os dados medidos e calculados pelos métodos se deve, provavelmente, ao posicionamento impreciso das amostras de calha, que correspondem a 74% do total de amostras. Além disso, a distribuição da matéria orgânica, heterogênea, pode variar desde a escala milimétrica a dezenas de metros (*e.g.* LOSETH *et al.*, 2011; LIU *et al.*, 2012), sendo detectadas pelos perfis apenas caso estejam acima de sua resolução (PASSEY *et al.*, 1990).

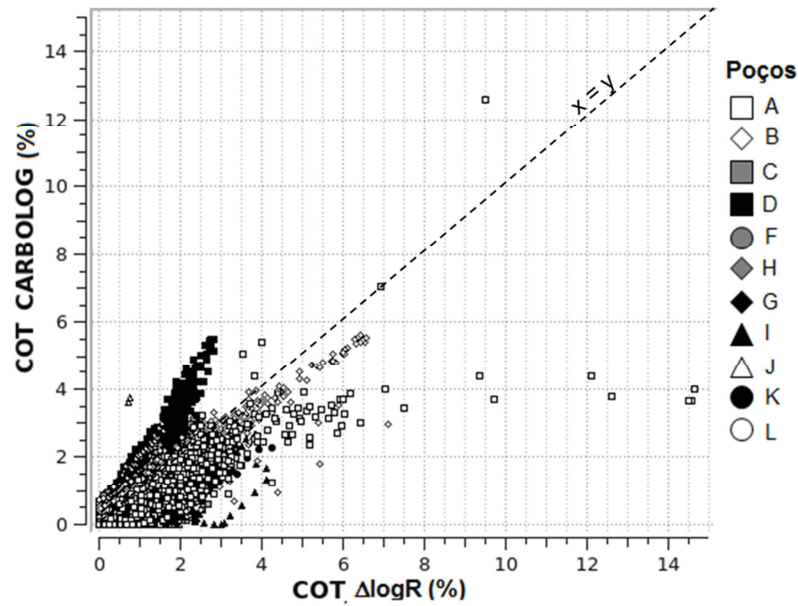


Figura 67: Gráfico de COT (%) calculado pelo  $\Delta\log R$  em relação ao calculado pelo CARBOLOG.

De modo recorrente, os valores de COT costumam ser mais baixos em amostras de calha em relação àqueles mensurados em amostras laterais, conforme discutido no tópico 3.1. Foi observado que a melhor calibração dos dados de COT medidos foi obtida nas amostras de calha (considerando-se o erro na profundidade). Isto é, por ser uma medida pontual de alta resolução da seção geradora, provavelmente os altos valores de COT oriundos de amostragem lateral não são representativos de todo o intervalo gerador, visto que a espessura delgada onde são selecionadas as amostras se encontra abaixo da resolução dos perfis utilizados no cálculo do COT, impossibilitando a sua calibração. Nessas circunstâncias, geralmente o COT calculado é subestimado em relação ao mensurado em amostra lateral. A coincidência dos valores de COT obtidos por amostras de calha serem potencialmente melhor correlacionáveis aos calculados através dos perfis também foi observada por Tanck (1997). Essa característica pode ser verificada no poço B, por exemplo, que apresenta o maior volume de amostras (Figura 68). Assim, a fraca correlação não desqualifica os métodos, devendo-se efetuar a avaliação da qualidade da calibração a cada amostra, considerando-se o tipo de amostragem e o erro de profundidade associado.

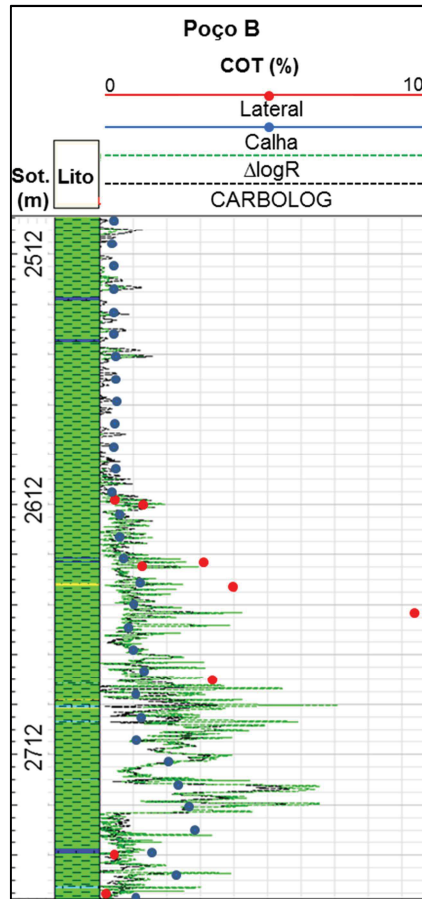


Figura 68: Calibração das amostras do poço B através dos métodos CARBOLOG (preto) e  $\Delta\log R$  (verde). Observa-se que as amostras de calha (azul) foram melhor calibradas, enquanto os altos valores de COT das amostras laterais (vermelho) foram subestimados.

Tanck (1997) também pontuou outros problemas em comum associados a métodos de estimativa de COT: variabilidade natural e complexa da matriz, incertezas e limitações inerentes aos perfis e variabilidade da matéria orgânica. A variabilidade da matriz e da matéria orgânica resulta em propriedades físicas variáveis. A pirita, por exemplo, adiciona um problema, pois geralmente está associada com a matéria orgânica, mas possui propriedades petrofísicas opostas: a pirita é condutiva, densa e está associada a altas velocidades sônicas. Conseqüentemente, a presença desse mineral tende a reduzir a resposta do COT esperada. Portanto, é importante o estudo detalhado da caracterização mineralógica de amostras de rocha (calha, lateral e/ou testemunho) para a obtenção de uma calibração mais robusta do método na área de estudo.

O método CARBOLOG possui a vantagem de eliminar os intervalos de arenitos e carbonatos após a seleção dos polos do triângulo, calculando valores de COT apenas para rochas pelíticas (Figura 69 e Figura 70). A pouca variação dos parâmetros utilizados nesse método, além de tornar mais fácil a calibração dos dados, resulta em um maior potencial de predição em poços onde não há informação sobre a riqueza orgânica e/ou a maturação

térmica. No caso do  $\Delta\log R$ , deve-se conhecer a variação litológica, já que, por exemplo, arenitos com óleo ou gás também resultam na separação entre as curvas de resistividade e sônico, resultando em valores de COT altos em reservatórios de petróleo. Ademais, os parâmetros da linha base devem ser selecionados com maior precisão para obter uma melhor calibração. Porém, o CARBOLOG necessita de mais parâmetros para calibração do que o  $\Delta\log R$ , parâmetros esses que são raramente obtidos por medidas diretas, devendo-se utilizar aproximações obtidas na literatura (densidade da matéria orgânica e fator de conversão de matéria orgânica para carbono orgânico). O método CARBOLOG permitiu obter uma melhor calibração dos dados medidos nos poços, tanto para os altos como para os baixos valores COT das amostras (Figura 64, Figura 66, Figura 68 e Apêndice 2). Apesar de possuir uma calibração de qualidade inferior à do CARBOLOG, o  $\Delta\log R$  pode ser mais apropriado em estudos de caráter expedito, para conhecer as tendências de aumento ou diminuição do COT, e que possuam interpretações litológicas para discriminar as litologias de interesse.

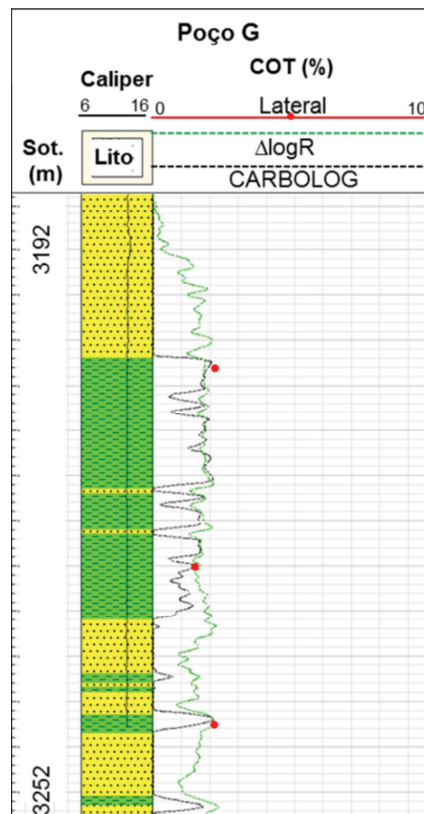


Figura 69: Comparação entre o carbono orgânico total (COT, %) calculado pelos métodos  $\Delta\log R$  e CARBOLOG para um intervalo com intercalações de arenitos e folhelhos do poço G. Devido às características de alta resistividade e sônico para os arenitos desse intervalo, pelo  $\Delta\log R$  calcularam-se valores de COT correspondentes, enquanto pelo CARBOLOG obtiveram-se valores nulos.

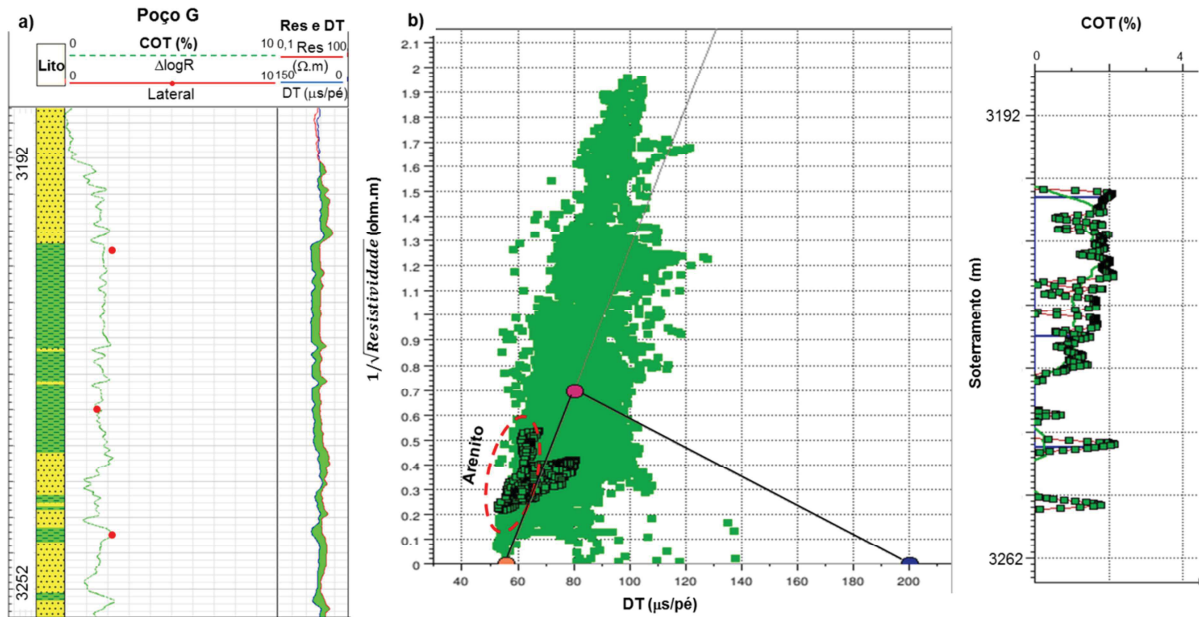


Figura 70: Comparação entre o carbono orgânico total (COT em %) calculado no poço G pelo método a)  $\Delta\log R$ , com a separação (em verde) entre as curvas de resistividade (Res em  $\Omega.m$ , vermelho) e sônico compressional (DT em  $\mu s/pé$ , azul) tanto para as litologias arenito (amarelo) como folhelho (verde); e b) CARBOLOG através do gráfico  $1/\sqrt{\text{Resistividade}}$  versus DT, ilustrando-se, em verde claro, as amostras de todos os poços e em verde escuro as amostras do poço G. As amostras correspondentes a arenitos se posicionam fora do triângulo formado pelos polos, resultando, por conseguinte, em valores de COT nulos para as profundidades correspondentes.

A Tabela 13 resume as isólitias total de litologias pelíticas (folhelho, folhelho siltico e siltito) e dos intervalos relacionados a essas litologias que possuam carbono orgânico total (COT) superiores a 0,5% e a 1% calculados pelos métodos CARBOLOG e  $\Delta\log R$ . Não foi possível calcular o COT para os poços E e M em função das limitações de ambos os métodos referentes à maturação ( $LOM < 7$ ) e baixo soterramento. Em geral, as menores isólitias potencialmente geradoras tendem a estar localizadas nas porções mais proximais da linha de costa (Figura 71) onde, paralelamente, há maior intercalação de arenitos e folhelhos (Figura 51). Notam-se espessuras médias de 73 a 108 m (Tabela 13), considerando rochas potencialmente geradoras aquelas que possuam  $COT > 0,5\%$  (e.g. TISSOT e WELTE, 1978; FERTL *et al.*, 1986). No caso de uma rocha geradora com bom potencial petrolífero segundo Peters e Cassa (1994), considerando  $COT > 1\%$ , as espessuras médias variam de 48 a 55 m. Em relação às rochas geradoras que se encontram na janela de maturidade térmica, essa análise deve ser feita considerando-se o conteúdo orgânico original (anteriormente à maturação).



Tabela 13: Quadro resumo por poço das isólitas de pelitos total (folhelho, folhelho siltico e siltito) e dos intervalos correspondentes a essas litologias contendo carbono orgânico total (COT) superiores a 0,5% e a 1% calculados pelos métodos CARBOLOG e  $\Delta\log R$  (N.C.: não calculado).

Poço/Isólita	Pelitos (total)	COT CARBOLOG (> 0,5%)	COT CARBOLOG (> 1%)	COT $\Delta\log R$ (>0,5%)	COT $\Delta\log R$ (>1%)
A	267	96	62	162	101
B	265	140	80	127	75
C	105	8	4	7	5
D	262	131	98	147	66
E	9	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.
F	296	50	29	75	31
G	32	30	23	33	33
H	135	87	48	130	40
I	140	100	74	118	94
J	134	68	46	123	51
K	113	57	37	82	47
L	205	43	31	180	61
M	89	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.
<b>Mínimo</b>	9	8	4	7	5
<b>Máximo</b>	296	140	98	180	101
<b>Média</b>	158	73	48	108	55

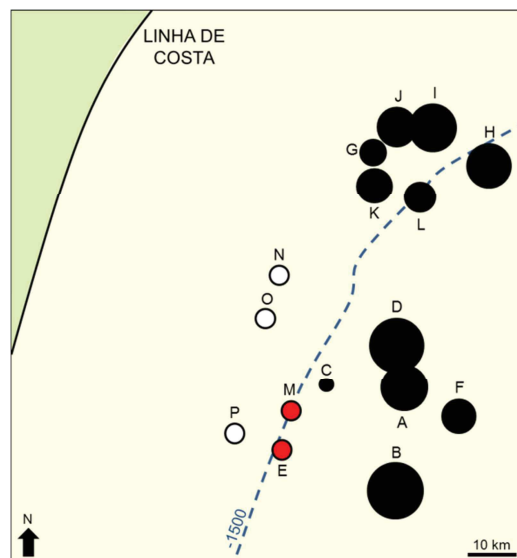


Figura 71: Mapa representando as isólitas calculadas do Cenomaniano-Turoniano com conteúdo orgânico  $>0,5\%$ , estimado pelo método CARBOLOG (Tabela 13), nos poços estudados (círculos em preto, com tamanho proporcional à isólita). Os círculos em branco correspondem aos poços onde não foi registrado o intervalo gerador, e os círculos em vermelho aos poços onde não foi possível estimar o conteúdo orgânico pelos métodos CARBOLOG e  $\Delta\log R$ . A linha preta corresponde à posição aproximada da linha de costa atual. A linha tracejada azul representa a posição aproximada da cota batimétrica de -1500 m.

Nota-se que as maiores concentrações de carbono orgânico dos perfis de COT tendem a aumentar para a base da seção analisada (e.g. Figura 68) que, segundo Ribeiro (2011), coincide com a porção basal do Turoniano, próximo ao limite do Cenomaniano-Turoniano. Essa idade corresponde ao período no qual houve a intensificação das condições de anoxia dos oceanos (e.g. SCHLANGER *et al.*, 1987; FORSTER *et al.*, 2008). Adicionalmente, há uma tendência de aumento da espessura geradora na direção *offshore* (Figura 71). Com base na média dos valores de COT acima de 1%, calculados pelo método

CARBOLOG, observa-se que as maiores riquezas orgânicas concentram-se no setor sul da área de estudo (Figura 72a), associadas a uma evolução térmica inferior em relação à do setor norte (Figura 72b).

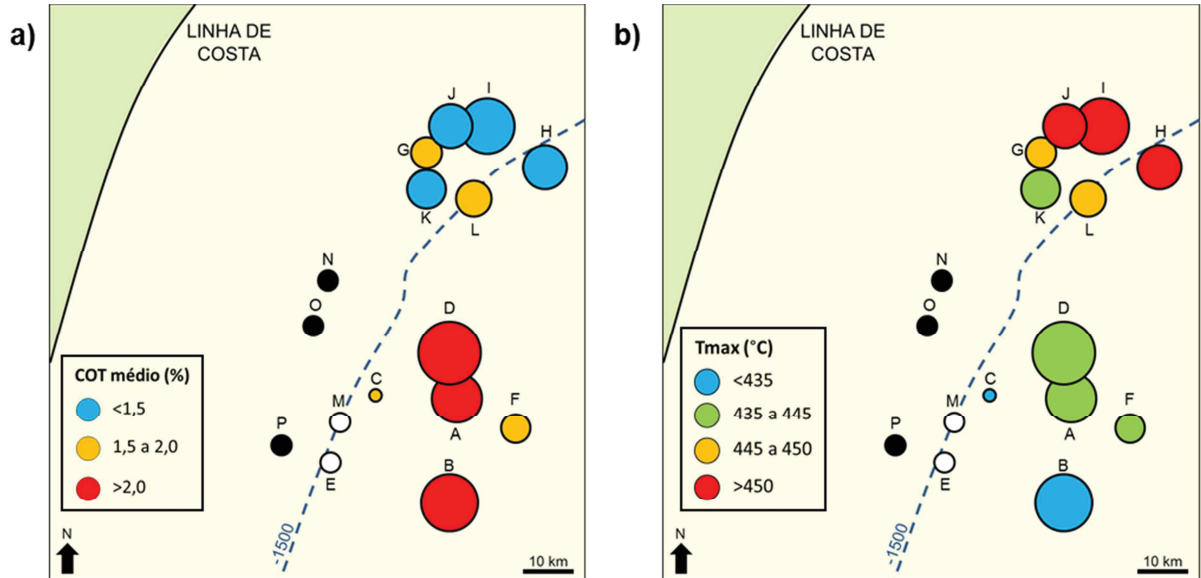


Figura 72: Mapa representando as isólitas calculadas do Cenomaniano-Turoniano com conteúdo orgânico >1%, estimado pelo método CARBOLOG (Tabela 13; círculos com tamanho proporcional à isólitia), a) o COT médio (>1%) estimado pelo método CARBOLOG e b) a maturação térmica. Os círculos em preto correspondem aos poços onde não foi registrado o intervalo gerador, e os círculos em branco aos poços onde não foi possível estimar o conteúdo orgânico. A linha preta corresponde à posição aproximada da linha de costa atual. A linha tracejada azul representa a posição aproximada da cota batimétrica de -1500 m.

A riqueza orgânica, isoladamente, não fornece informações sobre a qualidade da matéria orgânica contida num intervalo gerador. Com base na alta correlação ( $R^2 = 0,97$ ) entre os parâmetros de COT e  $S_2$  mensurados em rochas imaturas (Figura 73), através dos perfis de COT, pode-se estimar o potencial gerador ( $S_2$ ) das rochas com maturação correlata (Figura 74).

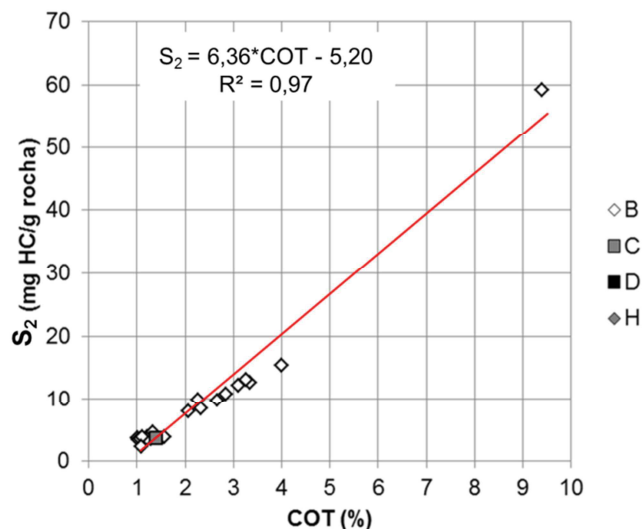


Figura 73: Carbono orgânico total mensurado em laboratório (COT, %) versus  $S_2$  (mg HC/g rocha) e ajuste de reta para obtenção da curva de  $S_2$  a partir do perfil de COT.

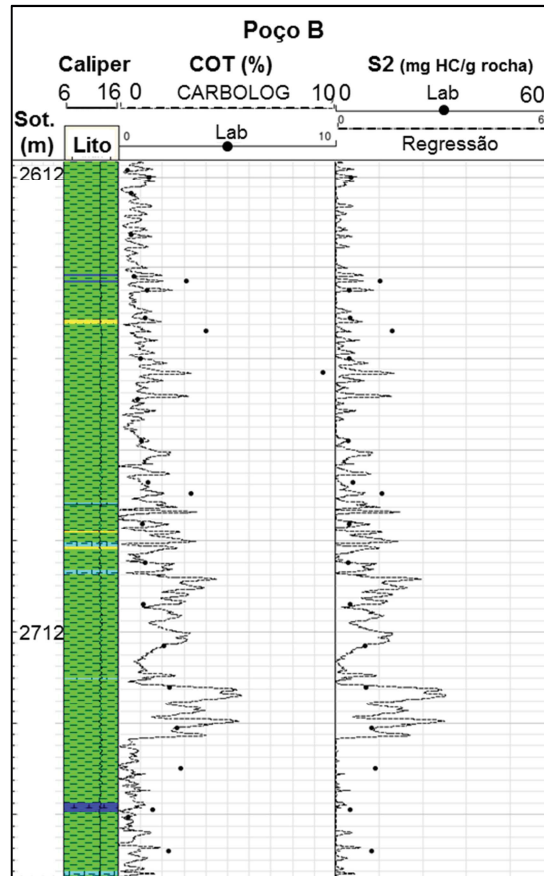


Figura 74: Exemplo de cálculo do  $S_2$  (mg HC/g rocha) obtido pela correlação da Figura 73 e comparação com os dados medidos no poço B.

### 3.4 INFLUÊNCIA DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL NOS PERFIS GEOFÍSICOS DE POÇOS

As correlações da influência do carbono orgânico total nos diferentes perfis geofísicos de poços foram feitas com valores de COT estimados pelo método CARBOLOG, que resultou em uma melhor estimativa dos valores de COT mensurados em laboratório.

#### 3.4.1 RAIOS GAMA NATURAL

A relação entre os valores de COT estimados e de raios gama total (RG) se desenvolve segundo uma correlação positiva do aumento do RG com o aumento do COT (Figura 75). Em geral, em sedimentos marinhos, esse aumento é atribuído à maior concentração de urânio (*e.g.* FERTL *et al.*, 1986; LÜNING e KOLONIC, 2003). Para confirmar, é necessário o desmembramento da energia nos espectros de U, Th e K e/ou descrição da mineralogia das amostras. Ao analisar os poços em que foram adquiridos os

perfis de raios gama espectral (D e L), observa-se que, de modo geral, o aumento da intensidade dos raios gama total está associado ao aumento dos três componentes (U, Th e K; Figura 76), notadamente de urânio e potássio, com maior dispersão no comportamento do tório. Além disso, o gráfico da Figura 75 ilustra duas tendências distintas que estão relacionadas com a posição geográfica na bacia, sugerindo a variação na composição mineralógica associada a diferentes fontes de provimentos sedimentares. A tendência A, com maiores valores de COT, apresenta uma correlação positiva do aumento do COT com o aumento do RG e engloba os poços localizados na porção a sul da área de estudo. A tendência B, com maiores valores de RG, também apresenta uma correlação positiva do aumento do COT com o aumento do RG, abarcando os poços localizados na porção norte da área de estudo. Os gráficos da Figura 76, cujos dados são provenientes de um poço localizado em cada tendência (poço L na tendência A e poço D na tendência B), apontam para a maior concentração de potássio na tendência B em relação à tendência A.

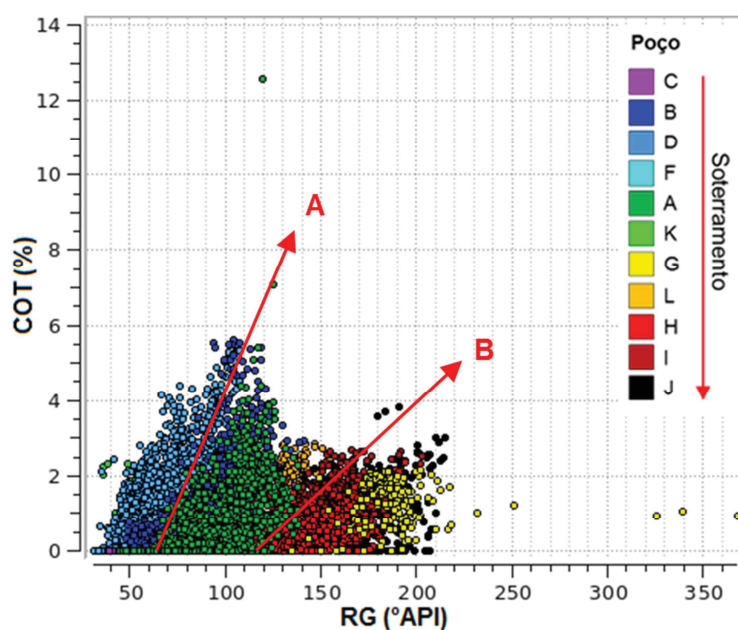


Figura 75: Gráfico dos valores de raios gama total (RG, °API) do perfil *versus* carbono orgânico total (COT, %) estimado através do método CARBOLOG. Notam-se duas tendências distintas (A e B) de aumento de RG com o aumento do COT.

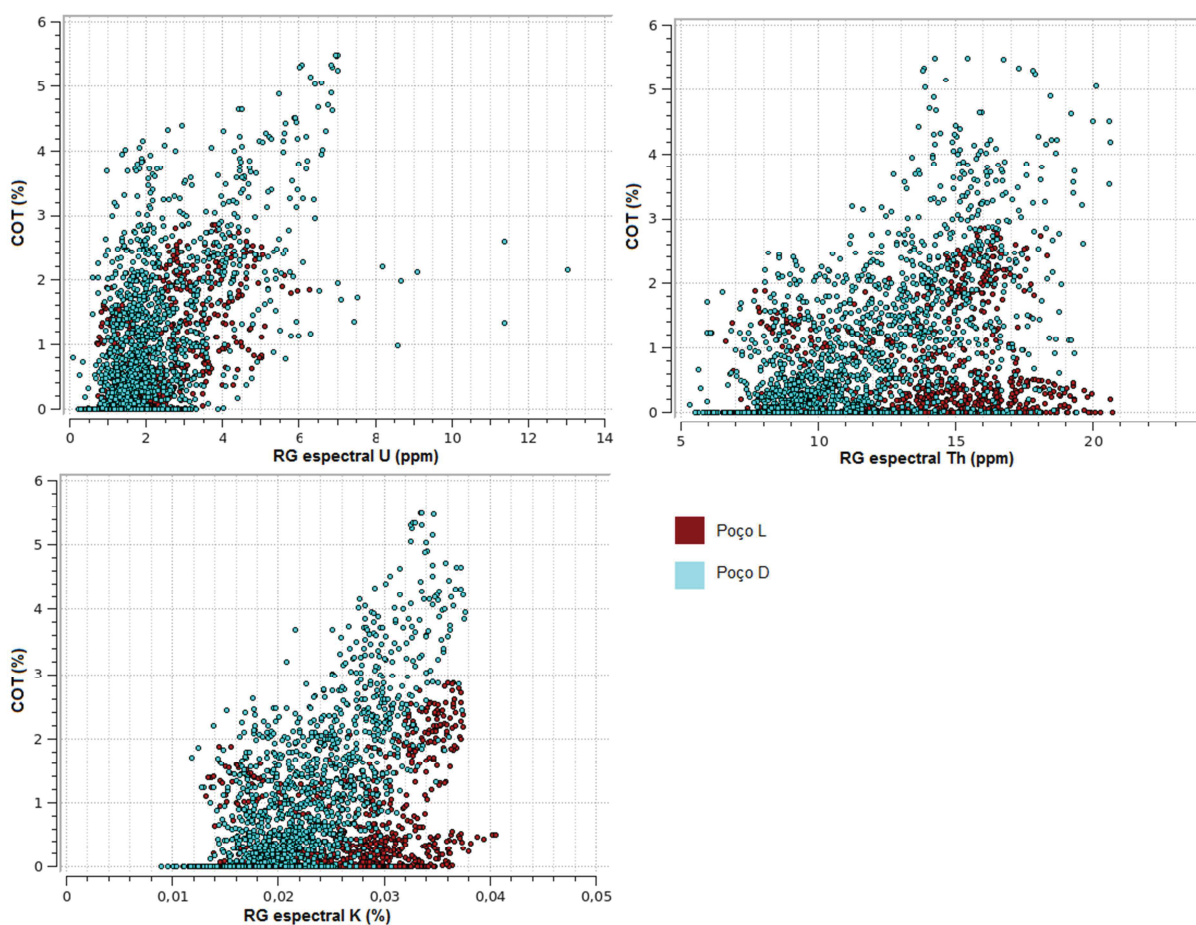


Figura 76: Gráfico dos valores de carbono orgânico total (COT, %) estimados através do método CARBOLOG *versus* raios gama espectral de a) urânio (U, ppm), b) tório (Th, ppm) e c) potássio (K, %) para os poços L e D.

A curva de raios gama total do poço D apresenta grande semelhança com a curva de COT calculada (Figura 77). O cálculo da curva de COT ao longo do intervalo reforçou a observação de que o aumento da intensidade dos raios gama, onde foi delimitada a superfície de inundação máxima na Figura 61, é acompanhado de um aumento do conteúdo orgânico na rocha, conforme discutido no capítulo 1. Nos intervalos sobre- e subjacentes a essa superfície há um decréscimo do valor de COT, associado a um decréscimo da intensidade de raios gama, que indica o aumento na diluição do conteúdo orgânico em função do aumento da taxa de sedimentação (CREANEY e PASSEY, 1993; PASSEY *et al.*, 2010) e redução da preservação, conforme observado nos dados geoquímicos. Essa semelhança é observada nos poços onde o intervalo é composto, predominantemente, por rochas pelíticas (A, B, D, F, L). Nos poços onde há intercalações com litologias com propriedades discrepantes, o perfil de raios gama responde principalmente à diferença na argilosidade (arenitos com baixa intensidade e folhelhos com alta intensidade).

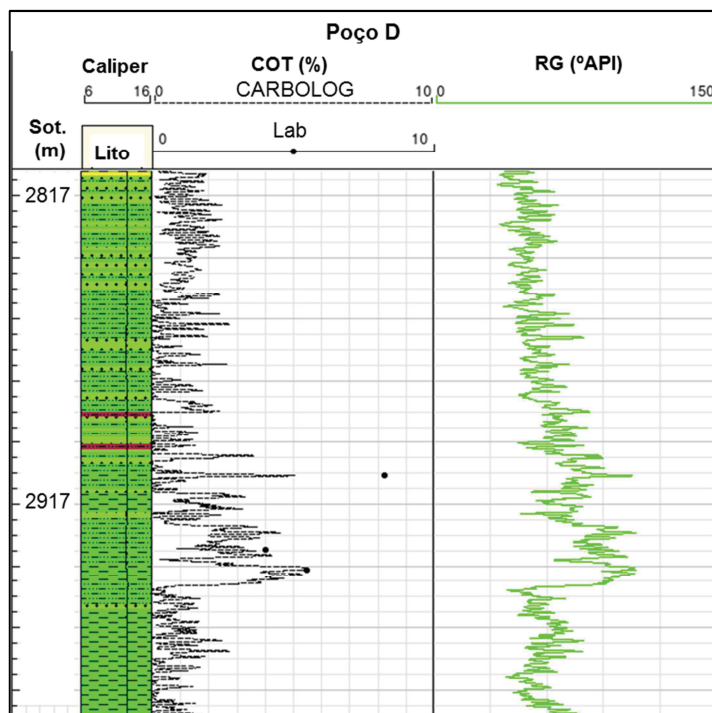


Figura 77: Perfis de litologia, caliper, carbono orgânico total (COT, %) e raios gama (RG, °API) em função do soterramento. A coluna de COT contempla os dados mensurados em amostras laterais e a curva calculada pelo método CARBOLOG.

### 3.4.2 DENSIDADE

A matéria orgânica possui baixa densidade (aproximadamente  $1,1 \text{ g/cm}^3$ ) em relação aos componentes da matriz. Como tendência geral, no gráfico de valores de densidade em função do COT estimado (Figura 78), observa-se uma redução da densidade com o aumento do COT, reflexo principalmente da menor densidade de um intervalo gerador rico em matéria orgânica em relação a um intervalo não gerador de mesma mineralogia, composição e soterramento (FERTL *et al.*, 1986; PASSEY *et al.*, 2010; SENA *et al.*, 2011). Notam-se três diferentes tendências de redução da densidade com o aumento do conteúdo orgânico, que estão relacionadas com o efeito do soterramento. O aumento do soterramento tende a reduzir a porosidade das rochas, que resulta no aumento da densidade. Nos locais onde essas tendências não são claras, pode haver variação na mineralogia como, por exemplo, ocorrência de pirita, que geralmente está associada com a matéria orgânica, mas possui densidade muito maior ( $\sim 5 \text{ g/cm}^3$ , MANN *et al.*, 1986), podendo mascarar a resposta da matéria orgânica no perfil de densidade.

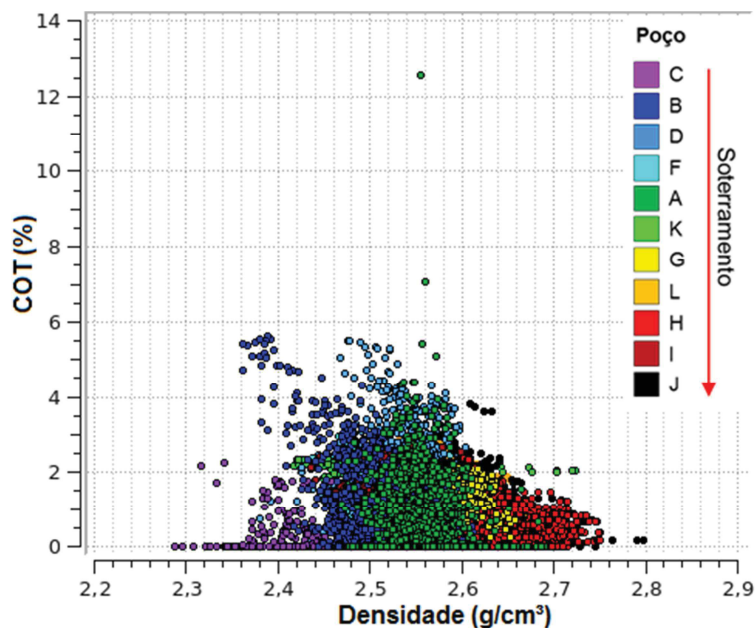


Figura 78: Gráfico dos valores de densidade ( $\text{g/cm}^3$ ) do perfil *versus* carbono orgânico total (COT, %) estimado através do método CARBOLOG.

### 3.4.3 NEUTRÃO

No perfil de porosidade neutrão, observa-se uma tendência de aumento da porosidade com o aumento do COT (Figura 79). Nesse caso, o aumento se deve à presença de argilominerais, que tendem a alterar a leitura deste perfil devido à presença de água adsorvida, bem como à alta concentração de hidrogênio presente na matéria orgânica.

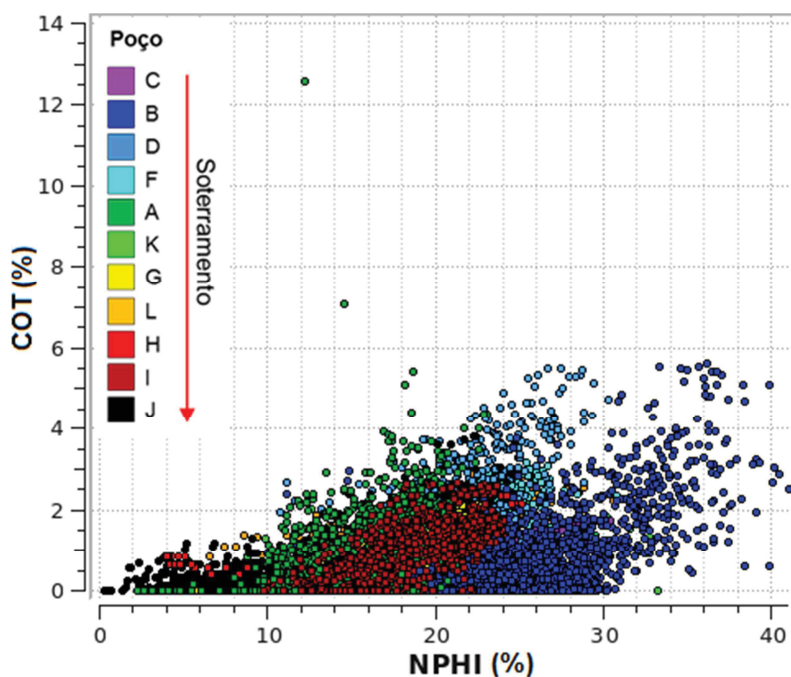


Figura 79: Gráfico dos valores de porosidade neutrão do perfil (NPHI, %) *versus* carbono orgânico total (COT, %) estimado através do método CARBOLOG.

### 3.4.4 SÔNICO

Para dois dos poços estudados nessa dissertação (A e M), não foi adquirido o perfil sônico cisalhante ao longo do intervalo de interesse. Dessa forma, através da relação entre os perfis sônico compressional e cisalhante no intervalo do Cenomaniano-Turoniano dos demais poços, pôde-se ajustar uma curva para obter o sônico cisalhante nos intervalos onde não há informação (Figura 80):

$$DTS = 45,8422 * e^{0,013953 * DTP} \quad (18)$$

onde  $DTS$  corresponde ao sônico cisalhante e  $DTP$  ao sônico compressional em  $\mu\text{s}/\text{pé}$ .

O ajuste obtido através da relação entre os perfis adquiridos na área foi comparado com a fórmula empírica proposta por Castagna *et al.* (1985; equação 19) para *mudrocks* (rochas siliciclásticas compostas por partículas tamanho silte e argila) saturados com água e com os perfis sônico adquiridos.

$$V_s = 0,862 * V_p - 1,172 \quad (19)$$

onde  $V_s$  é a velocidade cisalhante e  $V_p$  é a velocidade compressional em  $\text{km}/\text{s}$ .

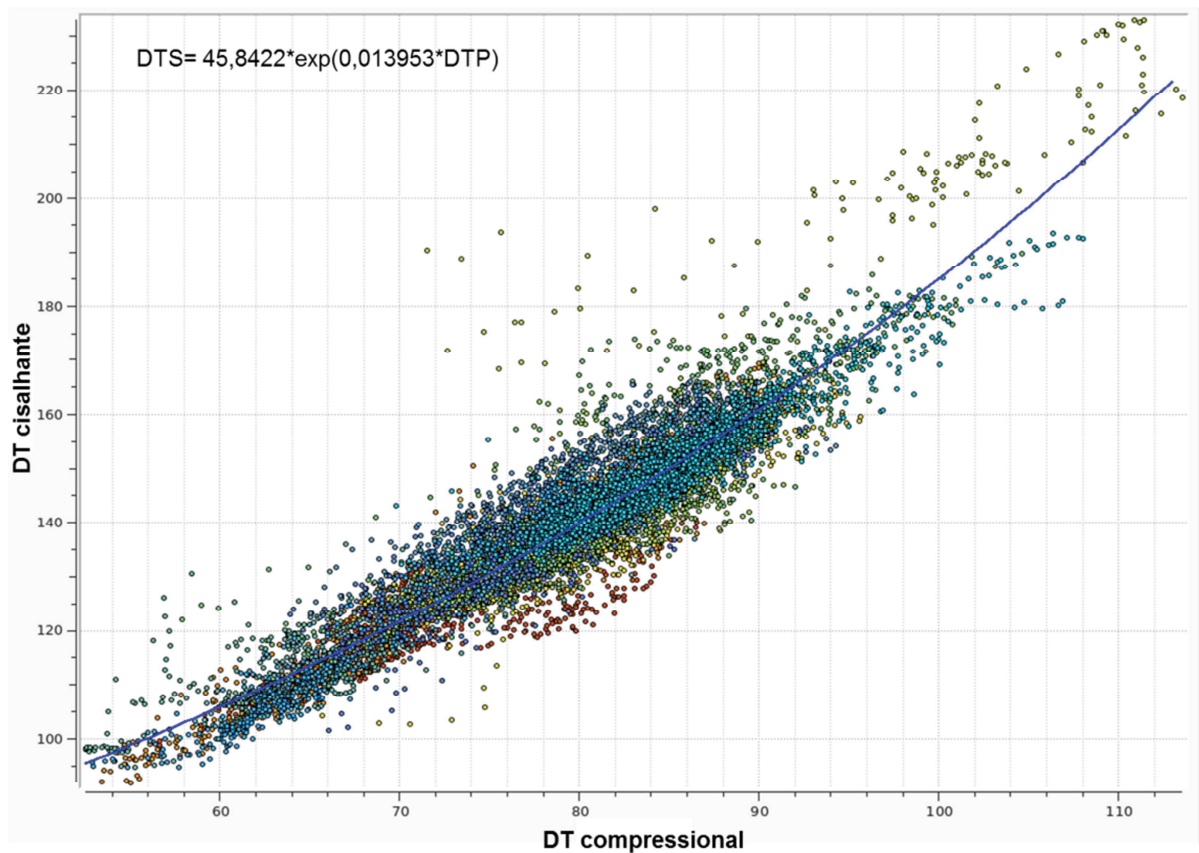


Figura 80: Ajuste exponencial do perfil sônico cisalhante (DTS,  $\mu\text{s}/\text{pé}$ ) em função do compressional (DTP,  $\mu\text{s}/\text{pé}$ ) para o Cenomaniano-Turoniano.



Observou-se, em geral, que o perfil sônico cisalhante obtido pela fórmula de Castagna *et al.* (1985) resultou em valores superiores àqueles medidos pela ferramenta (Figura 81). Para suplantar essa discrepância, o ideal seria que a estimativa para o perfil sônico cisalhante fosse estabelecida pela relação entre as informações medidas no mesmo intervalo estratigráfico em poços no mesmo contexto deposicional. Além disso, notou-se que as maiores diferenças entre os registros dos perfis sônico medidos e calculados pela fórmula de Castagna *et al.* (1985), se dá nos intervalos ricos em matéria orgânica (Figura 82). Quanto maior a diferença entre as duas curvas, maior a riqueza orgânica do intervalo medido (Figura 83). Mraz *et al.* (1983) constataram que, com o aumento do conteúdo orgânico, as velocidades compressional e cisalhante decrescem, mas a compressional decresce mais rapidamente do que a cisalhante. Uma vez que a fórmula proposta por Castagna *et al.* (1985) não prevê a existência de matéria orgânica e supõe a relação linear entre as duas curvas, nos intervalos ricos em matéria orgânica o efeito sob a onda P será mais pronunciado do que na onda S, resultando em estimativas de velocidades de onda S inferiores àquelas medidas. Consequentemente, o sônico estimado possuirá valores maiores do que os mensurados. Dessa forma, propõe-se a utilização da diferença entre os perfis sônico calculados segundo Castagna *et al.* (1985) e os registrados pela ferramenta como um indicador qualitativo da existência de intervalos ricos em carbono orgânico. Porém, deve-se atentar ao efeito da variação da mineralogia da matriz, que também poderá afetar a relação entre os dois parâmetros.

Os gráficos de COT em função dos perfis sônico compressional e cisalhante também mostram correlações de aumento do tempo de trânsito com o aumento do COT (Figura 84), em função do maior tempo de trânsito no querogênio em relação à matriz mineral (FERTL *et al.*, 1986). Observam-se, principalmente no perfil sônico compressional, três diferentes tendências de aumento tempo de trânsito com o aumento do conteúdo orgânico, que estão relacionadas com o efeito do soterramento. O aumento do soterramento tende a reduzir a porosidade das rochas, que resulta na diminuição do tempo de trânsito (aumento da velocidade).

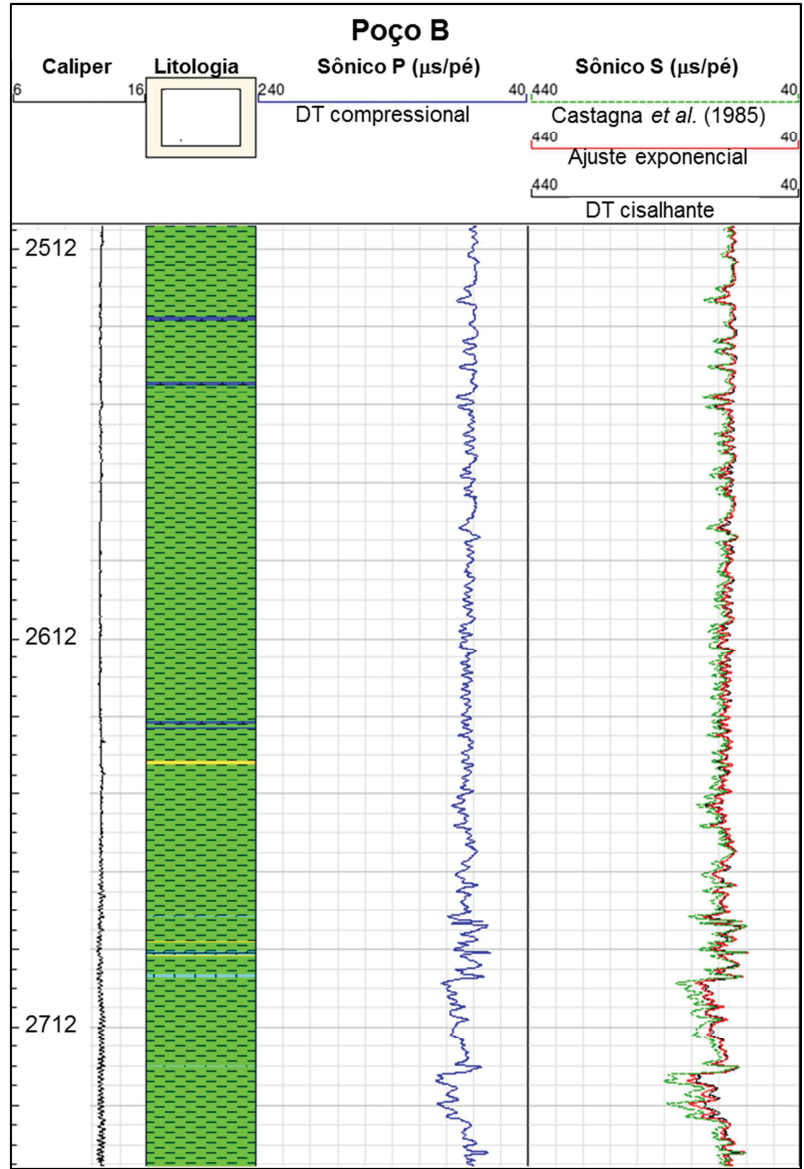


Figura 81: Exemplo do poço B para comparação entre os perfis sônico cisalhante (S,  $\mu\text{s}/\text{pé}$ ) medidos (preto), calculados pela relação exponencial obtida neste trabalho (vermelho) e calculada pela fórmula de Castagna *et al.* (1985; verde).

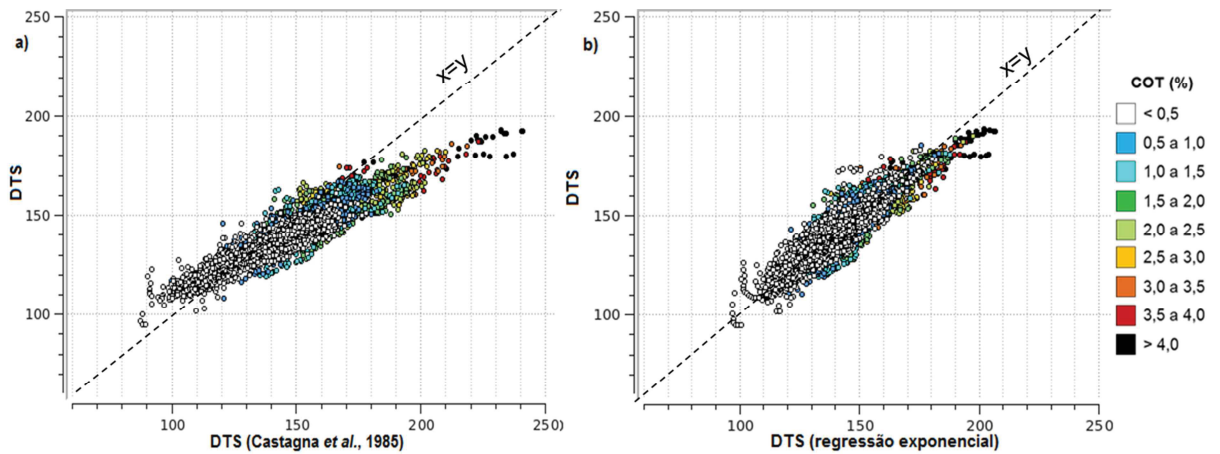


Figura 82: Comparação entre os valores de sônico cisalhante ( $\mu\text{s}/\text{pé}$ ) medido e calculado segundo Castagna *et al.* (1985) (a) e segundo a regressão exponencial obtida nessa dissertação (b). As cores correspondem ao carbono orgânico total (COT, %).

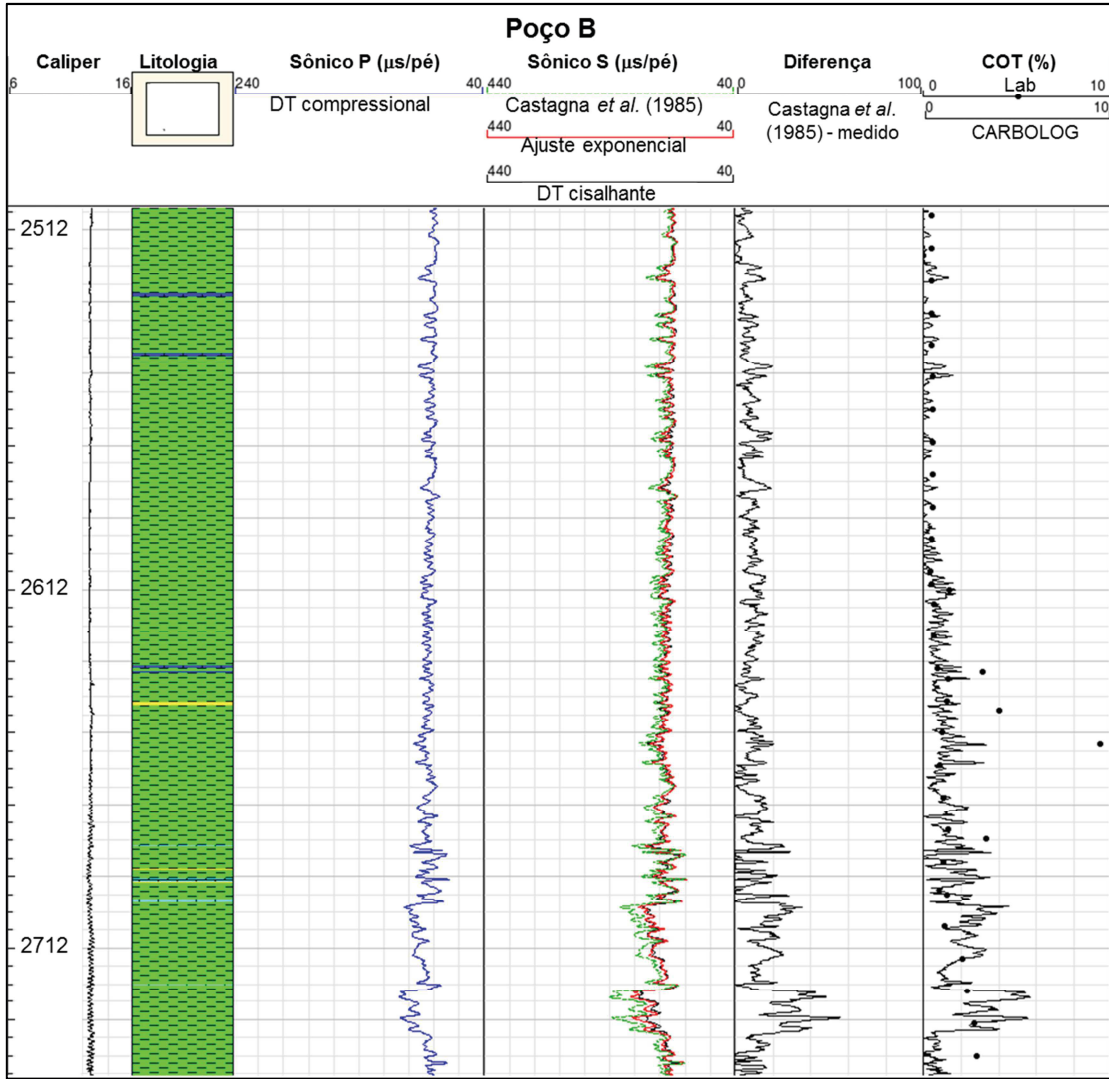


Figura 83: Perfis sônico ( $\mu\text{s}/\text{pé}$ ) compressional e cisalhante (medido e calculados segundo o ajuste exponencial e Castagna *et al.*, 1985), diferença entre os perfis sônico cisalhante calculado segundo Castagna *et al.* (1985) e medido, e o carbono orgânico total (COT) medido e calculado pelo método CARBOLOG para o poço B. Nota-se forte similaridade entre as curvas de diferença e de COT.

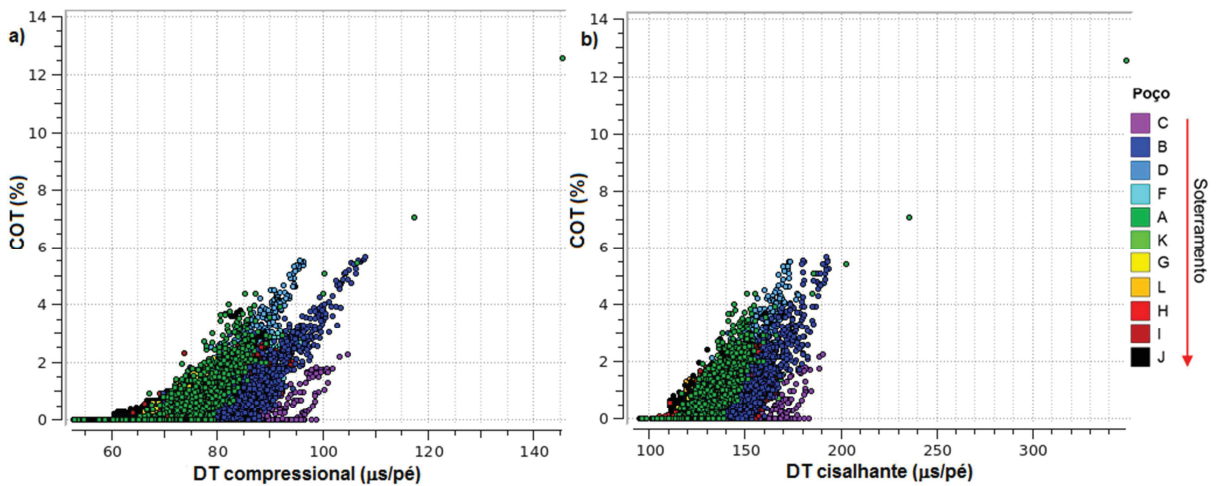


Figura 84: Gráfico dos valores de sônico a) compressional (DTP,  $\mu\text{s}/\text{pé}$ ) e b) cisalhante (DTP,  $\mu\text{s}/\text{pé}$ ) versus carbono orgânico total (COT, %) estimado através do método CARBOLOG.

### 3.4.5 RESISTIVIDADE

Quando analisado separadamente, não foi constatada uma boa correlação entre os valores de resistividade com o aumento do COT (Figura 85), assim como relatado por Fertl *et al.* (1986). Pôde-se observar que os menores valores de resistividade correspondem aos intervalos menos soterrados, sendo que os intervalos dos poços em janela de geração de óleo possuem maior resistividade, indicando os processos de geração de petróleo (*e.g.* FERTL *et al.*, 1986; PASSEY *et al.*, 1990). Porém, não se observou uma correlação direta do aumento da resistividade com o aumento da evolução térmica como relatado por Dembicki (2016). O aumento da resistividade pode, também, ser reflexo da redução da porosidade.

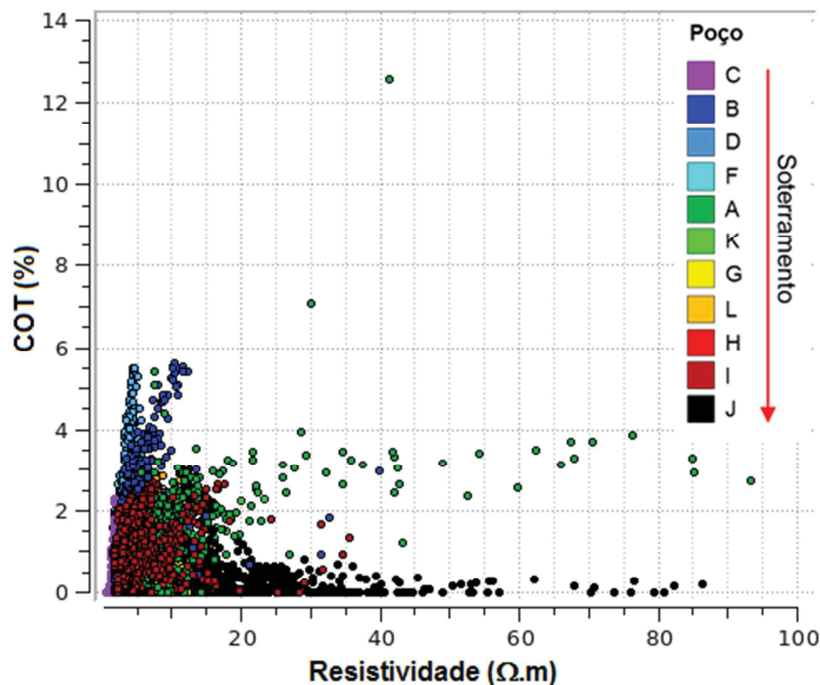


Figura 85: Gráfico dos valores de resistividade ( $\Omega.m$ ) do perfil *versus* carbono orgânico total (COT, %) estimado através do método CARBOLOG.

### 3.5 INFLUÊNCIA DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL NAS PROPRIEDADES ELÁSTICAS DA ROCHA GERADORA

A maioria dos dados de perfis geofísicos de poços se correlaciona diretamente com o aumento do carbono orgânico total, com exceção do perfil de resistividade. A presença de altas concentrações de matéria orgânica na rocha afeta as propriedades elásticas e, conseqüentemente, possui forte potencial para a sua identificação e caracterização através de dados sísmicos. Uma vez que as propriedades petrofísicas e elásticas da matriz e da matéria orgânica variam com o soterramento, a avaliação da influência do conteúdo orgânico deve ser

analisada por faixa de soterramento. O aumento do soterramento tende a aumentar a compactação das rochas e, conseqüentemente, a reduzir a sua porosidade, a aumentar a sua densidade e as velocidades das ondas P e S. Além disso, o aumento do soterramento tende a reduzir a razão  $V_p/V_s$  (e.g. AVSETH *et al.*, 2005).

Em sendo a impedância o produto da velocidade com a densidade, a diminuição da velocidade e da densidade com o aumento do conteúdo orgânico resultou na diminuição das impedâncias das ondas P e S (Figura 86), padrão também observado por Loseth *et al.* (2011; Figura 36) para a impedância acústica. Para um mesmo soterramento, nota-se que os maiores valores de conteúdo orgânico estão relacionados a menores valores de impedância. No caso das amostras mais rasas (soterramento inferior a 2500 m), observam-se valores de impedância baixos relacionados a COT baixos. Essa característica provavelmente está associada a menores porosidades e densidades da rocha nos intervalos menos soterrados em relação aos mais soterrados, visto que o conteúdo orgânico é baixo. Nos poços mais soterrados, principalmente com soterramentos entre 3600 m e 4000 m, também são observados baixos valores de impedância relacionados a COT baixos. Apesar dos valores de COT estarem reduzidos devido à maior maturação térmica do intervalo, corroborada pelos valores de Tmax mensurados (Figura 52), o aumento da temperatura, que está relacionado à geração de petróleo, e o aumento da porosidade por fraturamento tendem a diminuir as velocidades da rocha (MRAZ *et al.*, 1983; BEHURA *et al.*, 2006) e, por conseguinte, a impedância. O aumento da temperatura também propicia a transformação dos minerais de argila (transformação de esmectita em illita na presença de potássio), com liberação de água livre. A presença de um meio líquido pela geração de petróleo e/ou geração de água livre pela transformação dos minerais de argila estimula os mecanismos de atenuação da onda (CARCIONE, 2000). Além disso, a conversão do querogênio para óleo pode produzir um excesso de pressão de poros, resultando na diminuição da velocidade (CARCIONE, 2000).

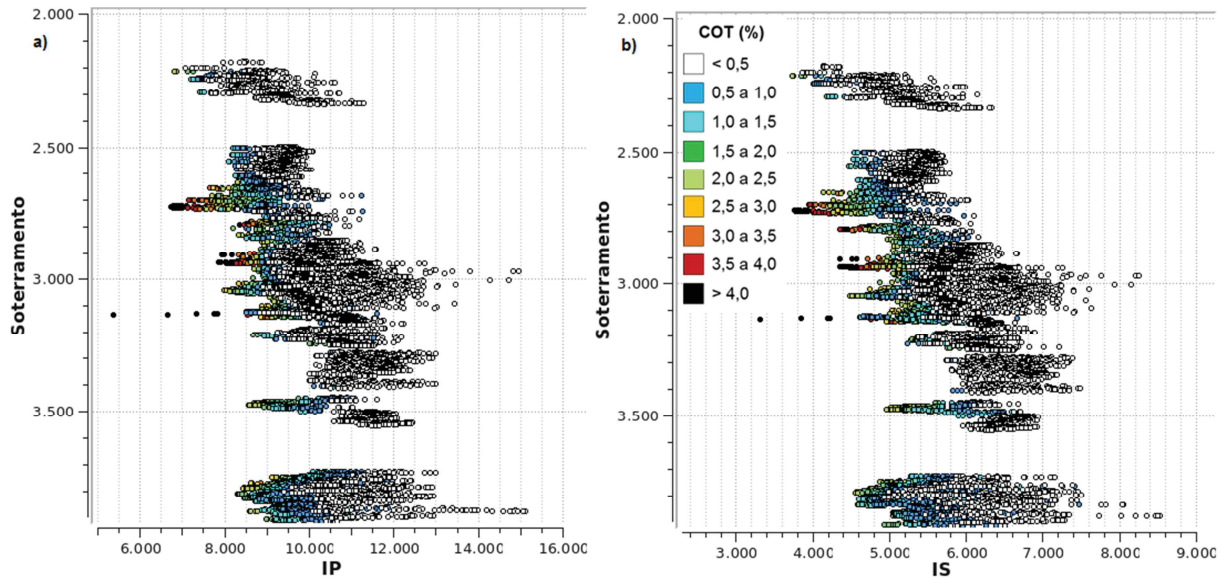


Figura 86: Gráficos, em relação ao soterramento, da impedância da onda P (a) - IP, m/s.g/cm<sup>3</sup>, e impedância da onda S (b) - IS, m/s.g/cm<sup>3</sup>. Os folhelhos ricos em matéria orgânica possuem impedâncias menores do que aqueles sem conteúdo orgânico para um mesmo soterramento.

A redução das impedâncias das ondas P e S com o aumento do valor do COT se torna mais evidente na Figura 87, onde os dois parâmetros são correlacionados. A análise foi discriminada considerando as faixas de soterramento, no intervalo entre 2200 m a 4000 m, visto que o aumento da compactação tende a aumentar a velocidade e a densidade das rochas pela redução da porosidade. Na Figura 87a, onde foram utilizados todos os dados independentemente do soterramento, observa-se uma sobreposição de valores de COT baixos em impedâncias baixas, correspondentes a valores de COT altos, conforme observado na Figura 86. Esses valores de COT são referentes aos dados do poço C, cujo conteúdo orgânico é pobre e o intervalo gerador se encontra menos soterrado. Nas Figura 87b, c e d, nas quais os dados foram separados por faixa de soterramento, nota-se uma melhor correlação do aumento do valor de COT com a diminuição das impedâncias P e S. Assim, na ausência de informações sobre a riqueza orgânica de uma rocha pelítica com soterramento acima de 2400 m com valores de IP inferiores a 9000 m/s.g/cm<sup>3</sup> e valores de IS inferiores a 5000 m/s.g/cm<sup>3</sup>, é alta a probabilidade da existência de altos conteúdos orgânicos na rocha (> 1%) e, quanto menores os valores de IP e IS, maior o valor de COT associado.

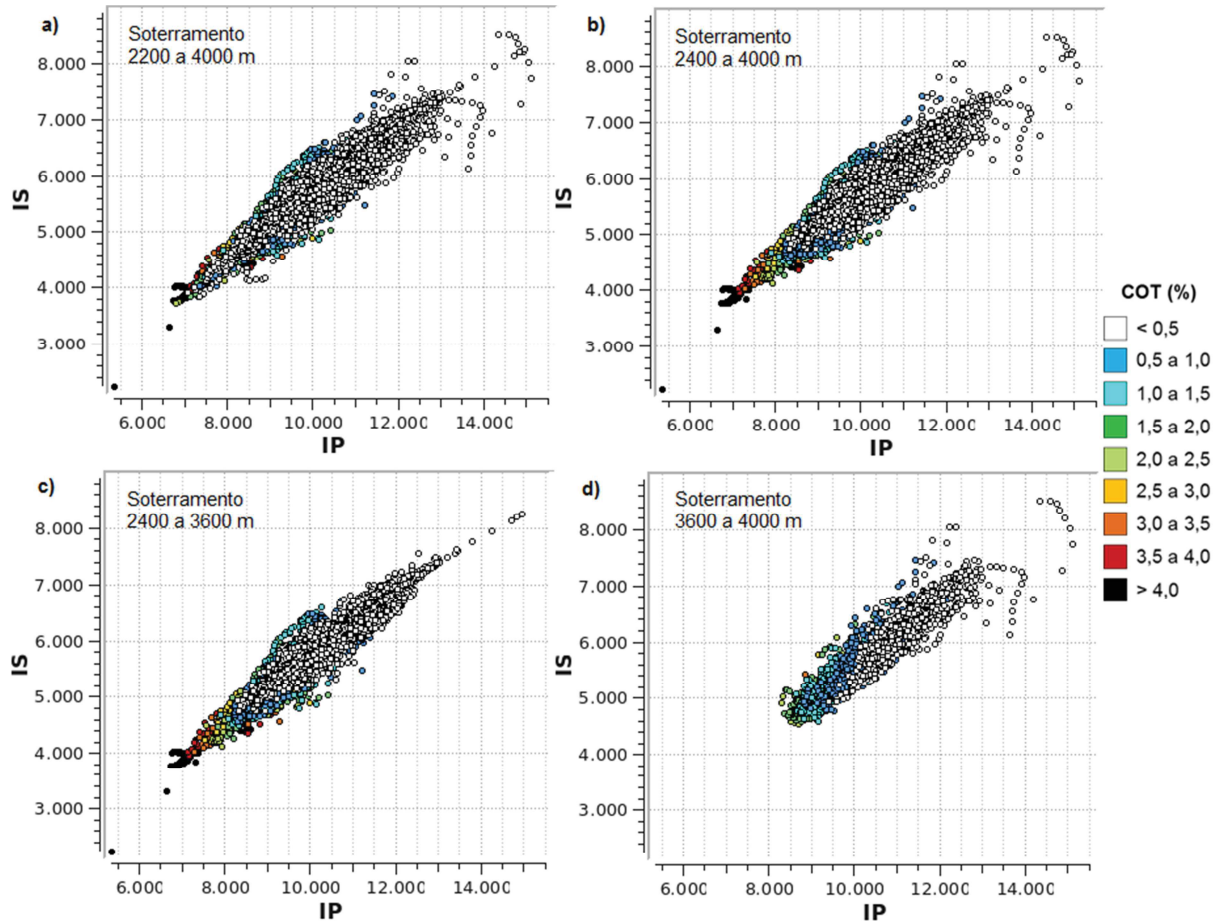


Figura 87: Relação entre as impedâncias das ondas P (IP, m/s.g/cm<sup>3</sup>) e S (IS, m/s.g/cm<sup>3</sup>) utilizando-se todas as amostras entre 2200 e 4000 m (a), amostras com soterramento acima de 2400 m (b), amostras com soterramento entre 2400 e 3600 m (c) e amostras com soterramento acima de 3600 m (d).

Comparando-se o COT calculado com a razão  $V_P/V_S$  (Figura 88), observa-se que não há uma relação clara do aumento do conteúdo orgânico com a redução (VERNIK e MILOVAK, 2011; SAYERS *et al.*, 2015) ou aumento (ESEME *et al.*, 2007; SUN *et al.*, 2014; LI *et al.*, 2015) da razão  $V_P/V_S$ , conforme observado por Qian (2013). Alguns autores (*e.g.* ZHU *et al.*, 2011; QIN, 2013; QIAN, 2013; SUN *et al.*, 2014) postulam que a ausência de correlação pode estar refletindo a variabilidade da composição mineral da matriz e/ou da evolução térmica da rocha geradora. Comparando-se estes parâmetros por faixa de soterramento que, neste caso, relaciona-se com a evolução térmica da rocha geradora, não se verificou a existência de uma correlação (Figura 88b, c, d). Essa correlação tampouco foi verificada quando a comparação ocorreu por área geográfica (Figura 88e, f), considerando a variação do provimento sedimentar indicada pelas diferentes tendências dos perfis de raios gama (Figura 75 e Figura 76). Com isso, para esclarecer a ausência de correlação, seria necessário efetuar análises de caracterização mineralógica das rochas amostradas para identificar os possíveis parâmetros que interferem nas respostas esperadas.

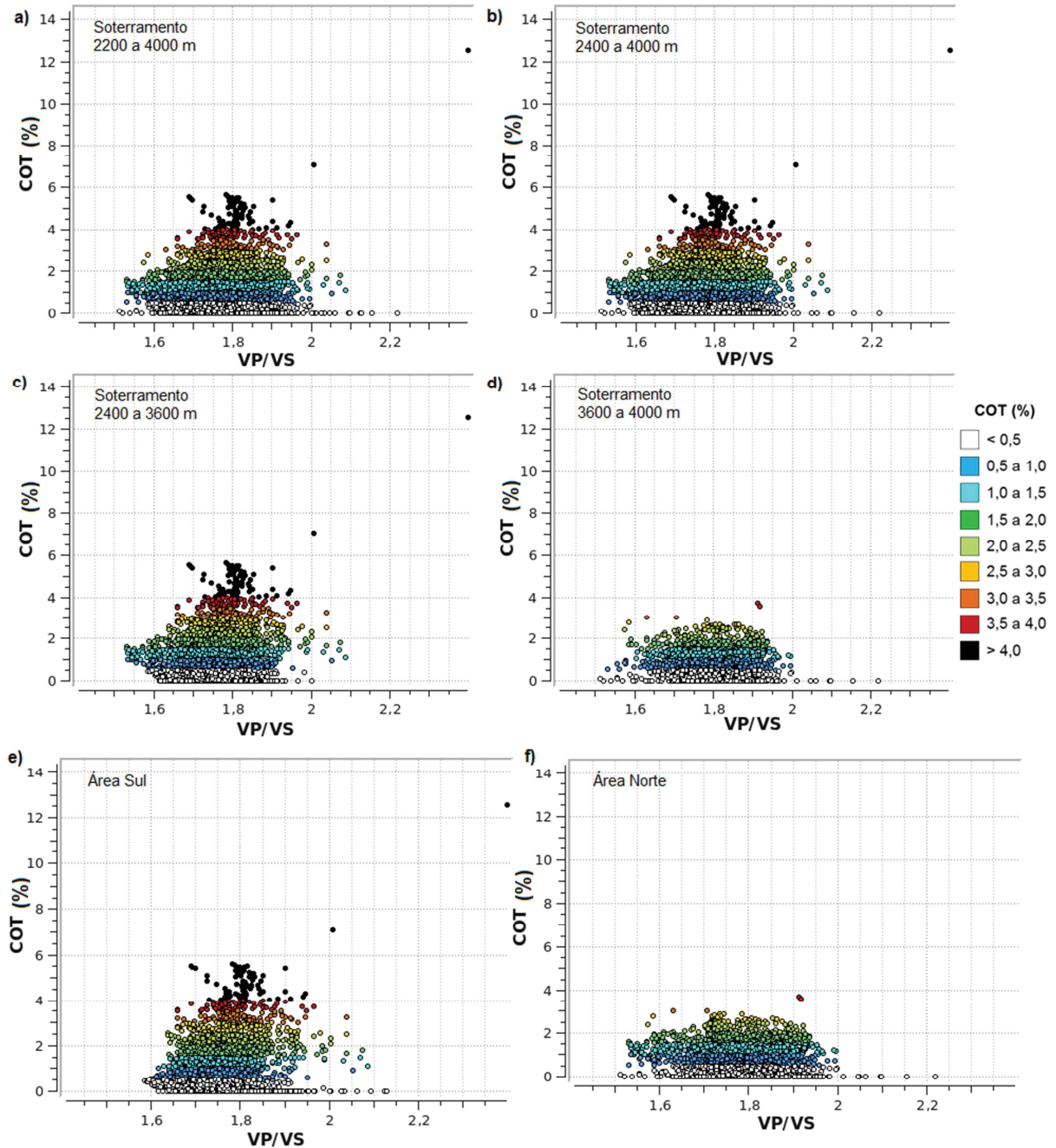


Figura 88: Gráfico da razão  $V_P/V_S$  versus carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %) utilizando-se todas as amostras entre 2200 e 4000 m (a), amostras com soterramento acima de 2400 m (b), amostras com soterramento entre 2400 e 3600 m (c), amostras com soterramento acima de 3600 m (d), amostras localizadas na porção sul da área de estudo (poços A, B, C, D e F) (e) e amostras localizadas na porção norte da área de estudo (poços F, G, H, I, J, K e L) (f).

Através da análise do *crossplot* da razão  $V_P/V_S$  com a diferença entre as impedâncias das ondas P e S, observam-se diferentes tendências que são agrupadas segundo os valores de COT calculados (Figura 89). A relação entre esses parâmetros possibilitou ajustar curvas aproximadas relacionadas a isovalores de COT. Um estudo mais aprofundado dessas relações permitirá obter funções que poderão ser implementadas em inversões elásticas para a estimação do conteúdo orgânico de maneira quantitativa, de modo semelhante a Hu *et al.*



(2015). Assim, com base nos valores de  $V_p/V_s$  e IP-IS, obtidos através de inversões de dados sísmicos, é possível quantificar o conteúdo orgânico do intervalo analisado. Da mesma forma, essas correlações devem ser efetuadas por faixa de soterramento.

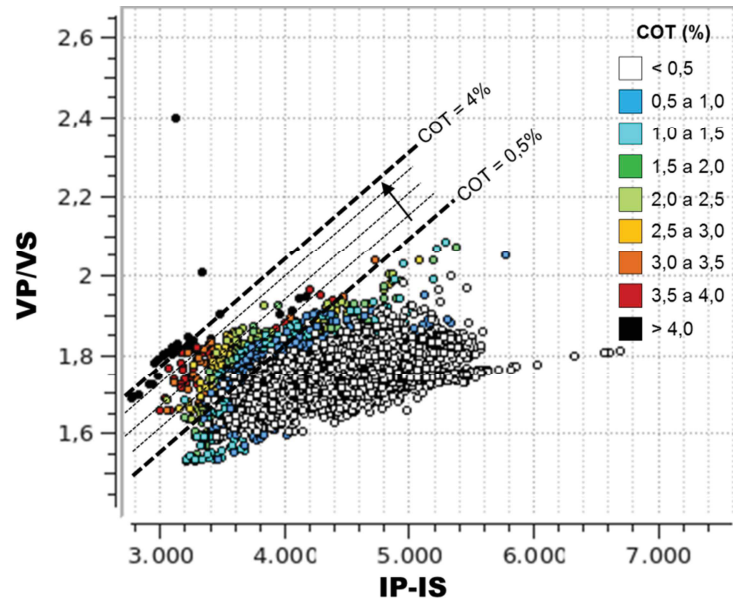


Figura 89: Gráfico da diferença entre as impedâncias das ondas P e S (IP-IS,  $m/s.g/cm^3$ ) versus razão  $V_p/V_s$  para soterramentos entre 2400 e 3600 m. As retas correspondem a isovalores de conteúdo orgânico calculado pelo método CARBOLOG.

Os traços sísmicos sintéticos confeccionados a partir dos perfis de densidade e sônico, com frequências centrais de 20 e 40 Hz, mostram a forte amplitude negativa no topo do intervalo gerador e uma forte amplitude positiva na base (Figura 90). A quantidade de matéria orgânica pode variar da escala milimétrica para dezenas de metros e pode não ser visível em dados com baixa frequência, respondendo às propriedades acústicas médias do intervalo (LOSETH *et al.*, 2011). Em dados sísmicos de alta frequência, a delimitação do topo e da base é mais precisa, sendo possível identificar variações do conteúdo orgânico dentro do intervalo gerador (Figura 90b). Assim como observado por Loseth *et al.* (2011; Figura 37), nos poços onde há o aumento gradual do conteúdo orgânico com a profundidade, a base da rocha geradora apresentou maiores amplitudes, em módulo, do que o topo deste intervalo.

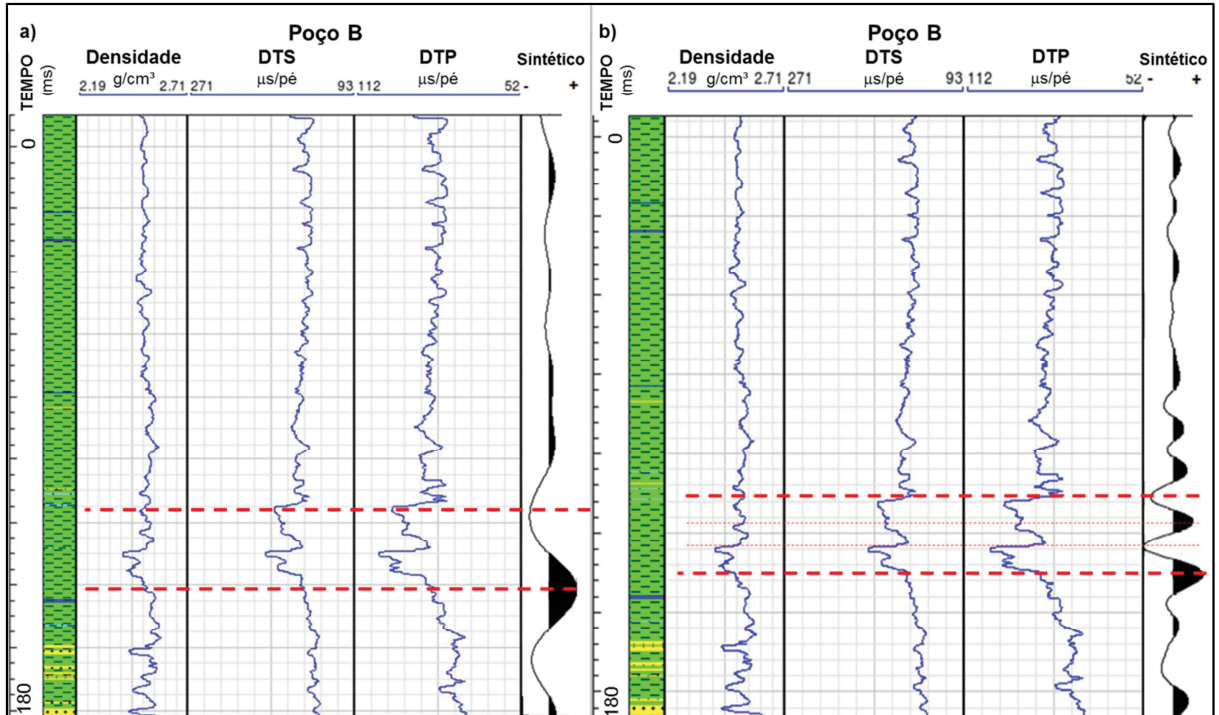


Figura 90: Traço sísmico sintético do poço B para frequências de 20 Hz (a) e 40 Hz (b) em função do tempo (ms). O tempo zero corresponde ao soterramento 2495 m. Em vermelho, foram identificados os topos e bases sísmicos do intervalo gerador. Em dados sísmicos de maior frequência é possível identificar variações do conteúdo orgânico no intervalo gerador.

Em concordância com a característica reportada na literatura (*e.g.* CARCIONE, 2001; LOSETH *et al.*, 2011; GADING *et al.*, 2012; YENUGU e HAN, 2013; SAYERS, 2013; LI *et al.*, 2015), os topos das rochas geradoras estão marcados por uma forte amplitude negativa que é reduzida com o aumento do ângulo de incidência (Figura 91b e Figura 92), caracterizando a classe de AVO do tipo 4. Nos poços onde há o aumento gradual do conteúdo orgânico para baixo, a base do gerador apresentou maiores amplitudes positivas, que decrescem com o aumento do ângulo de incidência (Figura 91c e Figura 92). Essas características, associadas à análise da continuidade do refletor sísmico, permitem distinguir se a ocorrência de fortes amplitudes negativas do topo do intervalo, no dado empilhado, é causada pela presença de rochas geradoras ou de rochas reservatório siliciclásticas preenchidas por óleo ou gás. Em geral, considera-se relativamente rara a presença de reservatórios siliciclásticos de classe 4 (AVSETH *et al.*, 2005) e são comumente associados a corpos restritos, enquanto rochas geradoras, em muitos casos, estão associadas a um refletor sísmico contínuo.

Dessa forma, em um gráfico de Intercepte *versus* Gradiente, os topos dos intervalos ricos em conteúdo orgânico apresentam intercepte negativo e gradiente positivo (Figura 91a e Figura 93), enquanto as bases apresentam intercepte positivo e gradiente negativo (Figura 91a e Figura 93). Comparando-se com os resultados dos modelos efetuados por Zhu *et al.* (2011;

Figura 39), os resultados da análise de AVO se assemelham aos da composição da rocha geradora com predomínio de minerais de argila, fornecendo uma indicação da composição preponderante do intervalo na área de estudo. Contudo, essa informação deve ser corroborada com estudos de caracterização mineralógica.

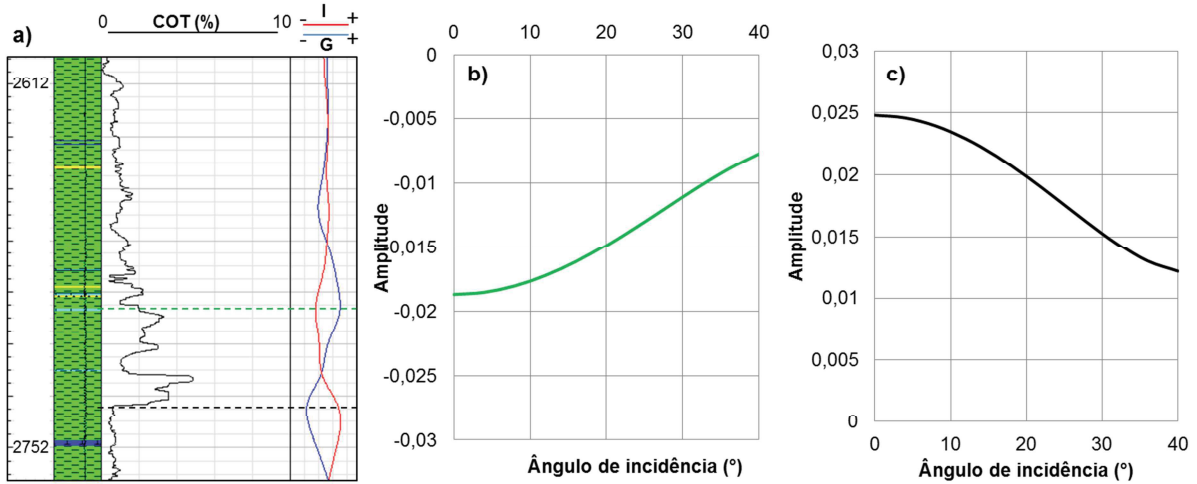


Figura 91: Exemplo da variação da amplitude com o aumento do ângulo de incidência para o poço B. Perfis de carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %), Intercepte (I) e Gradiente (G) em função do soterramento (a). Variação da amplitude com o ângulo de incidência (b) para o topo sísmico do gerador demarcado em verde na Figura a. Variação da amplitude com o ângulo de incidência (c) para a base sísmica do gerador demarcada em preto na Figura a.

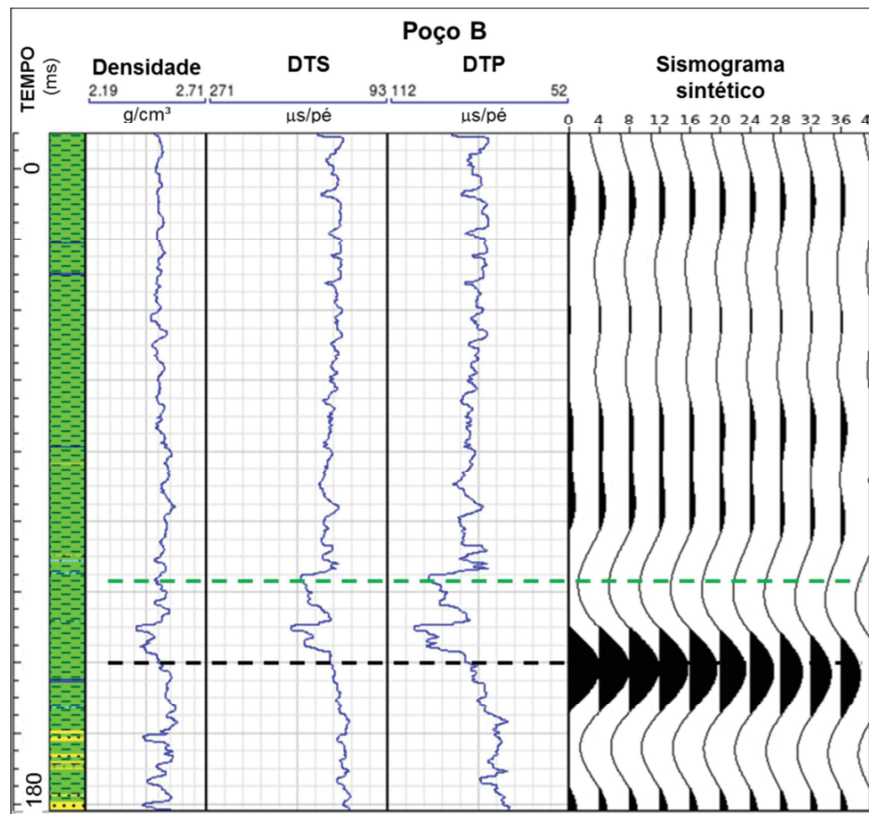


Figura 92: Sismograma sintético AVO do poço B gerado utilizando-se uma *wavelet* do tipo Ricker com frequência central de 20 Hz.

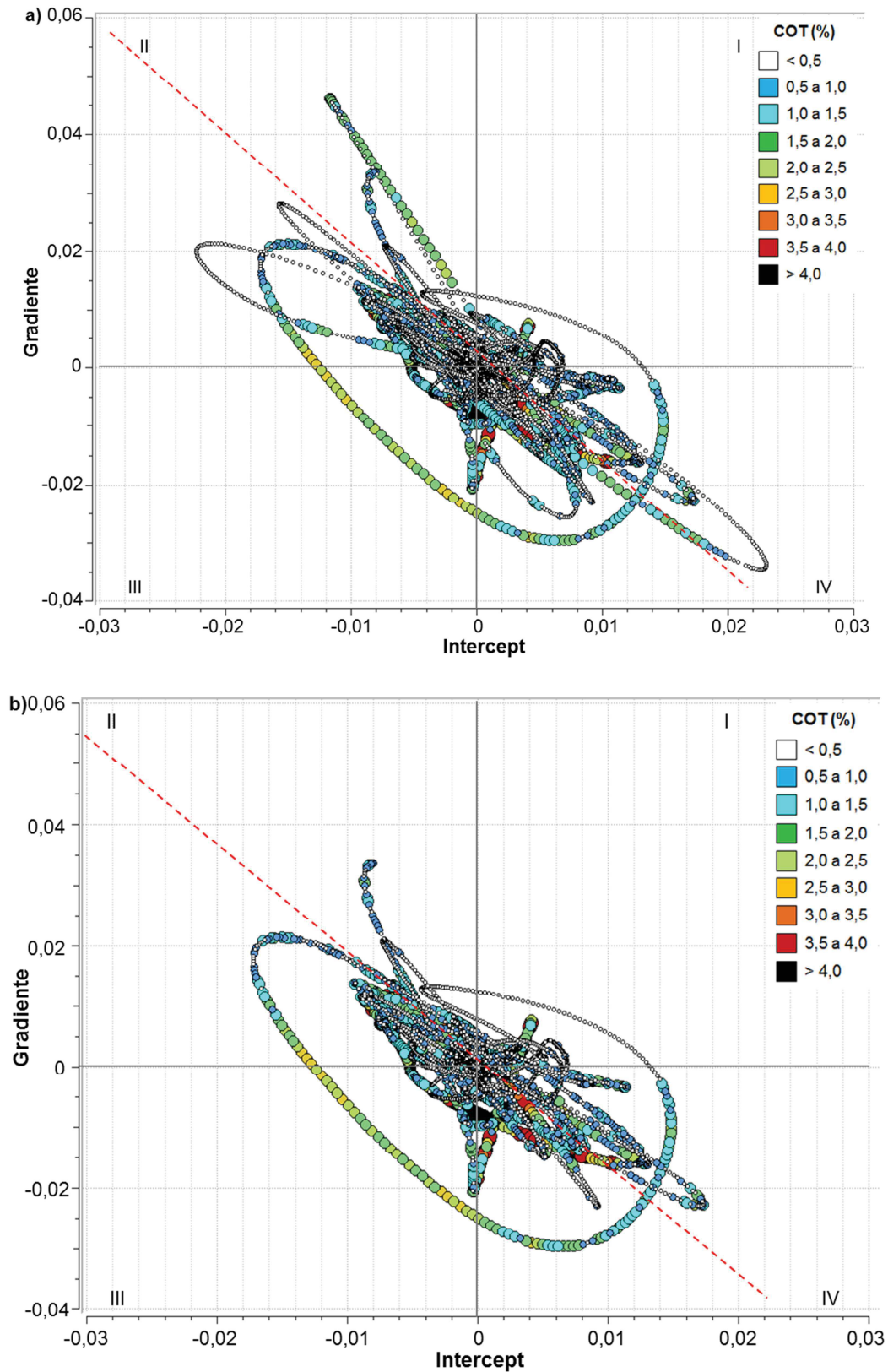


Figura 93: Gráfico de Intercepte *versus* Gradiente, com a identificação dos quadrantes, relacionado com o carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %) para todos os poços (a) e para os poços com predomínio de folhelhos e pouca intercalação com litologias com propriedades discrepantes – poços A, B, D, F, H, I e L (b). A tendência de fundo média está demarcada em vermelho.

Em função do perfil de aumento do COT para a base do intervalo nos poços que contêm maior riqueza orgânica, nota-se que os maiores valores de COT se encontram no quarto quadrante (Figura 93). Quando são selecionados valores de intercepte baixos (menores do que -0,005) e gradientes altos (maiores do que 0,01; Figura 94), obteve-se uma boa correlação com o topo do intervalo gerador nos poços para COT acima de cerca de 2% (Figura 95). Observa-se que, na maior parte dos casos, o desvio ortogonal é baixo (Figura 95), possuindo propriedades que se assemelham às litologias da linha de fundo. Em poucos casos essa seleção esteve relacionada com litologias não geradoras, como o caso do intervalo de soterramento de 3245 m do poço A e dos intervalos selecionados no poço K com intercalações de arenitos e folhelhos próximas aos folhelhos geradores. Essas ocorrências são exemplos de ambiguidades, que podem estar relacionadas à variação da mineralogia da rocha e/ou do fluido e ao efeito *tuning* ocasionado pela intercalação de camadas delgadas compostas por diferentes litologias. O método possui maior robustez, portanto, na presença de camadas ricas e espessas de folhelhos, sem intercalações com outras litologias com propriedades físicas distintas.

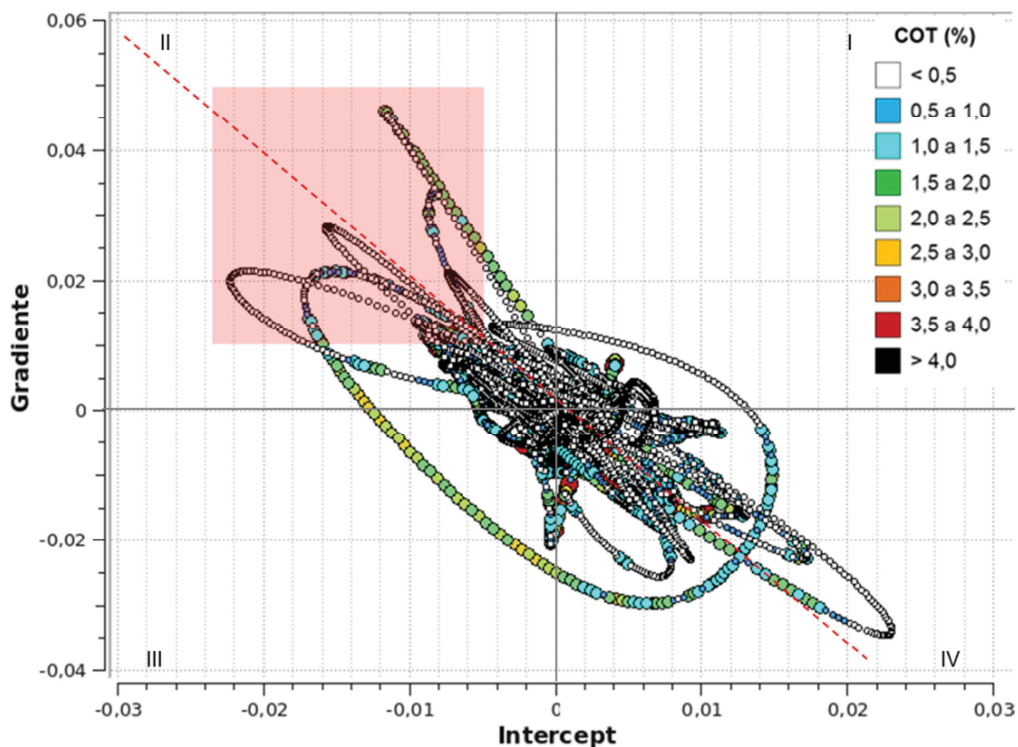


Figura 94: Gráfico de Intercepte *versus* Gradiente, com a identificação dos quadrantes, relacionado com o carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %) para todos os poços. A tendência de fundo média está demarcada em uma linha tracejada vermelha. O quadrado vermelho indica os valores de gradientes altos (maiores do que 0,01) e interceptes baixos (menores do que -0,005).

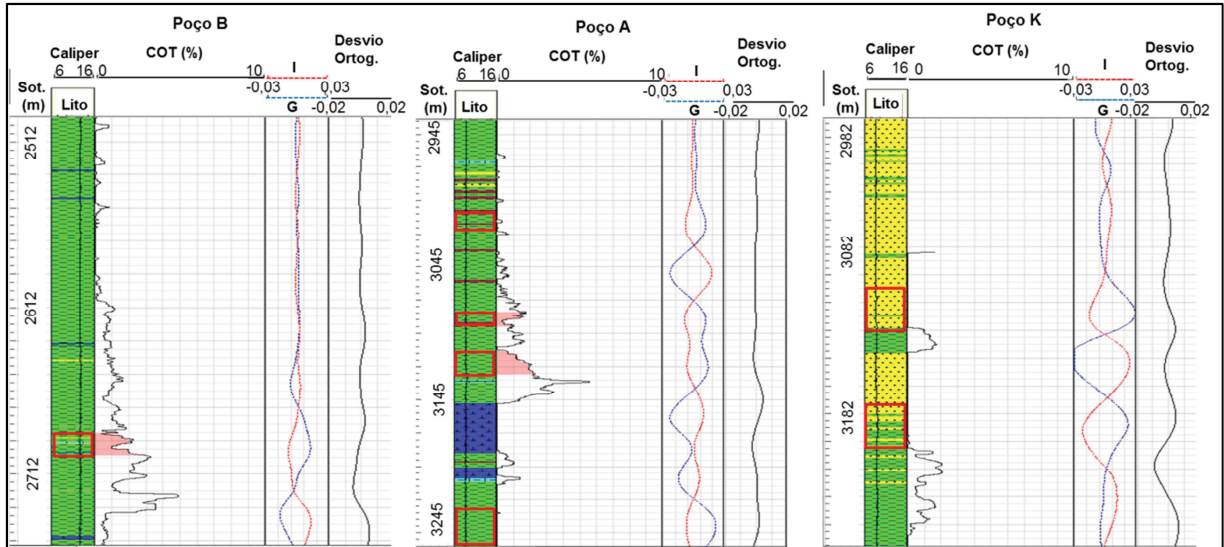


Figura 95: Perfis de litologia, caliper, carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT,%), intercepte (I), gradiente (G) e desvio ortogonal em função do soterramento. Foram exemplificados três poços (B, A, K) com os resultados das seleções de gradientes maiores do que 0,01 e interceptes menores do que -0,005 no gráfico Intercepte *versus* Gradiente. As capturas foram demarcadas em vermelho na coluna de litologia e na coluna de COT (%). A definição para todos os poços se encontra no Apêndice 3.

Da mesma forma, quando se selecionam valores de intercepte altos (maiores do que 0,005) e gradientes baixos (menores do que -0,01; Figura 96), obteve-se uma boa correlação com a base do intervalo gerador (Figura 97). Nos casos em que há um aumento gradual do conteúdo orgânico para a base da rocha geradora (*e.g.* poço B), a base apresenta uma variação de propriedades elásticas mais acentuada em relação à rocha subjacente. Portanto, a base do intervalo gerador foi melhor delimitada do que o topo, que apresenta uma menor variação de propriedades elásticas.

No caso da utilização do pulso Ricker de fase integrada para relacionar a resposta de AVO com as propriedades elásticas das camadas, nota-se, na Figura 98, que os altos valores de COT estão localizados no segundo quadrante. Ao selecionar valores de intercepte menores do que -0,005 e gradientes maiores do que 0,005 (Figura 98), obteve-se uma boa correlação com as camadas geradoras mais ricas (Figura 99). As incertezas apresentadas na Figura 95 para o poço K foram reduzidas através deste método. Porém, as espessuras indicadas são menores do que aquelas indicadas pelo método original, com *wavelet* fase zero. Portanto, sugere-se que a integração de diferentes metodologias possui potencial para a delimitação da seção geradora rica, com conteúdo orgânico superior a 2%.

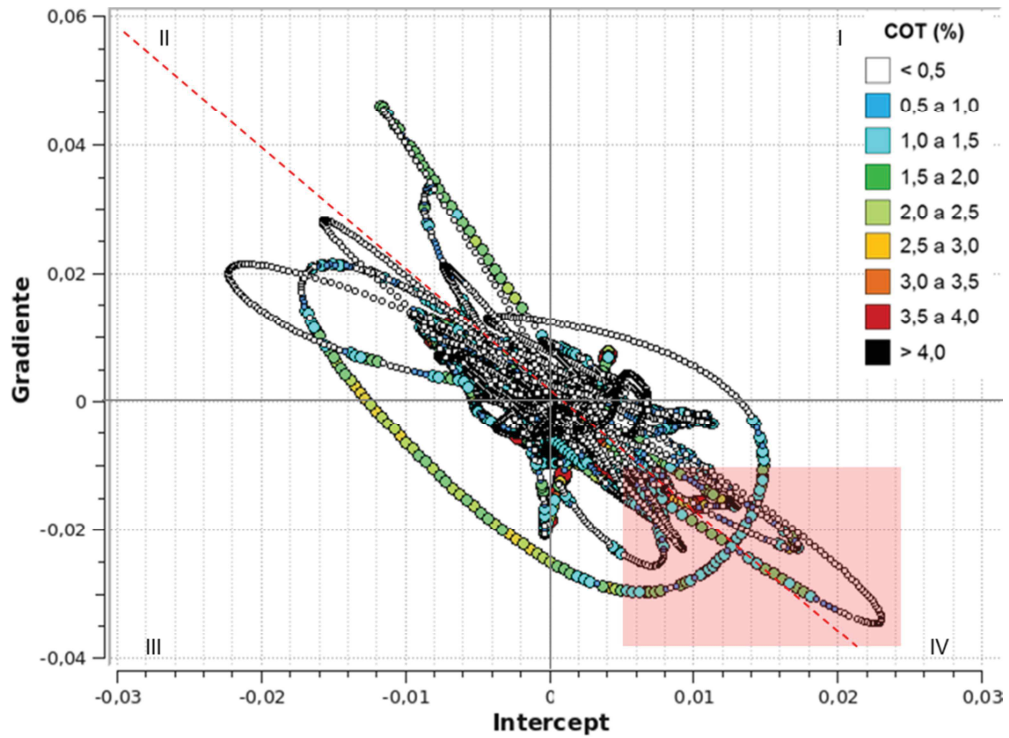


Figura 96: Gráfico de Intercepte *versus* Gradiente, com a identificação dos quadrantes, relacionado com o carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %) para todos os poços. O quadrado vermelho indica os valores de intercepte altos (maiores do que 0,005) e de gradientes baixos (menores do que -0,01).

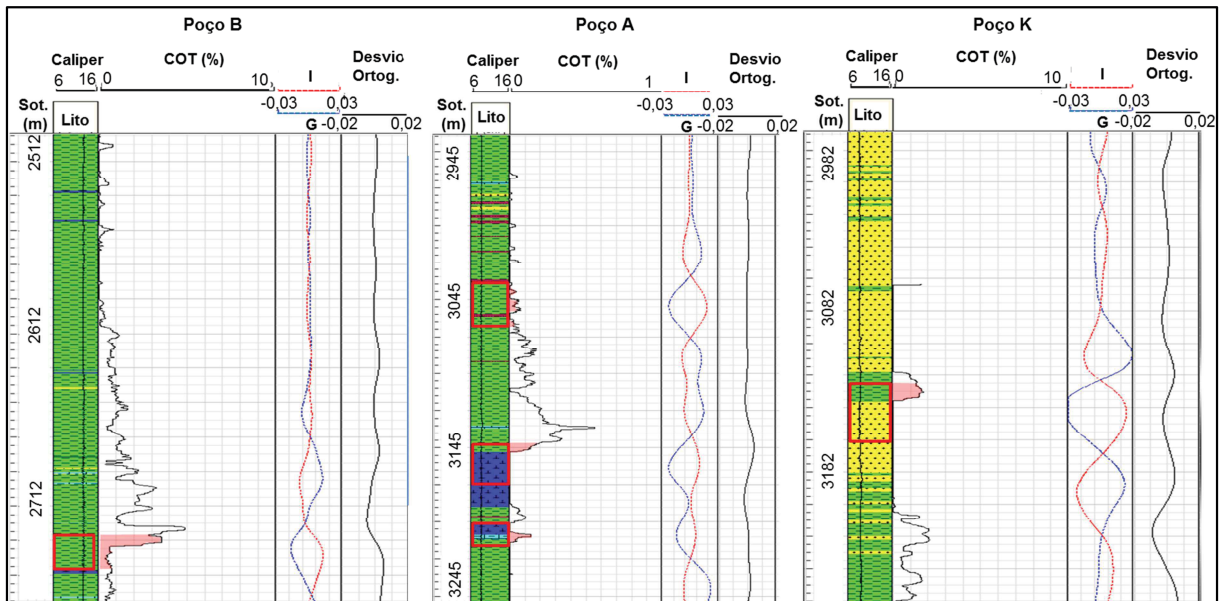


Figura 97: Perfis de litologia, caliper, carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT,%), intercepte (I), gradiente (G) e desvio ortogonal em função do soterramento. Foram exemplificados três poços (B, A, K) com os resultados das seleções de gradientes menores do que -0,01 e interceptes maiores do que 0,005 no gráfico Intercepte *versus* Gradiente. As seleções foram demarcadas em vermelho na coluna de litologia e na coluna de COT (%). A definição para todos os poços se encontra no Apêndice 4.

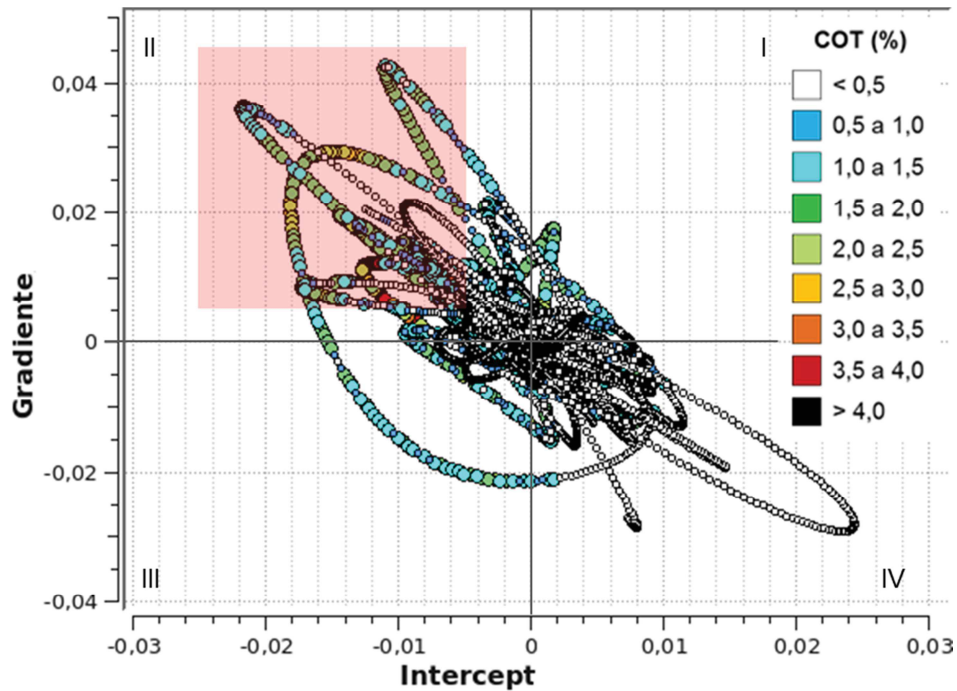


Figura 98: Gráfico de Intercepte *versus* Gradiente, com a identificação dos quadrantes, utilizando o pulso integrado, relacionado com o carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT, %). O quadrado vermelho indica os valores de gradientes altos (maiores do que 0,005) e interceptes baixos (menores do que -0,005).

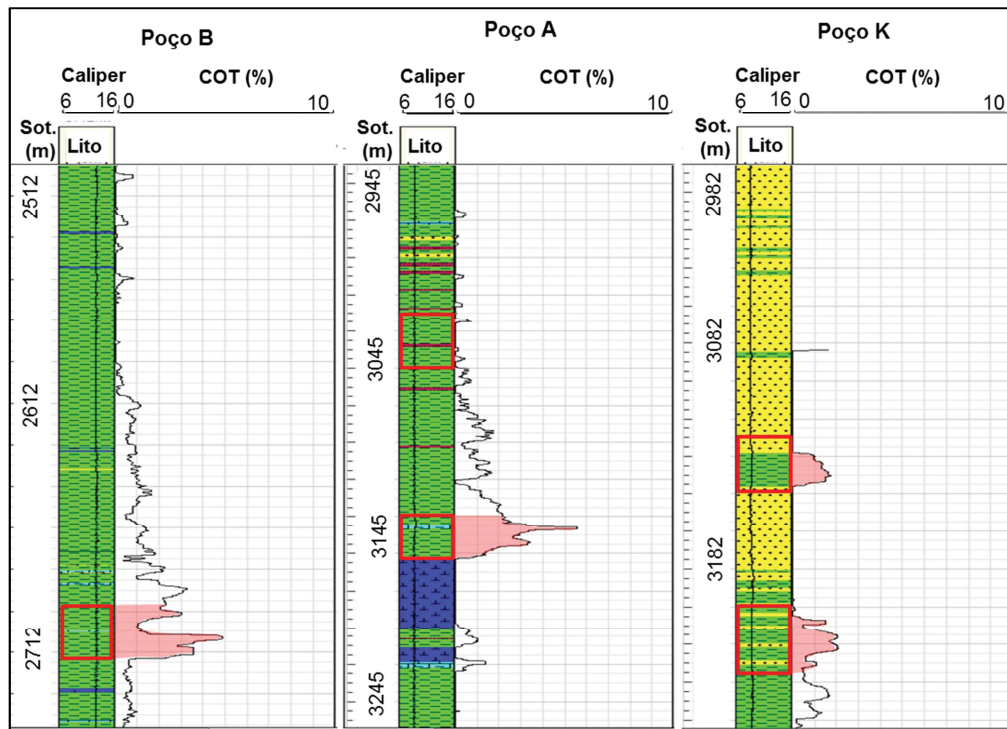


Figura 99: Perfis de litologia, caliper e carbono orgânico total calculado pelo método CARBOLOG (COT,%) em função do soterramento. Foram exemplificados três poços (B, A, K) com os resultados das seleções de gradientes maiores do que 0,005 e interceptes menores do que -0,005 no gráfico Intercepte *versus* Gradiente. As seleções foram demarcadas em vermelho na coluna de litologia e na coluna de COT (%). A definição para todos os poços se encontra no Apêndice 5.

Os resultados de impedância acústica e de análises de AVO apontam para um bom potencial de identificação de rochas geradoras ricas em matéria orgânica em dados sísmicos



pré- e pós-empilhamento. Porém, nos casos de intervalos de espessura delgada e intercalações de camadas finas com propriedades físicas muito variáveis, as amplitudes são alteradas devido ao efeito *tuning* e aumentam a complexidade das análises de AVO (ZHU *et al.*, 2011). Em dados sísmicos de baixa frequência, o resultado será função da média do intervalo, cujas variações laterais, quando não associadas à variação da matriz, refletem mudanças na espessura, conteúdo orgânico (quantidade e característica de aumento para o topo ou para a base do intervalo) e maturação da rocha geradora.

## 4 CONCLUSÕES

A análise dos dados provenientes de ensaios de Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise Rock-Eval permitiu identificar e caracterizar o intervalo potencialmente gerador de idade Cenomaniano-Turoniano em uma área *offshore* da Bacia do Espírito Santo. Na área de estudo, este intervalo é composto, predominantemente, por matéria orgânica tipo II/III e, embora prevaleçam baixo conteúdo orgânico e baixo potencial gerador (médias de 1,39 % de carbono orgânico total e de S<sub>2</sub> de 6,99 mg HC/g rocha, respectivamente), localmente foram identificadas maiores riquezas orgânicas com valores de COT de até 9,40 e de S<sub>2</sub> de até 59,27 mg HC/g rocha.

O estudo de séries naturais possibilitou a definição do topo da zona matura (soterramento de 2900 m), correspondente a uma T<sub>max</sub> de 440°C, e de expulsão de petróleo (soterramento de 3100 m) do intervalo analisado. Apesar do reduzido volume de amostras imaturas e não contaminadas por fluido de perfuração à base óleo, conjecturou-se que as principais influências sobre a riqueza e qualidade orgânica no intervalo gerador estejam relacionadas a alterações nos regimes de oxigenação da bacia. A oxigenação da coluna d'água, portanto, variou ao longo do tempo e do espaço. Os poços utilizados nesse trabalho constataram rochas que provavelmente foram depositadas em condições de coluna d'água que variaram de óxicas, disóxicas e localmente anóxicas. Na parte mais proximal, este intervalo não foi preservado, sugerindo um ambiente de alta energia e, conseqüentemente, alta oxigenação. Com base nos dados de COT e de Pirólise Rock-Eval analisados nos dois poços localizados na zona imatura, considera-se que o evento anóxico no intervalo do Cenomaniano-Turoniano na área de estudo da Bacia do Espírito Santo foi pouco expressivo.

As informações de perfis de raios gama total e espectral de urânio possibilitaram a análise do desenvolvimento da rocha geradora no arcabouço da estratigrafia de sequências e permitiram delimitar a superfície de inundação máxima. Nas proximidades dessa superfície ocorre um aumento abrupto da intensidade destes perfis, indicando o aumento da argilosidade e desenvolvimento de condições redutoras no substrato deposicional. Essas deduções fundamentam-se nas correlações diretas entre os valores de COT e IH mensurados nas amostras e as concentrações de urânio, onde os altos valores de COT e IH coincidiram com as maiores concentrações de urânio, reforçando a hipótese de condições redox variáveis ao longo do tempo, com picos de anoxia intermitentes. Após a superfície de inundação máxima, o perfil de raios gama total apresenta um padrão de raseamento ascendente, pela redução gradual da intensidade no trato de sistemas de mar alto. É acompanhado pela redução na

concentração orgânica, indicando a diluição dos compostos orgânicos devido ao aumento do suprimento sedimentar, e redução da qualidade da matéria orgânica, sugerindo o aumento relativo do nível de oxigenação da coluna d'água.

A comparação entre dois métodos de quantificação do carbono orgânico através dos perfis sônico e resistividade ( $\Delta\log R$  e CARBOLOG<sup>®</sup>) resultou em uma melhor calibração dos dados mensurados pelo método CARBOLOG. Este método possui a vantagem de eliminar os intervalos de arenitos e carbonatos após a seleção dos polos do triângulo, calculando valores de COT apenas para rochas pelíticas. No caso do  $\Delta\log R$ , deve-se conhecer a variação litológica, já que, por exemplo, arenitos com óleo ou gás também resultam na separação entre as curvas de resistividade e sônico. Porém, o CARBOLOG necessita de mais parâmetros para calibração do que o  $\Delta\log R$ , parâmetros esses que são raramente obtidos por medidas diretas, devendo-se utilizar aproximações obtidas na literatura. Apesar de, nesse estudo, oferecer uma calibração de qualidade inferior à do CARBOLOG, o método  $\Delta\log R$  pode ser mais apropriado em estudos de caráter expedito, de modo qualitativo.

As variações no conteúdo orgânico, bem como as espessuras potencialmente geradoras, foram melhor determinadas na aplicação dos métodos baseados em perfis de poços do que apenas com medidas de laboratório. Com base nos perfis de COT calculados pelo método CARBOLOG, estimam-se espessuras médias de rocha geradora com bom potencial petrolífero (COT > 1%) de 48 m, podendo atingir 98 m. A obtenção de valores de COT contínuos ao longo do intervalo ressaltou o fato de que as maiores concentrações orgânicas estão localizadas na superfície de inundação máxima. Porém, o COT, isoladamente, não fornece informações sobre o potencial gerador da rocha. A alta correlação entre os dados de COT e  $S_2$  nessa seção do Cenomaniano-Turoniano da Bacia do Espírito Santo, mensurados em um mesmo nível de maturação térmica, possibilitou a estimativa do valor de  $S_2$ , de maneira contínua, para os poços com maturação equivalente.

Os dados de perfis de poços apresentam tendências proporcionais ao aumento do carbono orgânico total, com exceção do perfil de resistividade, que pode estar relacionado com a maturação térmica. Com o aumento do valor de COT, foram observados o aumento da porosidade neutra, a diminuição da densidade, o aumento do sônico compressional, o aumento do sônico cisalhante e o aumento dos raios gama total e espectral de urânio, tório e potássio, notadamente de urânio. Os perfis de raios gama natural e raios gama espectral de potássio indicam fontes do suprimento sedimentar distintas na porção norte da área de estudo em relação à porção sul. A diferença entre o perfil sônico cisalhante mensurado e o calculado

pela equação empírica proposta por Castagna *et al.* (1985) para rochas pelíticas se correlaciona com o aumento do conteúdo orgânico, sendo um indicador qualitativo potencial para a identificação de intervalos pelíticos com potencial para geração de petróleo que requerem avaliação geoquímica de detalhe.

As reduções da densidade e das velocidades P e S (aumento dos perfis sônicos) resultaram na diminuição das impedâncias das ondas P e S com o aumento do conteúdo orgânico, intensificando o contraste de impedância entre a rocha geradora e as camadas sobre e subjacentes. Estima-se que, na área de estudo, rochas pelíticas com soterramentos superiores a 2400 m, valores de IP inferiores a 9000 m/s.g/cm<sup>3</sup> e valores de IS inferiores a 5000 m/s.g/cm<sup>3</sup> possuam alto conteúdo orgânico (> 1%). A razão entre as velocidades P e S ( $V_P/V_S$ ), nos dados analisados, não apresenta correlação com o conteúdo orgânico. Apenas quando essa razão foi correlacionada com a diferença entre as impedâncias (IP-IS), verificou-se relação com o aumento do COT. Essas relações possuem potencial para serem testadas em inversões elásticas de dados sísmicos e, com isso, obter uma estimativa da presença e da riqueza da rocha geradora em escalas 2D e 3D.

Os traços sísmicos sintéticos confeccionados a partir dos dados de poços mostram a forte amplitude negativa no topo do intervalo gerador e uma forte amplitude positiva na base. Nos poços onde há um aumento gradual do conteúdo orgânico para baixo, a base do gerador apresentou maiores amplitudes, em módulo, do que o topo deste intervalo. Estas amplitudes, através da análise de AVO, decrescem, em módulo, com o aumento do ângulo de incidência. Portanto, em um gráfico de Intercepte *versus* Gradiente, os topos dos intervalos ricos em conteúdo orgânico (aproximadamente 2%) apresentam baixos interceptes negativos e altos gradientes positivos, enquanto as bases, que em geral possuem maior conteúdo orgânico, apresentam altos interceptes positivos e baixos gradientes negativos. No caso da aplicação da análise para a obtenção das propriedades da camada, os altos valores de COT estão localizados no segundo quadrante. Foi possível obter uma boa correlação com as camadas geradoras mais ricas, embora as espessuras relacionadas sejam menores do que aquelas indicadas pelo método original, relativo às interfaces.

Os resultados de impedância acústica e de análises de AVO apontam para um bom potencial de identificação das rochas geradoras do Cenomaniano-Turoniano ricas em conteúdo orgânico (COT acima de 2%) e espessas através de dados sísmicos pré- e pós-empilhamento na Bacia do Espírito Santo. Nos casos de intervalos com espessura delgada e/ou com intercalações de camadas finas com propriedades físicas muito variáveis, as amplitudes podem ser alteradas devido ao efeito *tuning* e aumentam a complexidade das

análises de AVO. Em dados sísmicos de baixa frequência, o resultado será função da média do intervalo, cujas variações laterais, quando não associadas à variação da matriz, refletem mudanças na espessura, conteúdo orgânico (quantidade e característica de aumento para o topo ou para a base do intervalo) e maturação da rocha geradora. Portanto, devem-se integrar diferentes metodologias e atributos sísmicos, agregados ao conhecimento geológico da área, para dirimir a ocorrência de ambiguidades na interpretação da identificação de rochas geradoras.

## 5 RECOMENDAÇÕES

Em áreas de exploração, recomenda-se efetuar um adensamento na amostragem da rocha geradora, para que sua caracterização seja procedida com maior rigor, e a extrapolação para outras áreas, menos conhecidas, seja realizada com maior robustez. No caso do uso do método CARBOLOG, aconselham-se as medidas da densidade da matéria orgânica e dos elementos presentes, para a obtenção da razão carbono/matéria orgânica, com o intuito de reduzir as incertezas da estimativa do carbono orgânico total.

Para melhor compreender o gatilho e a variação das condições paleoredox na bacia sedimentar durante a época da deposição da rocha geradora, recomenda-se associar dados de bioestratigrafia com dados de geoquímica da matéria orgânica, tais como estudo de palinofácies, lâminas petrográficas, biomarcadores e isotopia do carbono orgânico (*e.g.* JENKYNS *et al.*, 1987; MELLO *et al.*, 1989; ARAÚJO, 2001; JENKYNS, 2010). Podem-se agregar também informações da fração inorgânica, como estudo de metais-traço (*e.g.* Zn, V e Mo), isótopos de carbono inorgânico e de Ósmio e Rênio (*e.g.* ARAÚJO, 2001; JENKYNS, 2010; DU VIVIER *et al.*, 2014).

As análises de caracterização mineralógica das rochas constituem-se em importantes parâmetros para identificação das diferenças entre a composição mineralógica das porções norte e sul da área de estudo, discriminadas através dos perfis de raios gama natural, podendo explicar as possíveis causas das variações da razão  $V_P/V_S$ , que podem ser dúbias quando a composição da matriz é incerta conforme discutido na literatura (*e.g.* ESEME *et al.*, 2007; ZHU *et al.*, 2011; VERNIK e MILOVAK, 2011; QIAN, 2013; QIN, 2013; SUN *et al.*, 2014; SAYERS *et al.*, 2015; LI *et al.*, 2015).

Embora os perfis geofísicos de poços forneçam informações com melhores resoluções verticais do que dados sísmicos, eles são dispersos na bacia e provêm apenas informações locais. A depender da distribuição geográfica dos poços e da representatividade das amostras, a visão regional do potencial de geração de uma bacia sedimentar torna-se complexa. Dessa forma, recomenda-se o mapeamento de fácies orgânicas (quantidade, qualidade e maturação) dentro de um arcabouço estratigráfico para que se possa reconhecer sua variação e extensão lateral. A associação da natureza e preservação da matéria orgânica com o preenchimento sedimentar da bacia pode ser deduzida através de modelagens numéricas de fácies orgânicas. Esses parâmetros também podem ser inferidos através de métodos indiretos, como dados sísmicos. A inversão sísmica é uma técnica eficiente para inferir propriedades petrofísicas das rochas e, em conjunto com informações acopladas de

perfis geofísicos, análises de rocha e da distribuição orgânica obtida através de modelagens numéricas, permitirá uma caracterização integrada do intervalo potencialmente gerador (quantidade de matéria orgânica e sua evolução térmica) com boa resolução vertical e lateral. A integração desses resultados, estabelecendo relações com atributos e inversão elástica, resultará em estimativas mais robustas dos parâmetros da rocha geradora com boa resolução vertical e lateral.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAHÃO, D. Caracterização de rochas geradoras através de perfis elétricos: Exemplo de aplicação na Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos. Petrobras, Relatório Interno, maio 1989.

AKI, K.; RICHARDS, P. G. **Quantitative Seismology: Theory and Methods**. San Francisco: W.H. Freeman, 1980. p. 576-580.

ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. **Basin Analysis: Principles and Applications**. Second Edition. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 2005. 549 p.

ARAÚJO, L. M. Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências deposicionais Irati. 2001. v.1. 307 f. Tese (Doutor em Ciências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

ARAÚJO, L. M.; PENTEADO, H. L. B. Síntese da nomenclatura e conceitos dos principais recursos de petróleo (óleo e gás) não convencional. Petrobras, Relatório Interno, 9 p, 2013.

ARAÚJO, C. V.; HENZ, G. I.; MENEZES, T. R.; CONDÉ, V. C. Estudo de maturação e qualidade da matéria orgânica de poços da área *offshore* da Bacia do Espírito Santo. Petrobras, Relatório Interno, 138 p, maio 2003.

ARCHIE, G. E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of the AIME, v. 146, n. 1, p. 54-62, Jan. 1942.

ARTHUR, M. A.; SCHLANGER, S. O. Cretaceous 'Oceanic Anoxic Events' as Causal Factors in Development of Reef-Reservoired Giant Oil Fields. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, v. 63, n. 6, p. 870-885, June 1979.

ÁVILA, R. Bacia do Espírito Santo: Sumário Geológico e Setores em Oferta. Agência Nacional Do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Décima Terceira Rodada De Licitações. Superintendência de Definição de Blocos SDB, 2015.

AVSETH, P.; MUKERJI, T.; MAVKO, G. **Quantitative seismic interpretation: Applying Rock Physics to Reduce Interpretation Risk**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 359 p.

AVSETH, P.; DRÆGE, A., VAN WIJNGAARDEN, A. J.; JOHANSEN, T. A.; JØRSTAD, A. Shale rock physics and implications for AVO analysis: A North Sea demonstration. The Leading Edge, v. 27, n. 6, p. 788-797, June 2008.

BEHURA, J.; BATZLE, M.; HOFMANN, R. Shear properties of oil shales. In: ANNUAL INTERNATIONAL MEETING, 76., 2006, New Orleans. **Expanded Abstracts...** New Orleans: SEG, 2006. p. 1973-1977.

BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Empresa de Pesquisa Energética. **Zoneamento Nacional de Recursos de Óleo e Gás**. Ciclo 2015-2017. Brasília: MME/EPE, 2017.



BROWNFIELD, M. E.; CHARPENTIER, R. R. Geology and Total Petroleum Systems of the Gulf of Guinea Province of West Africa. U.S. Virginia: Geological Survey Bulletin, n. 2207-C, 32 p., 2006.

BRUSH, E.; FIDUK, J. C.; LOVE, F.; GIBBS, P.; BRINK-LARSEN, S.; FARROW, G. The Rio Doce canyon system in the northern Espírito Santo basin, offshore Brazil: a model for interpreting ancient deep-water sand transportation fairways. *American Association of Petroleum Geologists Search and Discovery Article*, v. 30028, 7 p., 2004.

CARCIONE, J. M. A model for seismic velocity and attenuation in petroleum source rocks. *Geophysics*, v. 65, n. 4, p. 1080-1092, July-Aug. 2000.

CARCIONE, J. M. AVO effects of a hydrocarbon source-rock layer. *Geophysics*, v. 66, n. 2, p. 419-427, Mar-Apr. 2001.

CARPENTIER, B.; HUC, A.Y.; BESSEREAU, G. Wireline logging and source rocks estimation of organic carbon by the CARBOLOG method. *The Log Analyst*, v. 32, n. 3, p. 279–297, May-June 1991.

CASTAGNA, J. P. AVO analysis—Tutorial and review. In: CASTAGNA, J. P.; BACKUS, M. M. (Ed.) **Offset-dependent reflectivity: Theory and practice of AVO analysis**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1993, v. 8, p. 3-36.

CASTAGNA, J. P.; BATZLE, M. L.; EASTWOOD, R. L. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, v. 50, n. 4, p. 571-581, Apr. 1985.

CASTAGNA, J. P.; SWAN, H. W. Principles of AVO crossplotting. *The Leading Edge*, v. 16, n. 4, p. 337-344, Apr. 1997.

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P.; BLUM, M. D.; DALRYMPLE, R. W.; ERIKSSON, P. G.; FIELDING, C. R.; FISHER, W. L.; GALLOWAY, W. E.; GIBLING, M. R.; GILES, K. A.; HOLBROOK, J. M.; JORDAN, R.; KENDALL, C. G. St. C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O. J.; MIALL, A. D.; NEAL, J. E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H. W.; PRATT, B. R.; SARG, J. F.; SHANLEY, K.W.; STEEL, R. J.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E.; WINKER, C. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, v. 92, n. 1, p. 1-33, 2009.

COE, A. L. **The sedimentary record of sea-level change**. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 288 p.

CONNOLLY, P. Elastic impedance. *The Leading Edge*, v. 18, n. 4, p. 438-452, Apr. 1999.

CRAIN, E.R. Crain's Petrophysical Handbook. Disponível em: <https://www.spec2000.net/01-resdesc.htm>. Acesso em: 27 dez. 2017.

CREANEY, S.; PASSEY, Q. R. Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework. *AAPG Bulletin*, v. 77, n. 3, p. 386-401, 1993.

CUNHA, A. A. S. Cicloestratigrafia no Cenomaniano Superior e Turoniano do Oceano Atlântico Sul. 2001. 367 f. Tese (Doutor em Ciências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

D'ÁVILA, R. S. F.; BIASSUSI, A. S.; GUIRRO, A. C.; BRANDÃO, J. R. Urucutuca-Urucutuca (?): A new Petroleum System in Espírito Santo Basin, Brazil. AAPG Search and Discovery Article, v. 90933, 1998.

DEMAISON, G. J.; MOORE, G. T. Anoxic environments and oil source bed genesis. Organic Geochemistry, v. 2, n. 1, p. 9-31, Aug. 1980.

DEMBICKI, H. **Practical Petroleum Geochemistry for Exploration and Production**. Elsevier, 2016. 342 p.

DOVETON, J. H. Lithofacies and geochemical facies profiles from nuclear wireline logs: new subsurface templates for sedimentary modelling. Sedimentary modelling-computer simulations and methods for improved parameter definition. Kansas Geol. Soc. Bull, v. 233, p. 101-110, 1991.

DURAND, B.; NICAISE, G. Procedure for kerogen isolation. In: DURAND, B. (Ed.) **Kerogen: Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rock**. Paris: Editions Technip, 1980. p. 35-53.

DU VIVIER, A. D. C.; SELBY, D.; SAGEMAN, B. B.; JARVIS, I.; GRÖCKE, D. R.; VOIGT, S. Marine  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  isotope stratigraphy reveals the interaction of volcanism and ocean circulation during Oceanic Anoxic Event 2. Earth and Planetary Science Letters, v. 389, p. 23-33, 2014.

ESEME, E.; URAI, J. L.; KROOSS, B. M.; LITTKE, R. Review of mechanical properties of oil shales: implications for exploitation and basin modelling. Oil Shale, v. 24, n. 2, p. 159-175, 2007.

ESPITALIÉ, J.; LAPORTE, J. L.; MADEC, M.; MARQUIS, F.; LEPLAT, P.; PAULET, J.; BOUTEFEU, A. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Revue de l'Institut français du Pétrole, v. 32, n. 1, p. 23-42, 1977.

ESPITALIÉ, J.; DEROO, G.; MARQUIS, F. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Troisième partie. v. 41, n. 1, p. 73-89, janv-févr. 1986.

ESTRELLA, G.; MELLO, M. R.; GAGLIANONE, P. C.; AZEVEDO, R. L. M.; TSUBONE, K.; ROSSETTI, E.; CONCHA, J.; BRUNING, I. M. R. A. The Espírito Santo Basin (Brazil) source rock characterization and petroleum habitat. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Petroleum geochemistry and basin evaluation, Tulsa, AAPG Memoir n. 35, p. 253-271, 1984.

FERTL, W. H.; CHILINGARIAN, G. V.; YEN, T. Organic Carbon Content and Source Rock Identification Based on Geophysical Well Logs. Energy Sources, v. 8, n. 4, p. 381-439, 1986.

- FORSTER, A.; KUYPERS, M. M. M.; TURGEON, S. C.; BRUMSACK, H. J.; PETRIZZO, M. R.; DAMSTÉ, J. S. S. The Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event in the South Atlantic: New insights from a geochemical study of DSDP Site 530A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 267, n. 3, p. 256-283, July 2008.
- FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. R. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p.501-509, jan.-mar. 2007.
- FRANCISCO, C.; MAGALHÃES, P. M.; MARTINS, F. Gerador Marinho nas Bacias de Campos e Espírito Santo. *Petrobras, Relatório Interno*, dez. 2001.
- FROTA, E. S. T.; GUTHRIE, J. M. Caracterização geoquímica dos óleos da Bacia do Espírito Santo; Classificação por análise estatística de componentes principais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6., 1997, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1997. p. 493-496.
- GADING, M.; WENSAAS, L.; LØSETH, H. Source rocks from seismic, Part-2—Applications. In: EAGE CONFERENCE & EXHIBITION INCORPORATING, 74., 2012, Copenhagen. **Extended Abstracts...** Copenhagen: EAGE, 2012. 5 p.
- GARDNER, G. H. F.; GARDNER, L. W.; GREGORY, A. R. Formation velocity and density—The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, v. 39, n. 6, p. 770-780, 1974.
- GONÇALVES, F. T. T.; ARAUJO, C. V.; PENTEADO, H. L. B.; HAMSÍ JR., G. P.; FROTA, E. S. T.; SOLDAN, A. L. Séries naturais: aplicação no estudo da geração e expulsão do petróleo e no mapeamento de *oil-kitchens*. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v. 11, n. 1/2, p. 116-131, jan.-dez. 1997.
- GUZZO, J. V. P. Geoquímica de hidrocarbonetos da Bacia do Espírito Santo. *Petrobras, Relatório Interno*, Maio 2008.
- GUZZO, J. V. P.; MANN, U.; FELIX, M.; MAJEWSKA-BILL, M. 3D source-rock modelling of the Espirito Santo Basin, Brazil. *AAPG Search and Discover Article*, n. 90100, 2009.
- HEDGES, J. I.; KEIL, R. G. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry*, v. 49, n. 2-3, p. 81-115, Jan. 1995.
- HOOD, A.; GUTJAHR, C. C. M.; HEACOCK, R. L. Organic metamorphism and generation of petroleum. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Texas, v. 59, n. 6, p. 986-996, June 1975.
- HU, R.; VERNIK, L.; NAYVELT, L.; DICMAN, A. Seismic inversion for organic richness and fracture gradient in unconventional reservoirs: Eagle Ford Shale, Texas. *The Leading Edge*, v. 34, n. 1, p. 80-84, Jan. 2015.

HUC, A. Y. Aspects of depositional processes of organic matter in sedimentary basins. In: MATTAVELLI, L.; NOVELLI, L. (Ed.). **Advances in Organic Geochemistry** 1987. Oxford: Organic Geochemistry, 1988, v. 13, p. 263-72.

HUNT, D.; TUCKER, M. E. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 1-9, Sept. 1992.

JACQUIN, T.; DE GRACIANSKY, P. Ch. Cyclic fluctuations of anoxia during Cretaceous time in the South Atlantic Ocean. *Marine and Petroleum Geology*, v. 5, n. 4, p. 359-369, 1988.

JENKYN, H. C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society, London*, v. 137, p. 171-188, Apr. 1980.

JENKYN, H. C. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 11, n. 3, 2010.

JENKYN, H. C.; DICKSON, A. J.; RUHL, M.; VAN DEN BOORN, S. H. J. M. Basalt-seawater interaction, the Plenus Cold Event, enhanced weathering and geochemical change: deconstructing Oceanic Anoxic Event 2 (Cenomanian–Turonian, Late Cretaceous). *Sedimentology*, v. 64, n. 1, p. 16-43, 2017.

JERVEY, M. T., Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C.K et al (Ed.). **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 109-124 (Special Publication, 42), 1988.

JIA, J.; LIU, Z.; MENG, Q.; LIU, R.; SUN, P.; CHEN, Y. Quantitative evaluation of oil shale based on well log and 3-D seismic technique in the Songliao Basin, northeast China. *Oil Shale*, v. 29, n. 2, p. 128-150, 2012.

KATZ, B. J. Limitations of 'Rock-Eval' pyrolysis for typing organic matter. *Organic Geochemistry*, v. 4, n. 3-4, p. 195-199, 1983.

KATZ, B. J.; MELLO, M. R. Petroleum Systems of South Atlantic Marginal Basins--An Overview. In: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (Ed.) **AAPG Memoir 73**, 2000. chap 1, p. 1-13.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I., **An Introduction to Geophysical Exploration**. Oxford: Blackwell Scientific, 2002. 262 p.

KRUIJS, E.; BARRON, E. J. Climate model prediction of paleoproductivity and potential source rock distribution. In: HUC, A. Y. (Ed.), **Deposition of organic facies**. AAPG Studies in Geology 30, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, pp. 195–216. 1990.

LI, W.; ZHANG, Z.; LI, Y. Some aspects of excellent marine source rock formation: implications on enrichment regularity of organic matter in continental margin basins. *Chinese Journal of Geochemistry*, v. 34, n. 1, p. 47-54, 2015.

LIU, L.; SHANG, X.; WANG, P.; GUO, Y.; WANG, W.; WU, L. Estimation on organic carbon content of source rocks by logging evaluation method as exemplified by those of the 4th and 3rd members of the Shahejie Formation in western sag of the Liaohe Oilfield. *Chinese Journal of Geochemistry*, v. 31, n. 4, p. 398-407, 2012.

LØSETH, H.; WENSAAS, L.; GADING, M.; DUFFAUT, K.; SPRINGER, M. Can hydrocarbon source rocks be identified on seismic data? *Geological Society of America*, v. 39, n. 12, p. 1167–1170, Dec. 2011.

LÜNING, S.; KOLONIC, S. Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: applicability and limitations. *Journal of Petroleum Geology*, n. 2, p. 153-174, 2003.

MAGOON, L. B.; DOW, W. G. The Petroleum System. In: MAGOON, L. B.; DOW, W. G. (Ed.) **The petroleum system: From source to trap**. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 60, p. 3-24, 1994.

MALLICK, S. AVO and elastic impedance. *The Leading Edge*, v. 20, n. 10, p. 1094-1104, 2001.

MANN, U.; LEYTHAEUSER, D.; MÜLLER, P. J. Relation between source rock properties and wireline log parameters: An example from Lower Jurassic Posidonia Shale, NW-Germany. *Organic geochemistry*, v. 10, n. 4, p. 1105-1112, Feb. 1986.

MANN, U.; ZWEIGEL, J. Modelling source rock distribution and quality variations: the organic facies modelling approach. In: DE BOER, P.L et al. (Ed.) **Analogue and Numerical Forward Modelling of Sedimentary Systems: from understanding to prediction**. Oxford: Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 2008. v. 40, p. 239-274.

MAVKO, G.; MUKERJI, T.; DVORKIN, J. **The rock physics handbook: Tools for seismic analysis of porous media**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2009.

MCGOWAN, E. M. **Spectral Gamma Ray Characterization of the Elko Formation, Nevada - A Case Study for a Small Lacustrine Basin**. 193 f. Thesis (Master of Science) - Department of Geosciences, Colorado State University, Fort Collins, 2015.

MELLO, M. R.; FREITAS, L. C. S.; SILVA, R. G. Aplicação do uso de perfis e dados geoquímicos para caracterização de rochas geradoras. *Petrobras, Relatório Interno*, abr. 1985.

MELLO, M. R.; GAGLIANONE, P. C.; BRASSELL, S. C.; MAXWELL, J. R. Geochemical and biological marker assessment of depositional environments using Brazilian offshore oils. *Marine and Petroleum Geology*, v. 5, n. 3, p. 205-223, Aug. 1988.

MELLO, M. R.; KOUTSOUKOS, E. A. M.; HART, M. B.; BRASSELL, S. C.; MAXWELL, J. R. Late Cretaceous anoxic events in the Brazilian continental margin. *Organic Geochemistry*, v. 14, n. 5, p. 529-542, Feb. 1989.

MENEZES, T. R. Fácies orgânicas de seções sedimentares mesozoicas e cenozoicas da porção *offshore* da Bacia Lusitânica, Portugal: poços MO-1, 14A-1 e 14A-2. 2015. 249 f.

Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

MIALL, A. D. **The geology of stratigraphic sequences**. Berlin: Springer-Verlag, 433 p. 1997.

MRAZ, T.; DUBOW, J.; RAJESHWAR, K. Acoustic wave propagation in oil shale: 1. Experiments. *Fuel*, v. 62, n. 10, p. 1215-1222, 1983.

MYERS, K. J. Organic-Rich Facies and Hydrocarbon Source Rocks. *Sequence Stratigraphy*, p. 238-257, 2009.

OSTRANDER, W. J. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence. *Geophysics*, v. 49, p. 1637-1648, 1984.

PASLEY, M. A.; RILEY, G. W.; NUMMEDAL, D. Sequence stratigraphic significance of organic matter variations: Example from the Upper Cretaceous Mancos Shale of the San Juan Basin, New Mexico. In: KATZ, B. J.; PRATT, L. M. (Ed.) **Source rocks in a sequence stratigraphic framework**. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists, 1993. chap. 14, p. 221-241.

PASSEY, Q. R.; CREANEY, S.; KULLA, J. B.; MORETTI, F. J.; STROUD, J. D. A practical model for organic richness from porosity and resistivity logs. *AAPG Bulletin*, v. 74, n. 12, p. 1777-1794, Dec. 1990.

PASSEY, Q. R.; BOHACS, K. M.; ESCH, W. L.; KLIMENTIDIS, R.; SINHA, S. From oil-prone source rock to gas-producing shale reservoir-geologic and petrophysical characterization of unconventional shale gas reservoirs. In: **INTERNATIONAL OIL AND GAS CONFERENCE AND EXHIBITION, 2010, Beijing. Proceedings...**Society of Petroleum Engineers, 2010. p. 1-29.

PEDERSEN, T. F.; CALVERT, S. E. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *AAPG Bulletin*, v. 74, n. 4, p. 454-466, Apr. 1990.

PENTEADO, H. L. B.; MARTINS, F. A. L.; MAGALHÃES, P. M.; FRANCISCO, C.; CERQUEIRA, J. R.; NASCIMENTO, M. M.; GARCIA, S. F. M.; COUTINHO, L. F. C.; BENDER, A. A. Rochas geradoras marinhas nas Bacias de Campos e Espírito Santo: ocorrência, distribuição da quantidade, qualidade e maturação da matéria orgânica, e suas implicações exploratórias. Petrobras, Relatório Interno, 2001.

PETERS, K. E.; CASSA M. R. Applied source rock geochemistry. In: Magoon L.B. and Dow W.G. (Ed.), **The Petroleum System** – from Source to Trap. *AAPG Memoir*, v. 60, 93-120, 1994.

PETERS, K. E.; WALTERS, C. C.; MOLDOWAN, J. M. **The biomarker guide**. Cambridge University Press, 2005.

PIAUILINO, L. S. **Análise de AVO para caracterização de um reservatório clástico na Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá.** 2014. 72 f. Monografia (Especialização em Geofísica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2014.

POSAMENTIER, H. W.; VAIL, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – Sequence and systems tract models. In: WILGUS, C. K. et al (Ed.). **Sea-level changes: an integrated approach.** Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 109-124 (SEPM Special Publication, 42).

QIAN, Z. **Geophysical Responses of Organic-rich Shale and the Effect of Mineralogy.** 2013. 59 f. Thesis (Master of Science) - Faculty of the Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Houston, Houston, 2013.

QIN, X. **Vp-Vs Relations of Organic-rich Shales.** 2013. 98 f. Thesis (Master of Science) - Faculty of the Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Houston, Houston, 2013.

REUTER, R. Disponível em: <http://www.seos-project.eu/modules/oceancolour/oceancolour-c02-p04.html>. Acesso em: 27 dez. 2017.

RIBEIRO, D. A. F. Modelagem Geoquímica 2D de Sistemas Petrolíferos na Porção Sul da Bacia do Espírito Santo. 2011. 146 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

RIBEIRO, H. J. P. S. 2001, Fundamentos de estratigrafia de seqüências. In: Ribeiro, H. J. P. S. (Ed.). **Estratigrafia de seqüências** – Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo, EDUNISSINOS, 428p.

ROSA, A. L. R. Análise do Sinal Sísmico. Petrobras, Relatório Interno, ago 2014.

RUTHERFORD, S. R.; WILLIAMS, R. H. Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, v. 54, n. 6, p. 680-688, 1989.

SAGEMAN, B. B.; MEYERS, S. R.; ARTHUR, M. A. Orbital time scale and new C-isotope record for Cenomanian–Turonian. *Stratotype. Geology*, v. 34, 125–128, 2006.

SANTOS, C. G. P.; GARCIA, A. A. Z. Cálculo de Conteúdo Orgânico Total baseado em perfis para os geradores marinhos de Idade Cenomaniana/Turoniana (Bacia de Santos). Petrobras, Relatório Interno, 2013.

SAYERS, C. M. The effect of kerogen on the AVO response of organic-rich shales. *The Leading Edge*, v. 32, n. 12, p. 1514-1519, Dec. 2013.

SAYERS, C. M.; FISHER, K.; WALSH, J. J. Sensitivity of P-and S-impedance to the presence of kerogen in the Eagle Ford Shale. *The Leading Edge*, v. 34, n. 12, p. 1482-1486, Dec. 2015.

SCHLANGER, S. O.; JENKYNS, H.C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, v. 55, n. 3-4, p. 179-184, Nov. 1976.

- SCHLANGER, S. O.; ARTHUR, M. A.; JENKYN, H. C.; SCHOLLE, P. A. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine  $\delta^{13}\text{C}$  excursion. In: BROOKS, J.; FLEET, A.J. (Ed.) **Marine Petroleum Source Rocks**. London: Special Publication of Geological Society, 1987. n. 26, p. 371-399.
- SCHLUMBERGER, 1989. Log Interpretation Principles/Applications. 241 p.
- SCHWAN, W., Geodynamic peaks in alpinotype orogenies and changes in ocean-floor spreading during late Jurassic and Tertiary time. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 359-373, 1980.
- SENA, A.; CASTILLO, G.; CHESSER, K.; VOISEY, S.; ESTRADA, J.; CARCUZ, J.; CARMONA, E.; HODGKINS, P. Seismic reservoir characterization in resource shale plays: Stress analysis and sweet spot discrimination. The Leading Edge, v. 30, n. 7, p. 758-764, July 2011.
- SHUEY, R. T. A simplification of the Zoeppritz equations. Geophysics, v. 50, 609-614, 1985.
- SIMM, R.; BACON, M. **Seismic Amplitude: An interpreter's handbook**. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 280 p.
- SONDERGELD, C. H.; RAI, C.S. Elastic anisotropy of shales. The Leading Edge, p. 324-331, Mar. 2011.
- STEFFEN, D.; GORIN, G.E. Sedimentology of Organic Matter in Upper Tithonian-Berriasian Deep-Sea Carbonates of Southeast France: Evidence of Eustatic Control. In: KATZ, B.; PRATT, L. (Ed.) **Source Rocks in a Sequence Stratigraphic Framework**. Tulsa: AAPG Studies in Geology, 37, chap. 5, p. 49-65.
- STOW, D. A. V. South Atlantic organic-rich sediments: facies, processes and environments of deposition. Geological Society, London, Special Publications, v. 26, n. 1, p. 287-299, 1987.
- SUN, S. Z.; SUN, Y.; SUN, C.; LIU, Z.; DONG, N. Method of calculating total organic carbon from well logs and its application on rock's properties analysis. Search and Discovery Article, n. 41372, 2014.
- TAKASHIMA, R.; NISHI, H.; HUBER, B. T.; LECKIE, R. M. Greenhouse world and the Mesozoic ocean. Oceanography, v. 19, n. 4, p. 64-74, 2006.
- TANCK, G. S. **Distribution and origin of organic carbon in the Upper Cretaceous Niobrara formation and Sharon Springs member of the Pierre Shale, Western Interior, United States**. 1997. 430 f. Dissertation (Doctor of Philosophy) – Department of Geosciences, University of Arizona, 1997.
- TAYLOR, G.H.; TEICHMÜLLER, M.; DAVIS, A. C. F. K.; DIESSEL, C. F. K.; LITTKER, R.; ROBERT, P. **Organic Petrology**. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1998. 704 p.



TISSOT, B.; ESPITALIE, J. L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: applications d'une simulation mathématique. Potentiel pétrolier des bassins sédimentaires et reconstitution de l'histoire thermique des sédiments. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, v. 30, n. 5, p. 743-778, sept.-oct. 1975.

TISSOT B. P.; WELTE, D. H. **Petroleum Formation and Occurrence**. A New Approach to Oil and Gas Exploration, Berlin: Springer-Verlag, 1978. 538 p.

TISSOT B. P.; WELTE, D. H. **Petroleum Formation and Occurrence**. Second Revised and Enlarged Edition, Berlin: Springer-Verlag, 1984. 720 p.

TISSOT, B.; DURAND, B.; ESPITALIE, J.; COMBAZ, A. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, v. 58, n. 3, p. 499-506, 1974.

TISSOT, B.; DEMAISON, G.; MASSON, P.; DELTEIL, J. R.; COMBAZ, A. Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, v. 64, n. 12, p. 2051-2063, 1980.

TRINDADE, L. A. F. Classificação e Alteração de Óleos na Bacia Terrestre do Espírito Santo. *Geochimica Brasiliensis*, v. 1, n. 1, p. 71-88, 1987.

TRINDADE, L. A. F.; PORSCHE, E.; PENTEADO, H. L. B.; BOTELHO NETO, J.; ARAUJO, C. V.; VIVIERS, M. C.; OLIVEIRA, L. C. V. Geochemical and biostratigraphic characterization of an upper Cretaceous organic-rich condensed section in the Santos Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, v. 5, May 1996.

TYSON, R. V. **Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies Analysis**. London: Chapman & Hall, 1995. 615 p.

TYSON, R. V. Sequence-stratigraphical interpretation of organic facies variations in marine siliciclastic systems: general principles and application to the onshore Kimmeridge Clay Formation, UK. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 103, n. 1, p. 75-96, 1996.

TYSON, R. V. The "productivity versus preservation" controversy: cause, flaws, and resolution. *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, v. 82, p. 17, 2005.

VAIL, P. R.; MITCHUM JR, R. M.; THOMPSON III, S. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. In: PAYTON, C.E. (ed.). **Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 49-62. (AAPG Memoir, 26), 1977.

VERNIK, L.; LIU, X. Velocity anisotropy in shales: A petrophysical study. *Geophysics*, v. 62, n. 2, p. 521-532, 1997.

VERNIK, L.; MILOVAC, J. Rock physics of organic shales. *The Leading Edge*, v. 30, n. 3, p. 318-323, Mar. 2011.

VERNIK, L.; NUR, A.. Ultrasonic velocity and anisotropy of hydrocarbon source rocks. *Geophysics*, v. 57, n. 5, p. 727-735, 1992.

WYLLIE, M. R. J.; GREGORY, A. R.; GARDNER, L. W. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, v. 21, n. 1, p. 41-70, 1956.

YENUGU, M.; HAN, D. Seismic characterization of kerogen maturity: An example from Bakken shale. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS INTERNATIONAL EXPOSITION AND ANNUAL MEETING, 83., 2013, Houston. **Expanded Abstracts...** Houston: Society of Exploration Geophysicists, 2013. p. 2773-2777.

YENUGU, M. Geophysical and geomechanical rock property templates for source rocks. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS INTERNATIONAL EXPOSITION AND ANNUAL MEETING, 85., 2015, New Orleans. **Expanded Abstracts...** New Orleans: Society of Exploration Geophysicists, 2015. p. 3176-3180.

ZHU, Y.; LIU, E.; MARTINEZ, A.; PAYNE, M. A.; HARRIS, C. E. Understanding geophysical responses of shale-gas plays. *The Leading Edge*, v. 30, n. 3, p. 332-338, Mar. 2011.

ZOEPPRITZ, Karl. Erdbebenwellen VIII B, Uber Reflexion and Durchgang seismischer wellen durch Unstetigkeitsflächen. *Gottinger Nachr.*, v. 1, p. 66-84, 1919.

## APÊNDICE 1 - CÁLCULO DO VOLUME DE MATÉRIA ORGÂNICA PELO CARBOLOG

O uso do sônico satisfaz a equação de Wyllie *et al.* (1956):

$$\Delta T = (\Delta T_{ma} * V_{ma}) + (\Delta T_{sh} * V_{sh}) + (\Delta T_w * V_w) + (\Delta T_{om} * V_{om}) \quad (20)$$

onde  $\Delta T$  é o tempo de trânsito da rocha;  $\Delta T_{ma}$  é o tempo de trânsito da matriz;  $\Delta T_{sh}$  é o tempo de trânsito da argila;  $\Delta T_w$  é o tempo de trânsito da água;  $\Delta T_{om}$  é o tempo de trânsito da matéria orgânica;  $V_{ma}$  é a porcentagem volumétrica de matriz;  $V_{sh}$  é porcentagem volumétrica de argila;  $V_w$  é porcentagem volumétrica de água;  $V_{om}$  é porcentagem volumétrica da matéria orgânica.

No caso de uma rocha formada por matriz, matéria orgânica e água, a resistividade  $R_t$  da rocha obedece o princípio de Archie (1942):

$$R_t = \left(\frac{1}{V_w^2}\right) * R_w \quad (21)$$

onde  $R_t$  é a resistividade total da rocha;  $V_w$  é a porcentagem volumétrica da água na rocha;  $R_w$  é a resistividade da água de formação.

Combinando as equações (1) e (2) e considerando o volume de argila igual a zero ( $V_{sh} = 0$ ):

$$\begin{aligned} \Delta T &= (\Delta T_{ma} * V_{ma}) + \left(\Delta T_w * \frac{\sqrt{R_w}}{\sqrt{R_t}}\right) + (\Delta T_{om} * V_{om})\Delta T \\ &= \Delta T_{ma} * \left(1 - \frac{\sqrt{R_w}}{\sqrt{R_t}} - V_{om}\right) + \left(\Delta T_w * \frac{\sqrt{R_w}}{\sqrt{R_t}}\right) + (\Delta T_{om} * V_{om}) \\ &= \Delta T_{ma} + V_{om} * (\Delta T_{om} - \Delta T_{ma}) + \frac{1}{\sqrt{R_t}} * (\Delta T_w - \Delta T_{ma}) * \sqrt{R_w} \end{aligned}$$

Portanto,

$$\Delta T = A + B * \left(\frac{1}{\sqrt{R_t}}\right) \quad (22)$$

onde  $A = \Delta T_{ma} + V_{om} * (\Delta T_{om} - \Delta T_{ma})$ ;  $B = (\Delta T_w - \Delta T_{ma}) * \sqrt{R_w}$ , que corresponde à linha da matriz-água. Essa equação permite calcular o conteúdo de matéria orgânica da rocha representada por um ponto qualquer  $(\Delta T, \frac{1}{\sqrt{R_t}})$  no *crossplot*:

$$V_{om} = \frac{(\Delta T - \Delta T_{ma}) + \left(\frac{1}{\sqrt{R_t}}\right) * (\Delta T_{ma} - \Delta T_w) * \sqrt{R_w}}{\Delta T_{om} - \Delta T_{ma}} \quad (23)$$

No caso de uma rocha formada por matriz, matéria orgânica e argila, considera-se que a argila está dispersa na rocha na forma de porosidade e pode ser tratada como um fluido de resistividade  $R_{sh}$ . Nesse caso, de maneira semelhante à equação (3), a linha de matriz-argila é dada pela equação:

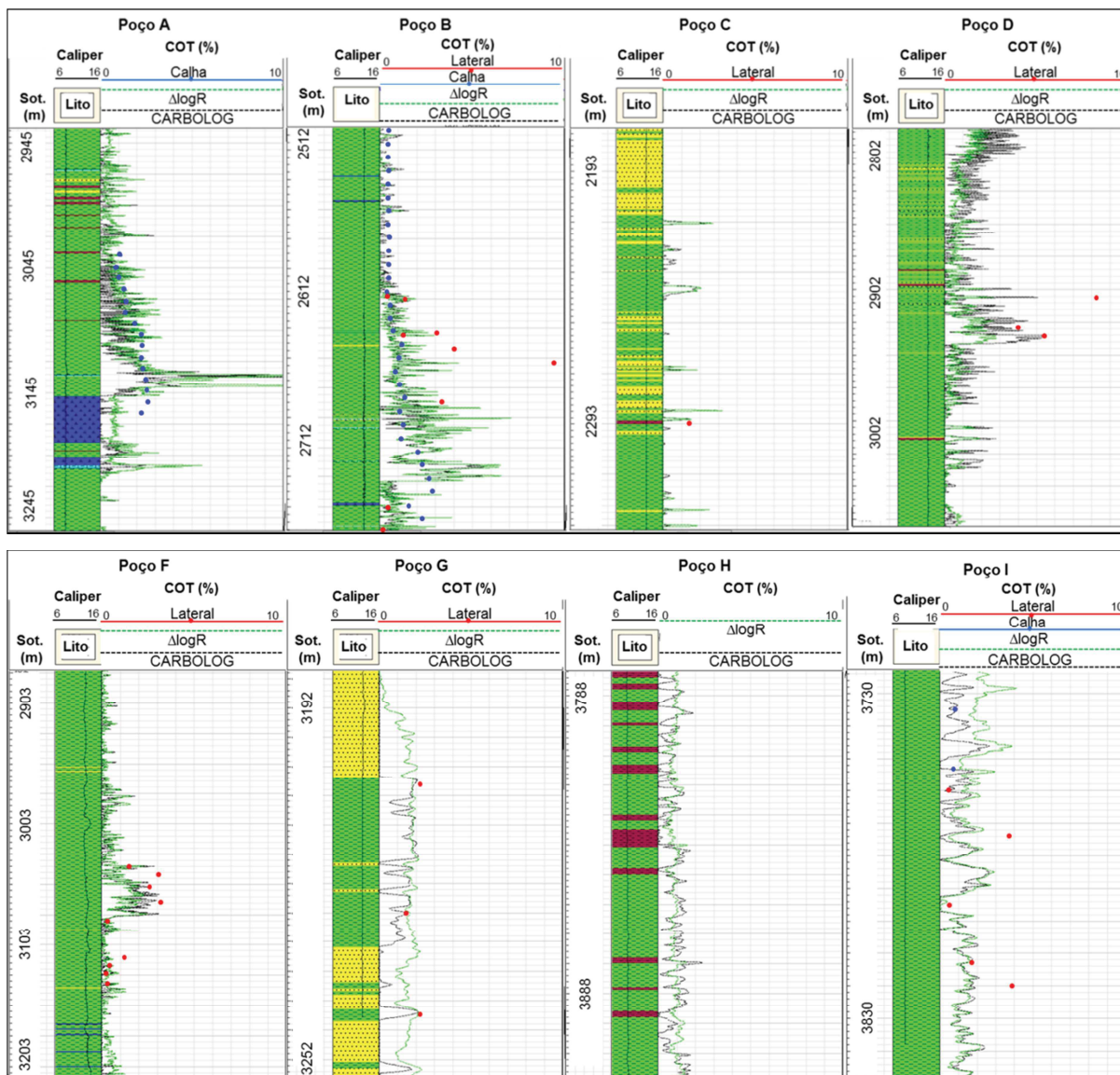
$$\Delta T = A' + B' * \left( \frac{1}{\sqrt{R_t}} \right) \quad (24)$$

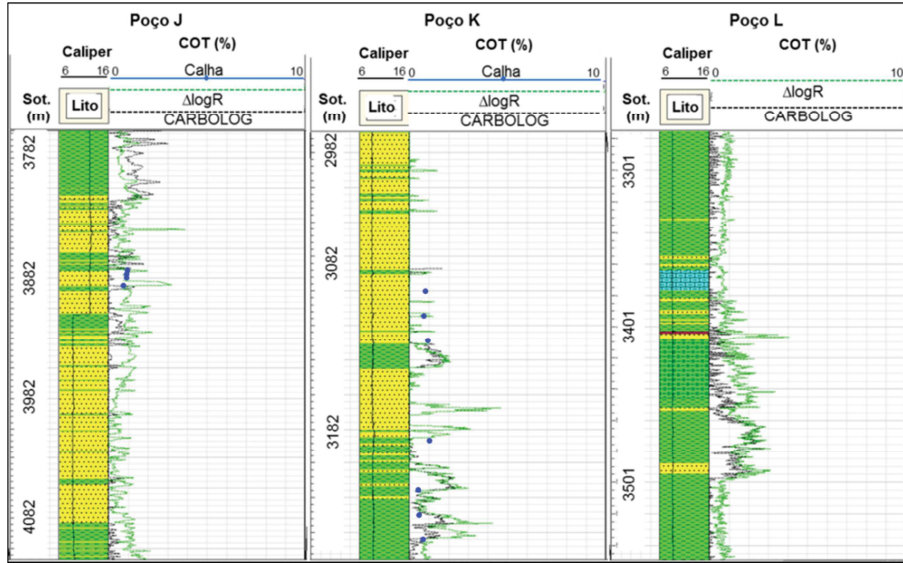
onde  $A' = \Delta T_{ma} + V_{om} * (\Delta T_{om} - \Delta T_{ma})$ ;  $B = (\Delta T_{sh} - \Delta T_{ma}) * \sqrt{R_{sh}}$ .

No caso de uma rocha formada por matriz, matéria orgânica, água e argila, a equação correspondente resulta em uma linha entre as linhas matriz-água e matriz-argila. No entanto, segundo os autores, as linhas podem ser consideradas como sobrepostas e uma única equação pode ser utilizada para determinar o carbono orgânico de uma rocha cuja composição seja representada pelos polos utilizados.

## APÊNDICE 2 - RESULTADOS DO CÁLCULO DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT) ATRAVÉS DOS MÉTODOS $\Delta\text{logR}$ E CARBOLOG®

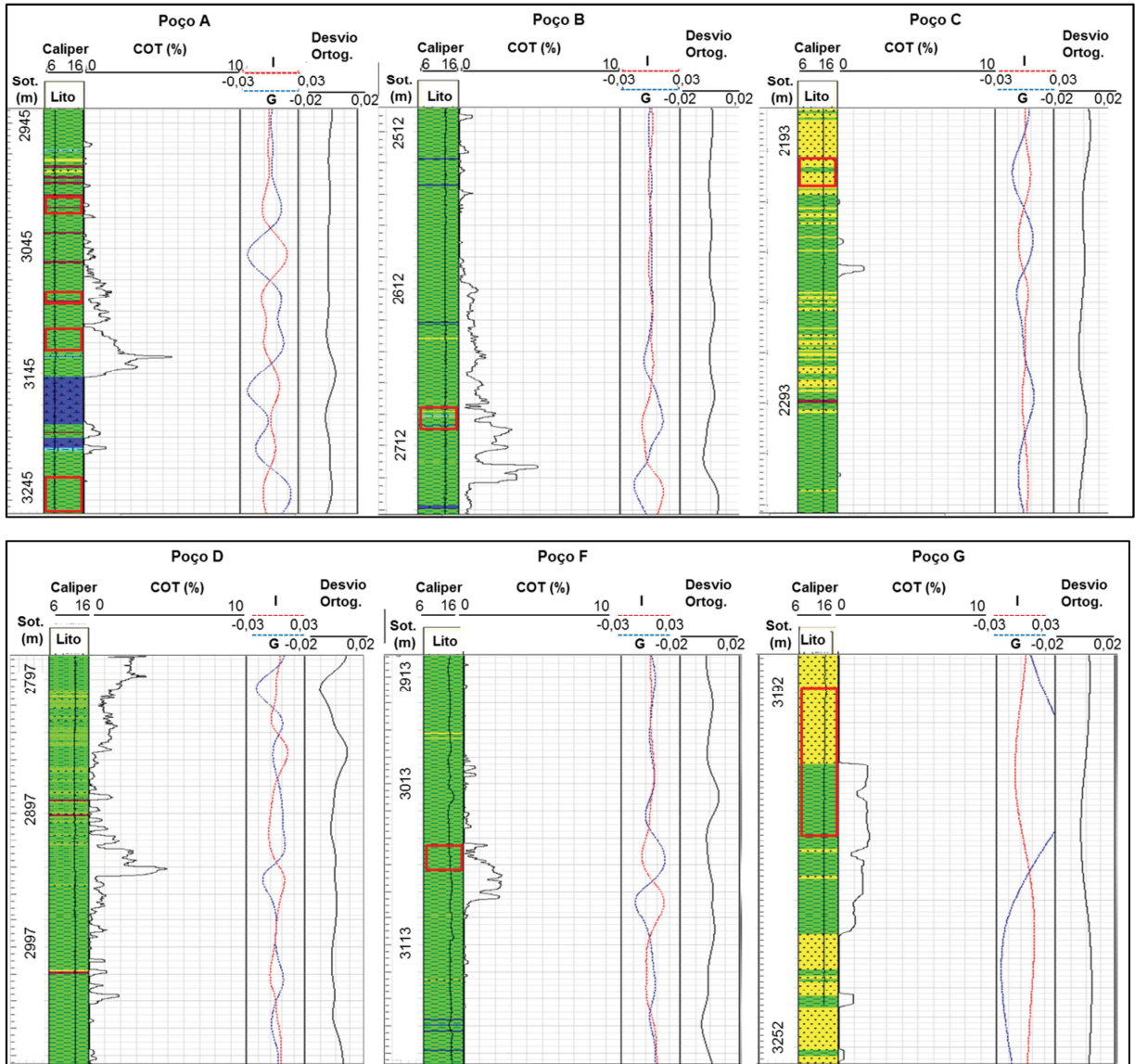
Resultados referentes ao cálculo do carbono orgânico total (COT) através dos métodos  $\Delta\text{logR}$  E CARBOLOG®. A calibração foi feita com base em amostras laterais e amostras de calha, quando existentes.

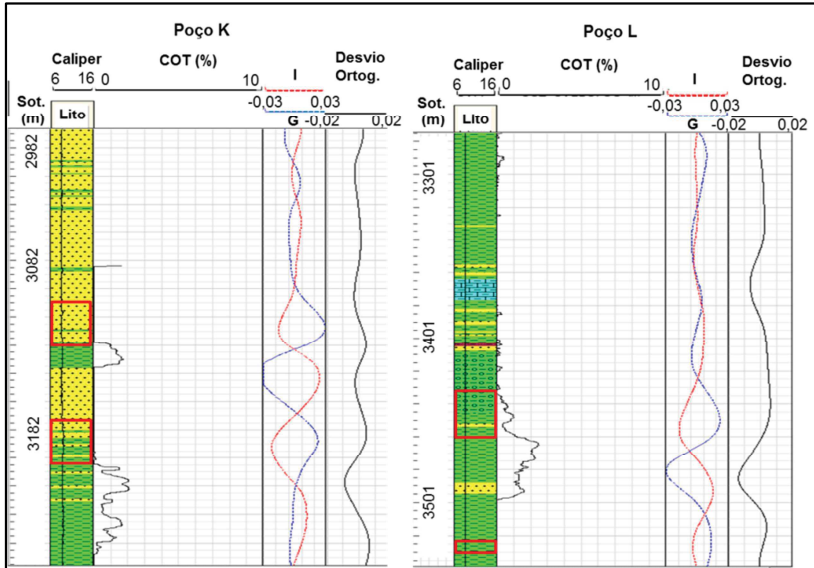
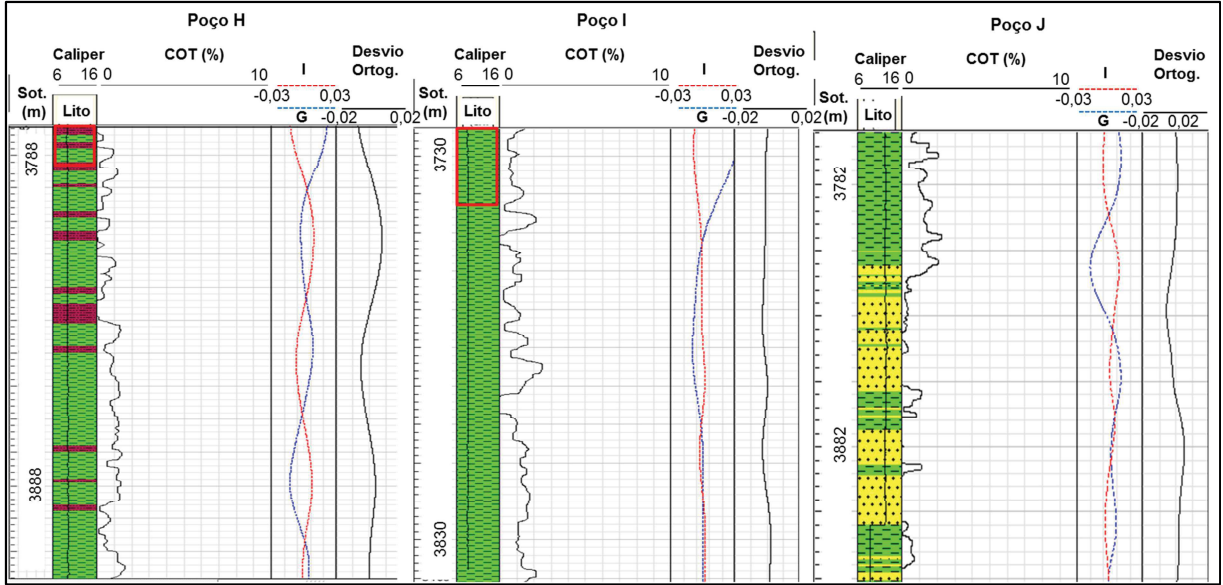




### APÊNDICE 3 - IDENTIFICAÇÃO DO TOPO DOS INTERVALOS GERADORES ATRAVÉS DA ANÁLISE DE AVO (PULSO FASE ZERO)

Identificação do topo dos intervalos geradores (polígono vermelho na coluna de litologia) através da análise AVO com pulso com fase zero.

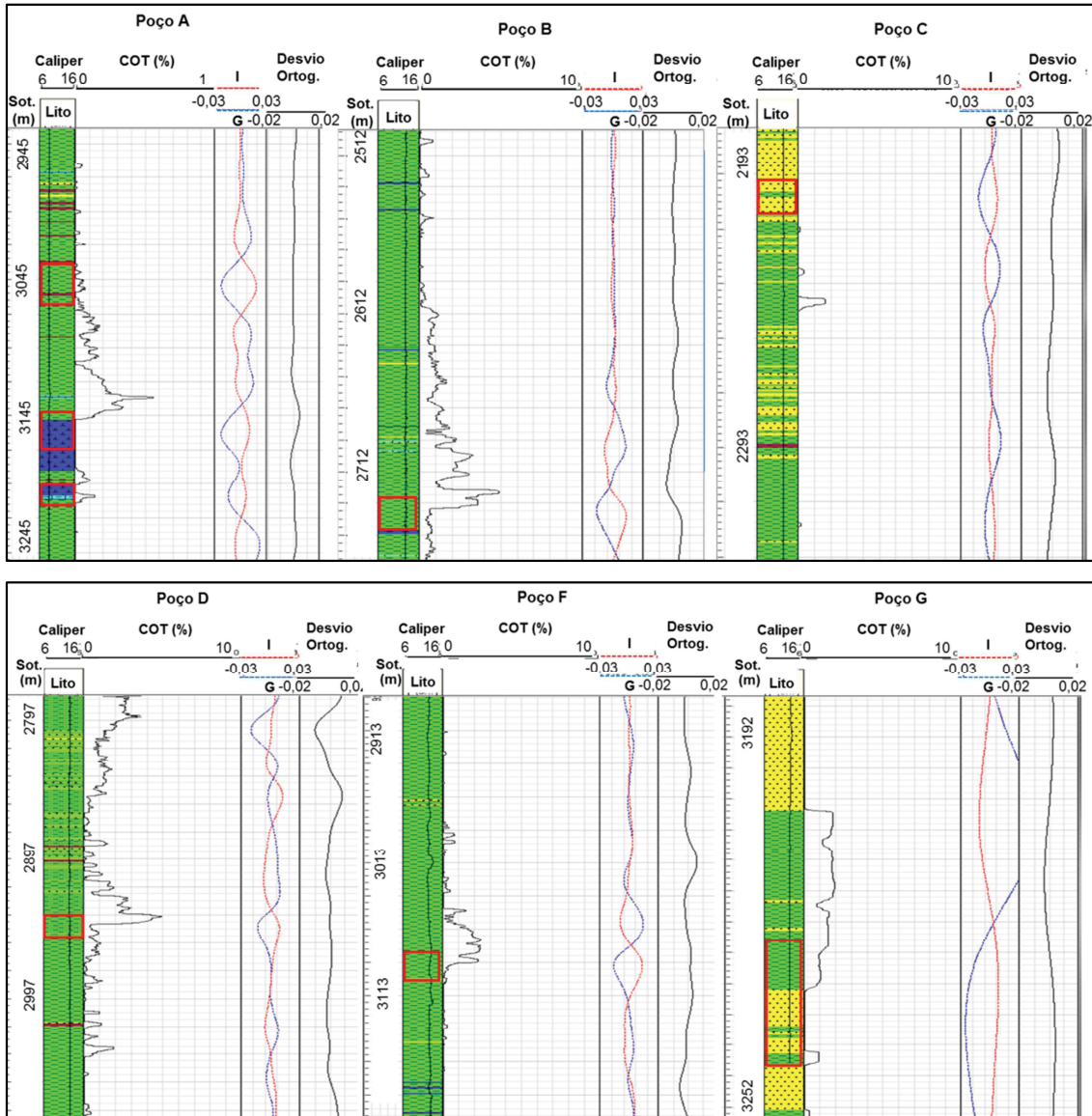


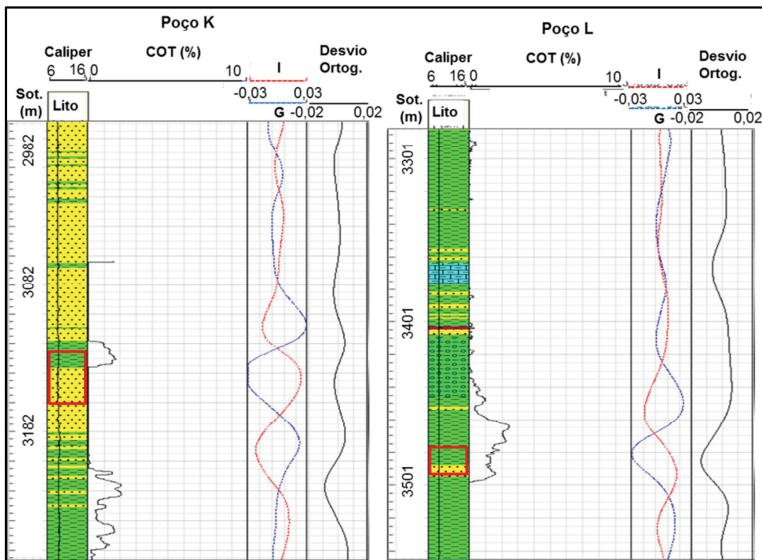
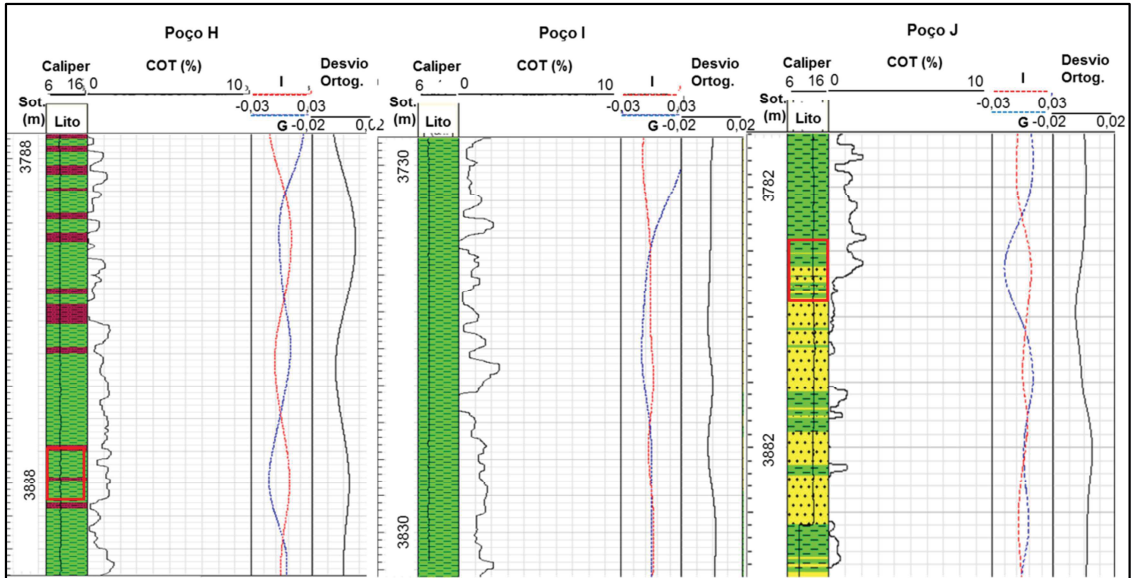




## APÊNDICE 4 - IDENTIFICAÇÃO DA BASE DOS INTERVALOS GERADORES ATRAVÉS DA ANÁLISE DE AVO (PULSO FASE ZERO)

Identificação da base dos intervalos geradores (polígono vermelho na coluna de litologia) através da análise AVO com pulso com fase zero.





## APÊNDICE 5 - IDENTIFICAÇÃO DOS INTERVALOS GERADORES RICOS EM CARBONO ORGÂNICO ATRAVÉS DA ANÁLISE DE AVO (PULSO FASE INTEGRADA)

Identificação da camada referente aos intervalos geradores ricos em matéria orgânica (polígono vermelho na coluna de litologia) através da análise AVO com pulso de fase integrada.

