

**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

**AVALIAÇÃO DO POTENCIAL GERADOR DE
HIDROCARBONETOS NA BACIA DE PUNTA DEL ESTE
(OFFSHORE DO URUGUAI)**

Rodrigo Novo Real

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

SP - 2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de RIO CLARO

RODRIGO NOVO REAL

**AVALIAÇÃO DO POTENCIAL GERADOR DE HIDROCARBONETOS
NA BACIA DE PUNTA DEL ESTE (*OFFSHORE* DO URUGUAI)**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: **Prof. Dr. José Alexandre J. Perinotto**

Rio Claro – SP

2022

N945a

Novo, Rodrigo

Avaliação do potencial gerador de hidrocarbonetos na Bacia de Punta del Este (Offshore do Uruguai) / Rodrigo Novo. -- Rio Claro, 2022

175 p.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: José Alexandre De Jesús Perinotto

1. Bacia de Punta del Este. 2. modelagem de fluxo térmico. 3. pod de rocha geradora. 4. sistemas petrolíferos. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

RODRIGO NOVO REAL

**AVALIAÇÃO DO POTENCIAL GERADOR DE HIDROCARBONETOS
NA BACIA DE PUNTA DEL ESTE (*OFFSHORE* DO URUGUAI)**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. JOSÉ ALEXANDRE DE JESÚS PERINOTTO
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Dra. MARÍA GABRIELA CASTILLO VINCENTELLI
Consultora Autônoma / Bogotá - Colômbia

Profª. Dra. ETHEL JUDITH MORALES PEREZ
Universidad de la República / Montevideú - Uruguai

Prof. Dr. GIANCARLO SCARDIA
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. LUCAS VERISSIMO WARREN
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro - SP, 16 de maio de 2022

AGRADECIMIENTOS

El primer agradecimiento es para Laura, mi esposa, amiga y compañera de la vida, que con su apoyo y amor incondicional me acompañó siempre durante el doctorado. A mis hijos, Julieta y Felipe que hicieron mis mañanas y tardes de escritura mucho más divertidas. A mis padres por el incentivo y apoyo que siempre me dieron desde pequeño para que estudie.

A Héctor de Santa Ana y ANCAP por el incentivo, apoyo y disponibilidad de los datos que permitieron desarrollar este trabajo. También a la empresa ION por permitirme el uso de secciones símicas.

Al Profesor Dr. José Alexandre J. Perinotto, por su orientación, ayuda e incentivo para que realizara el doctorado.

A la Dra. Gabriela Castillo, no solamente por su orientación, incentivo y enseñanzas, también por abrirme las puertas de su casa y ser uno más de su familia durante mi estadía en Rio Claro.

Al Dr. Gerardo Veroslavsky, por sus consejos y ayuda.

A Bruna, mi amiga en Rio Claro, por compartir el estudio, las charlas y las risas.

A mis amigos y colegas de Exploración y Producción, especialmente a Bruno y Josefina que con sus opiniones y sugerencias enriquecieron este trabajo.

A mis amigos de siempre y a todos los que colaboraron de alguna forma para que pudiese concretar este trabajo.

“A imaginação, muitas vezes, nos conduz a mundos que nunca existiram, mas sem ela não iremos a nenhum lugar “

Carl Sagan

RESUMO

A Bacia de Punta del Este, localizada no *offshore* do Uruguai, é caracterizada como um aulacógeno resultante do processo de rifteamento do supercontinente Gondwana, desenvolvido no período que abrange do final do Jurássico até meados do início do Cretáceo. Historicamente, os estudos realizados na bacia têm se concentrado principalmente na evolução tectônica e estratigráfica, bem como na análise da existência de potenciais sistemas petrolíferos. Este estudo tem como objetivo geral contribuir para o conhecimento da evolução geológica da Bacia de Punta del Este, visando avaliar o potencial gerador de hidrocarbonetos. Com base na interpretação sismoestratigráfica, na modelagem do fluxo térmico e na evolução geológica e tectônica da bacia, foi possível investigar a sua história térmica e identificar quatro potenciais *pods* de geração de hidrocarbonetos para uma rocha geradora de idade Barremiano-Aptiano. Para avaliar o potencial de geração dos *pods* identificados, devido à ausência de dados de poços, foram propostos dois cenários hipotéticos em relação à porcentagem de COT: um primeiro cenário, com %COT=0,6 e um segundo cenário, com %COT=2. Os resultados obtidos sugerem que ambos os cenários apresentam condições favoráveis à geração de hidrocarbonetos, sem diferenças significativas quanto aos períodos de geração de óleo e de gás. No entanto, foram encontradas diferenças relacionadas ao período de expulsão e tipo de hidrocarboneto gerado. Os tipos de fluidos que, potencialmente, teriam sido gerados foram: no primeiro cenário, principalmente *black oil* para os *pods* localizados na zona proximal e no centro da bacia, enquanto que nos *pods* mais distais sobressai-se a geração de gás, além de óleo volátil; e no segundo cenário, principalmente a geração de *black oil* para todos os *pods*, sobressaindo-se, no *pod* mais distal, a geração de gás condensado, além de óleo volátil. A expulsão de hidrocarbonetos teria sido alcançada 20 Ma mais cedo em média no segundo cenário, e em ambos os cenários a expulsão teria começado primeiro na zona mais distal da bacia, no final do Eocretáceo e começo do Neocretáceo, continuando progressivamente em direção à zona proximal da bacia, no Turoniano-Eoceno. O volume potencial de geração de hidrocarbonetos da Bacia de Punta del Este para uma rocha geradora do Barremiano-Aptiano é de 24.800 milhões de barris de óleo equivalente no primeiro cenário, e de 60.500 milhões de barris de óleo equivalente no segundo cenário. Com base nestes dados, foram propostos dois sistemas petrolíferos especulativos: 1)

Barremiano/Aptiano-Neocretáceo (?), que apresenta o *timing* apropriado para a acumulação de hidrocarbonetos em reservatórios siliciclásticos desenvolvidos, principalmente, no setor central e distal da bacia; 2) Barremiano/Aptiano-Oligoceno/Mioceno (?), que apresenta *timing* moderado para acumulação de hidrocarbonetos nos reservatórios siliciclásticos desenvolvidos no setor meridional da bacia.

Palavras chave: Bacia de Punta del Este, modelagem de fluxo térmico, *pod* de rocha geradora, sistemas petrolíferos.

ABSTRACT

Punta del Este Basin, offshore of Uruguay, is characterized as an aulacogen structure associated with the rifting process of the Gondwana supercontinent, developed during the late Jurassic to mid-Late Cretaceous. Historically, studies carried out in the basin have focused mainly on tectonic and stratigraphic evolution, as well as on the analysis of the speculative petroleum systems. The general objective of this study is to contribute to the knowledge of the geological evolution of Punta del Este Basin, in order to assess the potential for hydrocarbon generation. Based on seismostratigraphic interpretation, heat flow modeling and the geological and tectonic evolution of the basin, it was possible to analyze its thermal history and identify four potential hydrocarbon-generating pods for a Barremian-Aptian source rock. Due to the absence of well data, to assess the generation potential of the identified pods, two hypothetical scenarios (conservative and optimistic) were proposed in relation to the TOC percentage: a first scenario with %TOC=0.6 and a second scenario with %TOC=2. The results obtained suggest that both scenarios present favorable conditions for the generation of hydrocarbons, without significant differences regarding the periods of oil and gas generation. However, differences were found in the timing of expulsion and the type of hydrocarbons generated. Different types of fluids could potentially have been generated. In the first scenario, mainly black oil is generated for the pods located in the proximal zone and in the central part of the basin, while in the more distal pods, gas generation stands out, in addition to volatile oil. In the second scenario, the generation of black oil predominates for all pods, standing out, the generation of condensate gas, in addition to volatile oil in the most distal pod. The expulsion of hydrocarbons would have been achieved 20 Ma earlier on average in the second scenario, and in both scenarios, the expulsion would have started first in the most distal zone of the basin, at the end of the Early Cretaceous and the beginning of the Late Cretaceous, continuing progressively towards the proximal zone of the basin, in the Turonian-Eocene. The potential volume of hydrocarbon generation for a Barremian-Aptian source rock in Punta del Este Basin is 24,800 million barrels of oil equivalent for the first scenario, and 60,500 million barrels of oil equivalent for the second scenario. Based on these data, two speculative petroleum systems were proposed: 1) Barremian/Aptian-Upper Cretaceous (?), which presents an good timing for the accumulation of hydrocarbons in siliciclastic reservoirs deposited, mainly, in the central

and distal sectors of the basin; 2) Barremian/Aptian-Oligocene/Miocene (?), which presents a moderate timing for hydrocarbon accumulation in the siliciclastic reservoirs deposited in the southern sector of the basin.

Keywords: Punta del Este Basin, heat flow modeling, pod of source rock, petroleum systems.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área de estudo (polígono amarelo). _____	22
Figura 2. Mapa estrutural do Oceano Atlântico no presente. Linhas brancas tracejadas indicando grandes zonas de fratura. Modificado de Scotese (2014). _____	24
Figura 3. Mapa tectônico simplificado mostrando a distribuição dos SDRs nas margens do Segmento Sul e outras Grandes Províncias Ígneas. Modificado de Mohriak et al. (2002). _____	25
Figura 4. Seção sísmica da Bacia de Salado mostrando a interpretação dos SDRs. Fonte: Paton et al. (2017). _____	25
Figura 5. Mapa com elementos estruturais principais e bacias <i>offshore</i> . Observa-se a perpendicularidade da Bacia de Punta del Este em relação à margem continental. STRP: Sistema de Transferência do Rio de la Plata. Baseado em Franke et al. (2007) e Soto et al. (2011). Mapa topográfico: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User Community. _____	27
Figura 6. Mapa com as principais feições tectônicas da margem continental uruguaia. Linha amarela tracejada indicando o Sistema de Transferência do Rio de la Plata. Fonte: Soto et al. (2011). _____	28
Figura 7. Esquema mostrando as maiores feições morfológicas do Cretáceo e a influência na sedimentação na Bacia de Punta del Este, do Alto de Polônio, Alto del Plata e a STRP. Fonte: Creaser et al., (2017). _____	31
Figura 8. Coluna estratigráfica da Bacia de Punta del Este. Modificado de Morales (2013). _____	32
Figura 9. Mapa estrutural da fase de rifte. Modificado de Stoakes et al. (1991). ____	33
Figura 10. Relação transversal entre as falhas poligonais e os lóbulos entre as camadas. As grandes amplitudes interpretadas como lóbulos entre as camadas são indicadas por setas amarelas. Modificado de Turrini et al. (2017). _____	35
Figura 11. Evolução da margem onde se localiza a Bacia de Punta del Este para o período Barremiano-Aptiano, proposto na modelagem de placas de Scotese (2014). Círculo amarelo balizando, aproximadamente, o poço Gaviotín X1 nessas idades. _____	37
Figura 12. Mapa da Bacia do Cabo com a localização dos poços analisados em diferentes artigos científicos. Modificado de Adekola et al. (2012); Hartwing et al.	

(2012). Mapa topográfico: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User Community. _	38
Figura 13. Condições de limites para a análise do fluxo térmico: a) Da litosfera, b) Nos sedimentos. Modificado de Hantschel & Kauerauf- (2009). _____	43
Figura 14. Principais características do modelo de subsidência mecânica. Ao tempo $t=0$ a litosfera continental termicamente equilibrada alonga-se por um determinado valor de β . Desde que a temperatura da litosfera permaneça constante durante a extensão, compensações isostáticas produzem ascensão da astenosfera quente. O esfriamento causa subsidência à medida que a temperatura desce. Fonte: McKenzie (1978). _	45
Figura 15. Modelo de cisalhamento puro. Modificado de Svartman Dias et al. (2016). _____	45
Figura 16. Fluxo térmico em função do tempo para diferentes valores de β . Fonte: McKenzie (1978). _____	46
Figura 17. Elementos essenciais do sistema petrolífero. Modificado de McCarthy et al. (2011). _____	47
Figura 18. Carta de eventos para um sistema petrolífero. Modificado de Magoon & Schmoker (2000). _____	48
Figura 19. Transformação térmica do querogênio; hidrocarbonetos gerados em função da temperatura. Modificado de Allen & Allen (2005). _____	50
Figura 20. Acumulações de óleo e gás; apresentação esquemática das migrações primária, secundária e terciária. Modificado de Gluyas & Swarbrick (2004). _____	52
Figura 21. Exemplos de armadilhas estruturais (A, B, C1 e C2) e estratigráficas (D1 e D2: variações litológicas relacionadas à deposição. Modificado de Biddle & Wielchowsky (1994). _____	53
Figura 22. Campanhas sísmicas 2D. _____	55
Figura 23. Campanhas sísmicas 3D. _____	56
Figura 24. Perfil sônico do poço Gaviotín X1. _____	57
Figura 25. Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao polo. Polígono amarelo: área de estudo. _____	58
Figura 26. Exemplo de pseudopoço construído no <i>software</i> Genesis. _____	63
Figura 27. Diagrama de fluxo da metodologia utilizada para calcular o volume de hidrocarbonetos gerados. Modificado de Schmoker (1994). _____	68

Figura 28. Cálculo da relação entre a porosidade e a densidade da formação para argilas. Modificado de Schmoker (1994).	69
Figura 29. Gráfico para a conversão de massa de hidrocarbonetos em equivalente de barris de petróleo ou pés cúbicos de metano. Modificado de Schmoker (1994).	70
Figura 30. Perfil sônico com os intervalos interpretados e as velocidades médias calculadas.	71
Figura 31. Seção sísmica <i>dip</i> com os horizontes interpretados (UR12 4000). A linha tracejada correspondente à projeção do poço Gaviotín X1. As linhas pretas inclinadas representam as principais falhas.	73
Figura 32. Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao polo e principais estruturas.	74
Figura 33. Interpretação da Descontinuidade de Mohorovičić (linha preta). Na base da figura, subdivisões dos domínios da crosta continental com a arquitetura de uma margem passiva vulcânica (UR12 4300).	75
Figura 34. Mapa da arquitetura da Bacia de Punta del Este com a delimitação dos domínios: crosta sem atenuação, <i>necking zone</i> e hiperextensão.	76
Figura 35. Características estruturais principais em seção sísmica <i>dip</i> (linha UR12 4300). Profundidade em metros.	78
Figura 36. Mapa de contorno estrutural do topo do Sin-rifte. Profundidade em tempo duplo.	79
Figura 37. Mapa de contorno estrutural do topo do Barremiano-Aptiano. Profundidade em tempo duplo.	80
Figura 38. Mapa de isópacas do Barremiano-Aptiano – Sin-Rifte (espessura em metros). Maiores depocentros nas zonas vermelhas a amarelas.	81
Figura 39. Mapa de distribuição do fluxo térmico no presente na Bacia de Punta del Este. Dados expressos em mW/m^2 .	83
Figura 40. Localização dos pseudopoços para estudo de evolução do fluxo térmico na Bacia de Punta del Este.	84
Figura 41. Curva de fluxo térmico.	86
Figura 42. Evolução do fluxo térmico ao longo do tempo geológico na Bacia de Punta del Este, desde os 150 Ma até o presente.	88
Figura 43. Mapa de isópacas com as áreas delimitadas e localização dos pseudopoços.	89

Figura 44. Eficiência da expulsão para o poço Gaviotín X1. Cor azul indicando expulsão nula. _____	91
Figura 45. Eficiência da expulsão para os pseudopoços da área 01. Eixos dos gráficos: horizontal=tempo, vertical=profundidade. _____	92
Figura 46. Localização dos <i>pods</i> ativos de geração e suas respectivas superfícies expressas em km ² . _____	94
Figura 47. Localização dos pseudopoços para avaliação de geração de hidrocarbonetos dos <i>pods</i> . _____	95
Figura 48. Gráfico da taxa de geração de óleo para o pseudopoço POD01_01. ____	96
Figura 49. Gráfico da taxa de geração de gás para o pseudopoço POD01_01. ____	97
Figura 50. Gráfico de relação gás-óleo (GOR) para o pseudopoço POD01_01. ____	97
Figura 51. Fluidos principais gerados e expulsos em cada <i>pod</i> no primeiro cenário. _____	101
Figura 52. Fluidos principais gerados e expulsos em cada <i>pod</i> no segundo cenário. _____	105
Figura 53. Gráfico de índice de hidrogênio para o POD01_P01. _____	108
Figura 54. Conversão da massa total de hidrocarbonetos (kg) em barris de óleo equivalente (bbl) para cada <i>pod</i> de geração no cenário com %COT=0,6. Modificado de Schmoker (1994). _____	110
Figura 55. Conversão da massa total de hidrocarbonetos (kg) em barris de óleo equivalente (bbl) para cada <i>pod</i> de geração no cenário com %COT=2. Modificado de Schmoker (1994). _____	110
Figura 56. Modelo geológico dos sistemas petrolíferos. _____	113
Figura 57. Modelo geológico dos sistemas petrolíferos. _____	114
Figura 58. Carta de eventos do Sistema Petrolífero Barremiano/Aptiano-Neocretáceo (?). _____	115
Figura 59. Carta de eventos do Sistema Petrolífero Barremiano/Aptiano-Oligoceno/Mioceno (?). _____	116
Figura 60. Topo do horizonte Barremiano-Aptiano. Observe-se o <i>onlap</i> dos refletores sobre o embasamento. _____	118
Figura 61. Evolução da temperatura ao longo do tempo geológico no pseudopoço POD03_01. _____	120

Figura 62. Interpretação original e alternativa da Descontinuidade de Mohorovičić.	123
Figura 63. Comparação da maturação térmica da rocha geradora com variações do fator β .	124
Figura 64. Evolução da temperatura ao longo do tempo geológico no poço Gaviotín X1.	126
Figura 65. Taxa de geração de gás para o pseudopoço POD04_07 com fator $\beta = 1$.	128
Figura 66. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD01_02.	149
Figura 67. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD01_02.	149
Figura 68. GOR do pseudopoço POD01_02.	150
Figura 69. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_01.	150
Figura 70. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_01.	150
Figura 71. GOR do pseudopoço POD02_01.	150
Figura 72. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_02.	151
Figura 73. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_02.	151
Figura 74. GOR do pseudopoço POD02_02.	151
Figura 75. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_01.	151
Figura 76. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_01.	152
Figura 77. GOR do pseudopoço POD02_01.	152
Figura 78. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_02.	152
Figura 79. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_02.	152
Figura 80. GOR do pseudopoço POD02_02.	153
Figura 81. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_03.	153
Figura 82. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_03.	153
Figura 83. GOR do pseudopoço POD02_03.	153
Figura 84. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_03.	154
Figura 85. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_03.	154
Figura 86. GOR do pseudopoço POD02_03.	154
Figura 87. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD03_01.	154
Figura 88. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD03_01.	155
Figura 89. GOR do pseudopoço POD03_01.	155
Figura 90. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD03_02.	155

Figura 91. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD03_02.	155
Figura 92. GOR do pseudopoço POD03_02.	156
Figura 93. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_01.	156
Figura 94. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_01.	156
Figura 95. GOR do pseudopoço POD04_01.	156
Figura 96. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_02.	157
Figura 97. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_02.	157
Figura 98. GOR do pseudopoço POD04_02.	157
Figura 99. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_03.	157
Figura 100. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_03.	158
Figura 101. GOR do pseudopoço POD04_03.	158
Figura 102. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_04.	158
Figura 103. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_04.	158
Figura 104. GOR do pseudopoço POD04_04.	159
Figura 105. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_05.	159
Figura 106. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_05.	159
Figura 107. GOR do pseudopoço POD04_05.	159
Figura 108. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_06.	160
Figura 109. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_06.	160
Figura 110. GOR do pseudopoço POD04_06.	160
Figura 111. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_07.	160
Figura 112. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_07.	161
Figura 113. GOR do pseudopoço POD04_07.	161
Figura 114. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_08.	161
Figura 115. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_08.	161
Figura 116. GOR do pseudopoço POD04_08.	162
Figura 117. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_09.	162
Figura 118. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_09.	162
Figura 119. GOR do pseudopoço POD04_09.	162
Figura 120. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD01_01.	163
Figura 121. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD01_01.	163
Figura 122. GOR do pseudopoço POD01_01.	164
Figura 123. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD01_02.	164

Figura 124. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD01_02.	164
Figura 125. GOR do pseudopoço POD01_02.	164
Figura 126. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_01.	165
Figura 127. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_01.	165
Figura 128. GOR do pseudopoço POD02_01.	165
Figura 129. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_02.	165
Figura 130. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_02.	166
Figura 131. GOR do pseudopoço POD02_02.	166
Figura 132. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_03.	166
Figura 133. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_03.	166
Figura 134. GOR do pseudopoço POD02_03.	167
Figura 135. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD03_01.	167
Figura 136. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD03_01.	167
Figura 137. GOR do pseudopoço POD03_01.	167
Figura 138. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD03_02.	168
Figura 139. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD03_02.	168
Figura 140. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_01.	168
Figura 141. GOR do pseudopoço POD04_01.	168
Figura 142. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_02.	169
Figura 143. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_02.	169
Figura 144. GOR do pseudopoço POD04_02.	169
Figura 145. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_03.	169
Figura 146. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_03.	170
Figura 147. GOR do pseudopoço POD04_03.	170
Figura 148. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_04.	170
Figura 149. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_04.	170
Figura 150. GOR do pseudopoço POD04_04.	171
Figura 151. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_05.	171
Figura 152. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_05.	171
Figura 153. GOR do pseudopoço POD04_05.	171
Figura 154. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_06.	172
Figura 155. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_06.	172
Figura 156. GOR do pseudopoço POD04_06.	172

Figura 157. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_07. _____	172
Figura 158. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_07. _____	173
Figura 159. GOR do pseudopoço POD04_07. _____	173
Figura 160. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_08. _____	173
Figura 161. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_08. _____	173
Figura 162. GOR do pseudopoço POD04_08. _____	174
Figura 163. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_09. _____	174
Figura 164. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_10. _____	174
Figura 165. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_10. _____	174
Figura 166. GOR do pseudopoço POD04_10. _____	175

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Sistemas petrolíferos e seu nível de certeza. Fonte: Magoon & Dow (1994).	48
Tabela 2. Qualidade da rocha geradora segundo o conteúdo de %COT. Fonte: McCarthy et al. (2011)	50
Tabela 3. Tipo de hidrocarboneto gerado segundo o IH. Fonte: McCarthy et al. (2011)	51
Tabela 4. Base de dados de sísmica 2D utilizadas.	54
Tabela 5. Base de dados de sísmica 3D utilizados.	55
Tabela 6. Dados bioestratigráficos baseados em amostras do poço Gaviotín X1.	57
Tabela 7. Tipo de fluido segundo a relação gás-óleo. Modificado de McCain et al. (2011).	68
Tabela 8. Horizontes sísmicos mapeados e suas idades atribuídas.	72
Tabela 9. Fatores β para cada pseudopoço.	85
Tabela 10. Paleolatitudes do ponto central aproximado da Bacia de Punta del Este ao longo do tempo.	85
Tabela 11. Litologias em porcentagem e idades do poço Gaviotín X1.	90
Tabela 12. Eficiência da expulsão máxima teórica. Resultados expressos em porcentagem.	93
Tabela 13. Resumo dos resultados dos pseudopoços para o primeiro cenário, com COT=0,6% e IH=400 (mg HC/ gCOT).	99
Tabela 14. Tipos principais de fluidos expulsos para cada <i>pod</i> no primeiro cenário.	100
Tabela 15. Resumo dos resultados dos pseudopoços para o segundo cenário, com COT=2% e IH=400 (mg HC/ gCOT).	103
Tabela 16. Tipos principais de fluidos expulsos para cada <i>pod</i> no segundo cenário.	104
Tabela 17. Volume da rocha geradora para cada <i>pod</i> de geração.	106
Tabela 18. Cálculo da massa de carbono orgânico para cada <i>pod</i> de geração de cada cenário.	107
Tabela 19. Índice de hidrogênio final teórico no presente e o cálculo de R para cada pseudopoço.	108

Tabela 20. Cálculo de HCG para cada *pod* de geração de cada cenário. Unidades expressas em kg. _____ 109

Tabela 21. Resultados das equivalências para cada *pod* de geração expressos em bbl. _____ 111

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	20
1.1 Objetivos	21
1.2 Localização da área de estudo.....	22
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.1 Contexto geológico regional	23
2.2 Geologia da Bacia de Punta del Este	26
2.2.1 Contexto estrutural e evolução tectônica da Bacia de Punta del Este	26
2.2.1.1 Etapa Pré-rifte	29
2.2.1.2 Etapa Sin-rifte.....	29
2.2.1.3 Etapa de Transição	29
2.2.1.4 Etapa Pós-rifte.....	31
2.2.2 Antecedentes de exploração e investigação	33
2.2.3 Rochas geradoras potenciais da Bacia de Punta del Este	35
3. CONCEITOS E DEFINIÇÕES TEÓRICAS.....	41
3.1 Modelagem da bacia	41
3.1.1 Definições gerais.....	41
3.1.2 Calor e fluxo térmico.....	41
3.1.3 Principais mecanismos de subsidência.....	43
3.1.4 Modelo tectônico de subsidência e fator de alongamento (β)	44
3.2 Sistemas Petrolíferos	47
3.2.1 Definições e conceitos.....	47
3.2.3 Elementos dos sistemas petrolíferos.....	49
3.2.3 Processos do sistema petrolífero	51
4. MATERIAIS E METODOS.....	54
4.1 Dados sísmicos	54
4.2 Dados de poço	56
4.3 Dados magnetométricos.....	58
4.4 Atividades desenvolvidas e métodos utilizados.....	59
5. RESULTADOS	71
5.1 Interpretação de dados geofísicos	71

5.2 Delimitação de depocentros (mapa de isópacas).....	80
5.3 Modelo de fluxo térmico	81
5.3.1 Fluxo térmico no presente	82
5.3.2 Evolução do fluxo térmico na bacia	84
5.4 Identificação de potenciais <i>pods</i> ativos de geração	89
5.4.1 Avaliação das áreas	89
5.4.2 Seleção dos potenciais <i>pods</i> ativos de geração.....	93
5.5 Modelagens de maturação térmica da potencial rocha geradora e tipo de fluido gerado para cada pseudopoço	94
5.5.1 Resultados da modelagem para o primeiro cenário (COT=0,6% e IH=400)	96
5.5.2 Resultados da modelagem para o segundo cenário (COT=2% e IH=400)	102
5.6 Cálculos do volume de hidrocarbonetos gerados em função das modelagens estabelecidas.	106
6. SISTEMA PETROLÍFERO	112
6.1 Sistema petrolífero especulativo Barremiano/Aptiano-Neocretáceo	114
6.2 Sistema petrolífero especulativo Barremiano/Aptiano-Oligoceno/Mioceno	115
7. DISCUSSÃO	117
8. CONCLUSÕES	129
9. BIBLIOGRAFIA	131
ANEXO A – Informação dos pseudopoços para avaliação do potencial de geração de hidrocarbonetos	144
ANEXO B – Figuras correspondentes aos gráficos dos pseudopoços para cenário com COT=0,6% e IH=400 (mg HC/ gCOT).....	149
ANEXO C – Figuras correspondentes aos gráficos dos pseudopoços para cenário com COT=2% e IH=400 (mg HC/ gCOT).....	163

1. INTRODUÇÃO

Ao longo dos últimos anos tem-se intensificado a prospecção de hidrocarbonetos na Bacia de Punta del Este, na região *offshore* do Uruguai, principalmente devido à aquisição de dados sísmicos 2D e 3D, os quais visam caracterizar o potencial exploratório desta bacia. Ainda que, até o presente momento, não existam acumulações provadas de hidrocarbonetos, os modelos de *plays* indicam bom potencial para a presença de acumulações de óleo na região, justificando-se assim a elaboração de um modelo teórico sobre o fluxo térmico e o potencial gerador da área, que complementaria o conhecimento sobre o potencial econômico da região.

A Bacia de Punta del Este, localizada no *offshore* do Uruguai, é considerada uma região subexplorada, representando, assim, uma bacia de fronteira exploratória. Dois poços foram perfurados nessa bacia no ano de 1976 pela empresa Chevron (Lobo X1 e Gaviotín X1), ambos localizados em altos estruturais na plataforma continental. Trabalhos posteriores de análise de inclusões fluidas em *cuttings* desses poços encontraram micropartículas de paleofluidos em diferentes profundidades, tanto óleo quanto gás, mas nenhuma rocha geradora foi atingida. Um terceiro poço foi perfurado no ano 2016 pela empresa Total, denominado Raya X1, localizado perto da Bacia de Punta del Este, na porção ultra profunda uruguaia da Bacia de Pelotas, atingindo uma sucessão turbidítica do Oligoceno, o qual não apresentou indícios de hidrocarbonetos. Desta forma, considerando-se que a região possui escassos dados diretos de poço, originam-se muitas incógnitas sobre o potencial gerador de hidrocarbonetos, resultando importante estabelecer, dentre outros fatores:

- As condições de temperatura e de pressão às quais foram submetidas as possíveis rochas geradoras, o que permitirá determinar o potencial gerador de uma possível rocha geradora do Aptiano, análoga à principal rocha geradora provada das bacias da margem do Atlântico Sul;
- Os tipos de hidrocarbonetos que poderiam ter sido gerados (petróleo e/ou gás);
- O tempo (idade) de geração de hidrocarbonetos e a presença das armadilhas capazes de armazená-los (*timing* e/ou sincronia do sistema petrolífero), sendo que os volumes de óleo também poderiam ser estimados;

- As potenciais vias de migração (*pathways*) de hidrocarbonetos, que também podem ser estimadas por meio do processo proposto neste trabalho.

Com o intuito de obter respostas às incertezas previamente detalhadas, realizou-se uma modelagem do sistema petrolífero especulativo e a caracterização do potencial petrolífero dessa bacia, esclarecendo-se assim incertezas fundamentais na prospecção exploratória, tais como: a distribuição da potencial rocha geradora; a caracterização das paleotemperaturas; a análise de soterramento; a modelagem de fluxo térmico; os possíveis tipos de fluidos e os volumes acumulados; e as análises dos potenciais níveis reservatórios.

Mesmo diante da ausência de dados diretos, com base na aplicação da metodologia, a tese aqui defendida é que a Bacia de Punta del Este teve uma evolução térmica diferente ao longo de sua extensão, com maior desenvolvimento de calor e maior potencial de geração de hidrocarbonetos em sua porção centro-sul, e que existem dois sistemas petrolíferos especulativos com uma rocha geradora do Barremiano-Aptiano.

1.1 Objetivos

O objetivo geral desta tese é contribuir para o conhecimento da evolução geológica da Bacia de Punta del Este, visando estabelecer o potencial gerador e de acumulação de hidrocarbonetos.

Objetivos específicos:

- 1) Avaliar as rochas geradoras possivelmente presentes na Bacia de Punta del Este;
- 2) Estabelecer o potencial das rochas geradoras que possam estar presentes na bacia, incluindo uma estimativa da geração de volume de hidrocarbonetos;
- 3) Desenvolver uma modelagem de fluxo térmico para a bacia, avaliando o fluxo térmico com controle do poço disponível;
- 4) Estimar os tipos de fluidos gerados e o seu acúmulo.

1.2 Localização da área de estudo

A área de estudo é a Bacia de Punta del Este, localizada no *offshore* do Uruguai, definida pelas seguintes coordenadas: UTM 22 dos vértices: x = 136.130m, y = 5.965.852m; x = 209.832m, y = 6.038.300m; x = 382.364m, y = 5.932.769m; x = 302.380m, y = 5.838.128m; x = 209.413m, y = 5.887.961m (Figura 1).

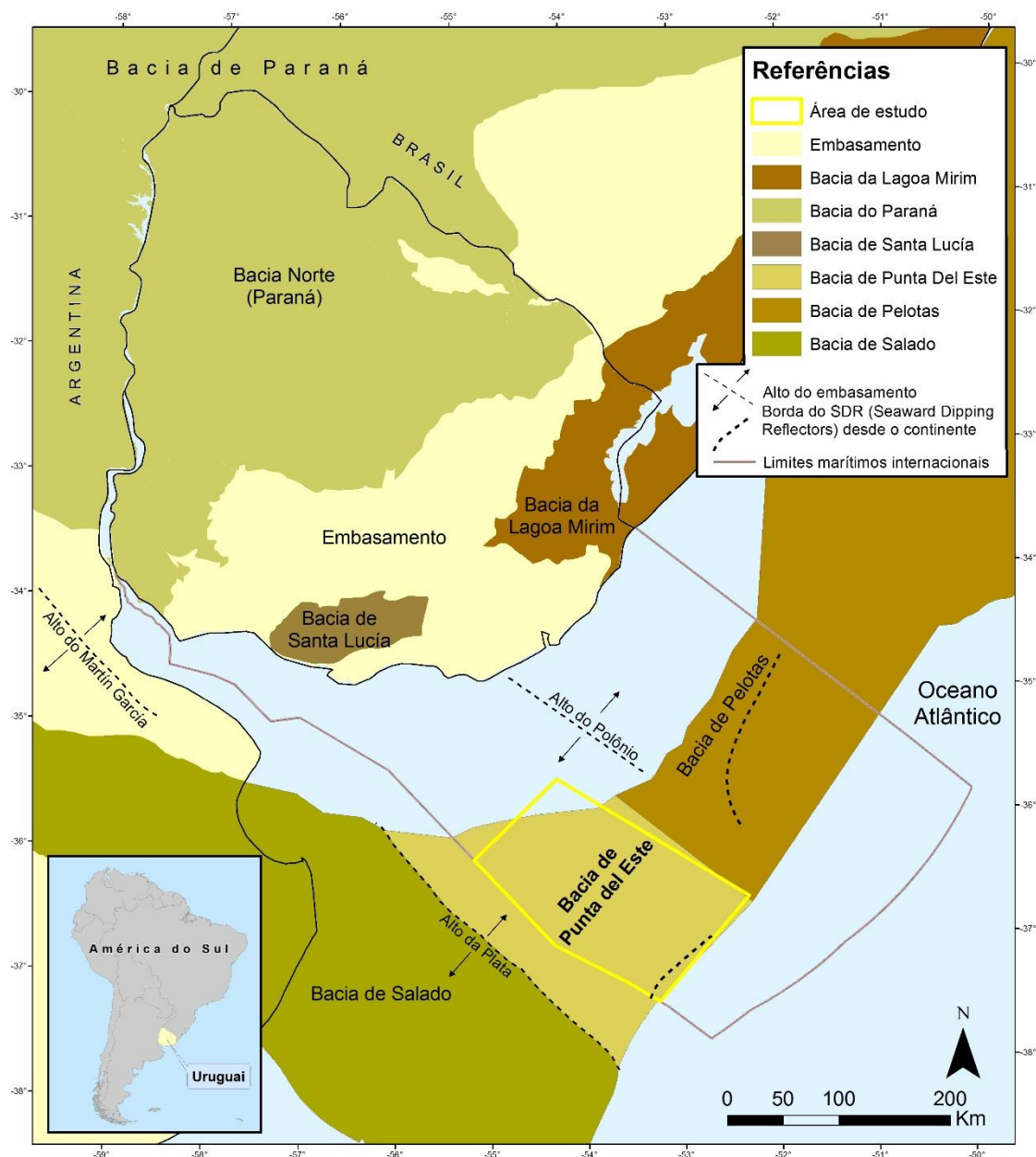


Figura 1. Localização da área de estudo (polígono amarelo).

A Bacia de Punta del Este abrange uma área de aproximadamente 25.000 km², com lâmina d'água variável (50 m até mais de 3.000 m na porção meridional). Limita-se ao sudoeste com a Bacia de Salado pelo Alto del Plata, e ao nordeste com a Bacia de Pelotas (porção uruguaia) pelo Alto de Polônio.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Contexto geológico regional

No Período Jurássico-Cretáceo ocorreu a fragmentação do supercontinente Gondwana, que na sua origem fora conformado pelo que atualmente constitui os continentes da América do Sul e África, Madagascar, Antártica, Índia e Austrália. A abertura do Oceano Atlântico representa um evento de longa duração, dominado por uma tectônica extensiva que reativou antigas descontinuidades do embasamento Pré-Cambriano, composto de rochas graníticas e metamórficas e de rochas sedimentares do Pré-Cambriano até a idade jurássica (CHARBOUREAU et al., 2013).

Associada a um sistema rifte, a abertura começou na porção sul do Gondwana há 155 Ma, aproximadamente no final do Jurássico e início do Eocretáceo (KOOPMANN et al., 2014). O rifteamento foi progressivamente transferindo-se para o Norte, completando-se depois de 20 a 30 Ma durante o Albiano (BRYANT et al., 2012). Esta evolução permitiu o desenvolvimento de bacias sedimentares do tipo margem passiva em ambas as margens do Oceano Atlântico, entre a América do Sul e a África. Segundo Moulin et al. (2010), o Oceano Atlântico pode ser dividido em quatro segmentos separados por grandes Zonas de Fraturas (Figura 2): 1) O segmento Equatorial, compreendido entre a Zona de Fratura Marathon e a Zona de Fratura Romanche; 2) O segmento Central, compreendido entre a Zona de Fratura Romanche e o Alto de Rio Grande e Dorsal de Walvis; 3) O segmento Sul, entre o Alto de Rio Grande e Dorsal de Walvis e a Zona de Fratura Agulhas-Falkland/Malvinas; 4) O segmento Falkland/Malvinas, ao sul da Zona de Fratura Agulhas-Falkland/Malvinas.

Contíguo à Zona de Fratura do Rio Grande, o Alto de Rio Grande e a Dorsal de Walvis originaram-se a partir do mesmo vulcanismo de *hot spot* (USSAMI et al., 2012).

As histórias de preenchimento das bacias dos segmentos central e sul do Atlântico Sul diferem uma da outra significativamente. Este efeito é relacionado à abertura anterior dos segmentos do sul e da profunda influência que tiveram a Dorsal de Walvis e o Alto do Rio Grande, atuando como barreiras físicas à circulação oceânica e de sedimentos até aproximadamente 80 Ma (PÉREZ-DÍAZ & EAGLES, 2017). Em particular, o Segmento Central é dominado por bacias que contêm pacotes espessos de sal que se formaram durante o Aptiano, enquanto as bacias do segmento

Sul caracterizam-se pela ausência de evaporitos, mas tiveram uma intensa atividade vulcânica no início do Cretáceo (MOULIN et al., 2005). A configuração inicial da margem vulcânica mostra sinais de ter controlado a extensão e a paleopropriedade da primeira transgressão marinha durante o Barremiano-Aptiano (KRESS et al., 2021).



Figura 2. Mapa estrutural do Oceano Atlântico no presente. Linhas brancas tracejadas indicando grandes zonas de fratura. Modificado de Scotese (2014).

A Bacia de Punta del Este, localizada no Segmento Sul, tem como evidência clara da atividade vulcânica os SDRs (*Seaward Dipping Reflectors*), aspecto que é compartilhado tanto pelas bacias sul americanas quanto africanas (Figura 3).

Segundo Paton et al. (2017), os SDRs são feições tectono-magmáticas provenientes da interpretação sismoestratigráfica em seções sísmicas. Formam cunhas grossas de material principalmente vulcânico, extrudido de forma subaérea ou subaquosa rasa, mergulhando ao mar, que se espessam para o oceano dentro da transição continente-oceano (Figura 4). Isso sugere fornecimento variável de magma ao longo do centro de abertura incipiente, também observado em dorsais ativas no meio do oceano.

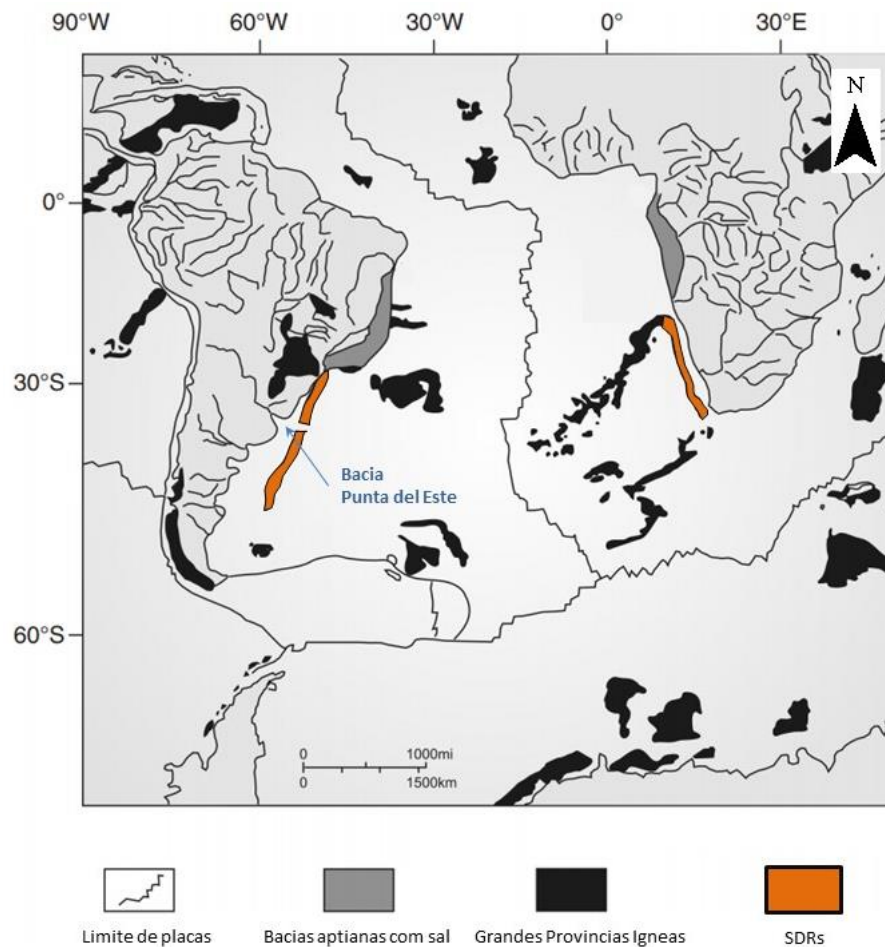


Figura 3. Mapa tectônico simplificado mostrando a distribuição dos SDRs nas margens do Segmento Sul e outras Grandes Províncias Ígneas. Modificado de Mohriak et al. (2002).

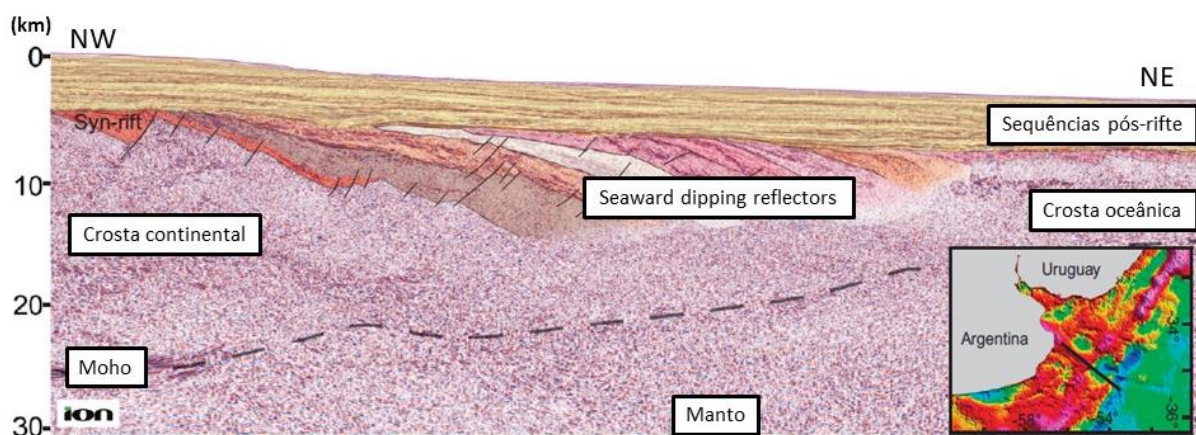


Figura 4. Seção sísmica da Bacia de Salado mostrando a interpretação dos SDRs. Fonte: Paton et al. (2017).

As bacias que apresentam essas feições podem ser caracterizadas como margem passiva vulcânica (MPV), também chamadas bacias “ricas em magma”, ao contrário das bacias do segmento central, que são chamadas “pobres em magma” (ZALÁN, 2015). A deformação da crosta em MPVs durante a fase de rifteamento é

dominada pela hiperextensão e vulcanismo (SDRs), além de uma forte intrusão de diques. A distribuição dos SDRs no Segmento Sul é díspar, com os maiores volumes de material magmático localizados no setor africano, evidenciando a abertura assimétrica do Atlântico Sul (PATON et al., 2017). Segundo Franke et al. (2007), podem-se identificar três sequências de SDRs adjacentes, que são delimitadas por fortes descontinuidades, colocadas em condições subaquáticas devido à progressiva subsidência da crosta. Cada uma destas sequências de SDRs apresenta forma convexa para cima, e mostra o padrão interno de reflexão divergente (HINZ, 1981). As diferentes arquiteturas tectono-vulcânicas dos segmentos da margem atlântica e os diferentes volumes de magmas extrudados podem indicar que a extrusão do material vulcânico foi controlada pela configuração tectônica na etapa pré-rifte (FRANKE et al., 2007).

2.2 Geologia da Bacia de Punta del Este

2.2.1 Contexto estrutural e evolução tectônica da Bacia de Punta del Este

A Bacia de Punta del Este tem sua origem vinculada às outras bacias da margem atlântica, formadas durante o processo de fragmentação do supercontinente Gondwana, com posterior abertura do Oceano Atlântico ao longo do Neojurássico – Eocretáceo (CHABOUREAU et al., 2013). A extensão tectônica gerou o sistema de rifteamento, dando lugar às bacias de Punta del Este e Pelotas na porção uruguaia, com preenchimento constituído pelas rochas depositadas durante o Mesozoico e Cenozoico (UCHA et al., 2004).

A bacia constitui um aulacógeno, com orientação perpendicular à margem continental (Figura 5). Essa orientação da bacia, assim como de outros riftes abortados próximos (Bacias de Salado, Colorado, Valdés, Rawson e San Jorge), explica-se por meio da rotação no sentido horário das subplacas patagônicas. Isso também implica que o rifte da zona sul do Atlântico Sul abriu-se obliquamente na direção nordeste-sudoeste. A tendência estrutural relacionada ao rifte é predominantemente paralela ao eixo da bacia, indicando uma extensão direcionada ao norte-nordeste – sul-sudoeste (HEINE et al., 2013).

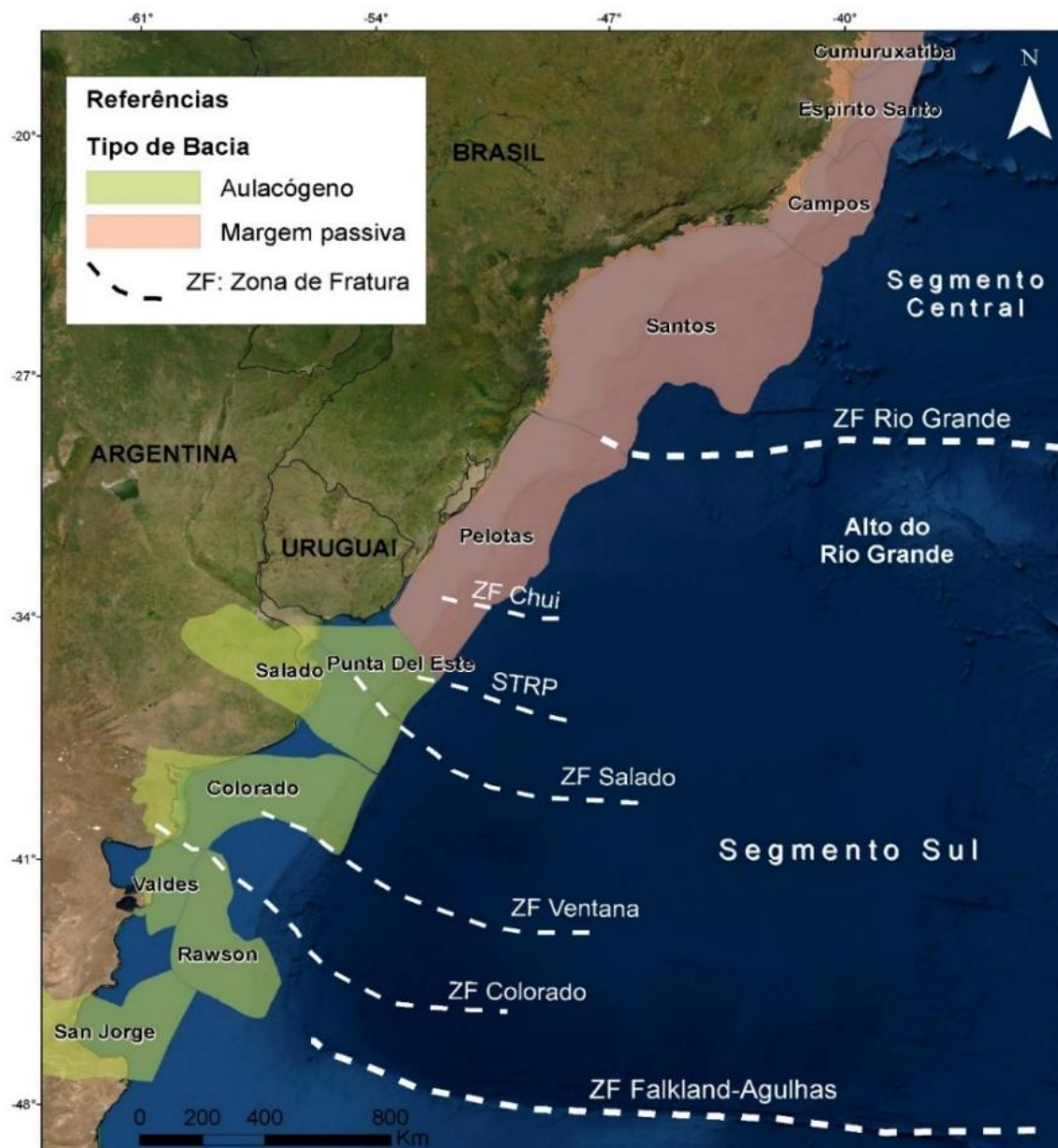


Figura 5. Mapa com elementos estruturais principais e bacias *offshore*. Observa-se a perpendicularidade da Bacia de Punta del Este em relação à margem continental. STRP: Sistema de Transferência do Rio de la Plata. Baseado em Franke et al. (2007) e Soto et al. (2011). Mapa topográfico: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User Community.

Em relação aos mecanismos de formação da Bacia de Punta del Este, distintos modelos foram propostos por diversos autores. Stoakes et al. (1991) sugerem o modelo de junção tripla, por meio de falhas de extensão, em uma zona antiga de fraqueza que fora rejuvenescida durante a abertura mesozoica do sul do Atlântico. A proposta de Chang et al. (1992) baseia-se na acomodação da tensão devido à rotação da América do Sul em relação à África, produzindo extensão na direção nordeste-sudoeste. MacDonald et al. (2003) concluem que a América do Sul foi deformada por extensão oblíqua, iniciada no Neotriássico, na porção austral do Atlântico Sul, e

controlada por falhas transcorrentes. Outra das propostas de formação destes riftes abortados foi feita por Heine et al. (2013). Neste trabalho propõem, com base no modelo computacional de placas tectônicas, que a origem se deu devido a variações na orientação da tensão e nas velocidades de estiramento.

Estruturalmente é possível reconhecer, na área de estudo, um sistema de falhas normais lítricas que definem meio-grábens e *horsts* de diferentes dimensões. As falhas principais, em geral, têm direção aproximadamente noroeste e, de forma subordinada, existem falhas com direção norte-nordeste (MORALES et al. 2017).

Soto et al. (2011) definem que o Sistema de Transferência do Rio de la Plata (STRP) consiste em um sistema de falhas com direção noroeste-sudeste, que permite separar as Bacias de Punta del Este e de Pelotas na zona meridional, em águas profundas (Figura 6).

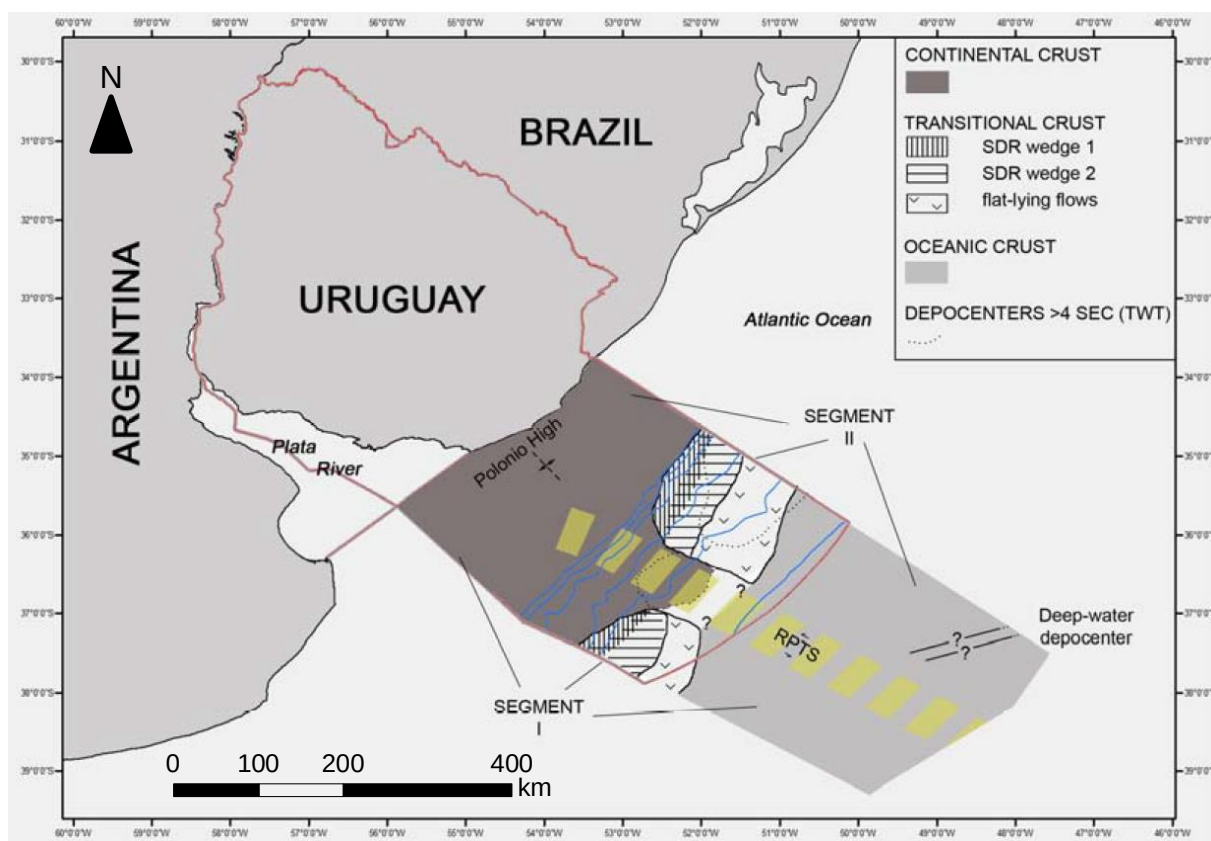


Figura 6. Mapa com as principais feições tectônicas da margem continental uruguaia. Linha amarela tracejada indicando o Sistema de Transferência do Rio de la Plata. Fonte: Soto et al. (2011).

A evolução tectônica e estratigráfica da Bacia de Punta del Este compreende quatro grandes etapas: pré-rifte, sin-rifte, transição e pós-rifte (MORALES et al., 2017).

2.2.1.1 Etapa Pré-rifte

A sequência pré-rifte apoia-se sobre o embasamento Pré-Cambriano do Escudo Uruguaio, e compreende rochas sedimentares e vulcânicas paleozoicas a mesozoicas que ocorrem na Bacia do Paraná (UCHA et al., 2004). Os depósitos desta sequência estão diretamente vinculados aos processos de subsidência intracratônica anterior ao rifte (CHANG et al., 1992) e podem ser correlacionados com os depósitos das bacias da margem africana no Segmento Sul. Ucha et al. (2004) descrevem, para esta sequência no poço Gaviotín X1, uma sucessão de siltitos e arenitos quartzo-feldspáticos interestratificados de diversas cores e, ocasionalmente, níveis argilosos. Ocorrem níveis pontuais de anidrita e calcita. As unidades siliciclásticas se apoiam em discordância com arenitos quartzosos com escassa presença de argilas. Segundo Daners et al. (2003), para esta sucessão assinala-se idade permiana.

2.2.1.2 Etapa Sin-rifte

A sequência sin-rifte, representada pelo preenchimento de meio-grábens como produto de fortes falhamentos antitéticos com orientação noroeste-sudeste e SDRs, é constituída por depósitos flúvio-aluviais e lacustres, intercalados com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. Os depósitos siliciclásticos reconhecidos nos poços Lobo X1 e Gaviotín X1 correspondem a conglomerados e conglomerados arenosos, apoiados sob lavas basálticas e níveis piroclásticos. Para esta sucessão assinala-se idade eocretácea em correlação com os depósitos da Bacia Santa Lucía, no *onshore* do Uruguai. São reconhecidas em seções sísmicas deformações compressivas devido a reativações transtensivas dos falhamentos próximo aos altos dos meio-grábens (UCHA et al., 2004). Heine et al. (2013) deduzem de seu modelo cinemático de placas e espessuras sedimentares atuais, que o período do sin-rifte da Bacia de Punta del Este abrangeu 19,4 Ma, dos 140 Ma até 120,6 Ma.

2.2.1.3 Etapa de Transição

A sequência de transição ou *sag*, desenvolvida entre as fases rifte e pós-rifte, corresponde ao começo da subsidência térmica e associa-se à primeira transgressão

marinha na bacia, compreendendo depósitos marinhos de idade Barremiano-Aptiano, reconhecida como o primeiro evento anóxico do Cretáceo (JUNGSLAGER, 1999). Neste sentido, Poulsen et al. (2001), baseados em modelagens de circulação oceânica, sugerem que durante o Aptiano, na margem atlântica, o oceano estava praticamente em condições anóxicas. Na Bacia de Orange (sul África), durante o início até o médio do Aptiano, foram depositados folhelhos ricos em matéria orgânica (van der Spuy, 2003), bem como na sub-Bacia de Bredasdorp, na África do Sul (Broad et al. 2012). A circulação da água, entre o começo da expansão do fundo marinho e a abertura dos corredores através do Atlântico equatorial, foi controlada pela topografia do Platô das Malvinas/Falkland, do Alto do Rio Grande e a Dorsal de Walvis (PÉREZ-DIAZ & EAGLES, 2017). Esta etapa registra o final da atividade tectônica das principais falhas do sin-rifte.

Nas seções sísmicas da Bacia de Punta del Este, é possível observar a expansão da sedimentação cretácea para ambas as margens da bacia, superando os altos estruturais dos meio-grábens. Segundo Creaser et al. (2017), a proeminência do aulacógeno em forma de funil atuou ao longo deste período como uma zona importante de canalização de sedimentos da plataforma para a zona inferior do talude e para o setor sudoeste da margem continental, levando a sedimentação na Bacia de Punta del Este à zona do STRP. Os principais canais atravessam o talude inferior, mas tendem a acompanhar de perto as tendências estruturais dos *horst*. Estes canais bifurcam-se em torno dos *horsts*, que têm centenas de metros de relevo, em direção a estruturas de tipo meio-gráben com pouco preenchimento e um depocentro de grandes dimensões dentro do STRP. Dois pontos principais de entrada na Bacia de Punta del Este são reconhecidos: um ao norte, e outro ao sul do Alto de Polônio (Figura 9).

A sucessão sedimentar descrita no poço Gaviotín X1 é composta de arenitos grossos a médios, com intercalações de níveis conglomeráticos e pelíticos, interpretados como sistemas fluviais e flúvio-deltaicos (UCHA et al., 2004).

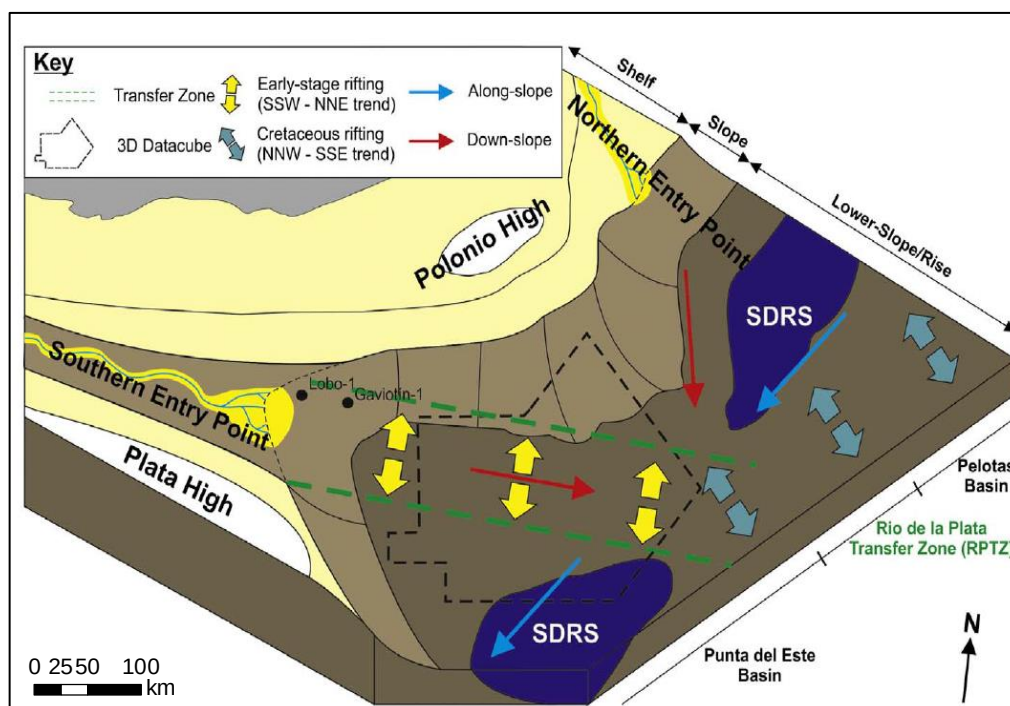


Figura 7. Esquema mostrando as maiores feições morfológicas do Cretáceo e a influência na sedimentação na Bacia de Punta del Este, do Alto de Polônio, Alto del Plata e a STRP. Fonte: Creaser et al., (2017).

2.2.1.4 Etapa Pós-rifte

A sequência pós-rifte, em condições marinhas, é constituída por sequências deposicionais controladas por ciclos transgressivos e regressivos (STOAKES et al., 1991). Os sedimentos depositados durante esta etapa acumularam-se no período de subsidência regional, quando o alto fluxo térmico da etapa rifte diminuiu e a litosfera fraturada esfriou e afundou. O sag resultante foi sobreposto à zona anterior de rifteamento aulacogênico, criando ampla calha na qual a drenagem regional foi canalizada no setor noroeste, e que controlou a invasão marinha no setor sudeste do continente (STOAKES et al., 1991). Esta modificação da configuração da bacia determinou mudanças importantes no padrão de empilhamento sedimentar (UCHA et al., 2004).

Segundo Morales et al. (2017), para esta etapa pós-rifte é possível identificar duas megassequências sedimentares: uma de idade cretácea, começando com um trato de sistema transgressivo e com a arquitetura retrogradacional para o topo, e outra cenozoica, representada por depósitos costeiros e marinhos, caracterizada principalmente por grandes ciclos de transgressão e regressão. A megassequência cretácea descrita no poço Gaviotín X1 apresenta quase unicamente arenitos

quartzosos finos a grossos, com intercalações de conglomerados e fragmentos retrabalhados de basaltos e tufos vulcânicos, assim como intercalações pontuais de argilitos. A megassequência cenozoica apresenta argilitos e siltitos com abundante microfauna marinha (MORALES et al., 2017). Nesta última etapa, as Bacias de Punta del Este e de Salado operavam como uma única bacia sedimentar, com importantes variações da linha da costa (STOAKES et al., 1991).

A Figura 8 apresenta a proposta da carta estratigráfica da Bacia de Punta del Este, com as litologias principais desde a zona costeira até águas profundas, a evolução tectônica e os ambientes deposicionais (MORALES, 2013).

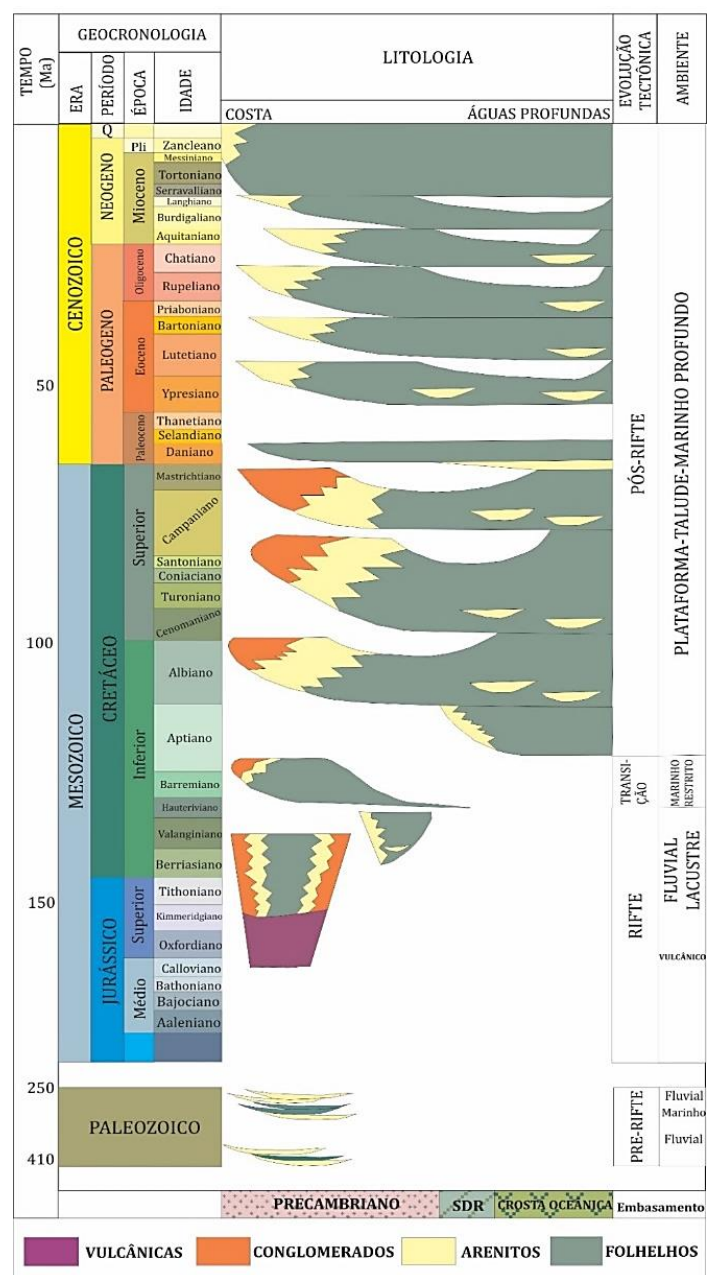


Figura 8. Coluna estratigráfica da Bacia de Punta del Este. Modificado de Morales (2013).

2.2.2 Antecedentes de exploração e investigação

Os primeiros levantamentos e estudos sísmicos na área foram feitos pelo Observatório Geológico Lamont, da Universidade da Columbia, junto com o Serviço da Hidrografia da Marinha Argentina no ano 1957. O objetivo da aquisição de dados sísmicos era estudar a plataforma continental argentina e o Mar da Scotia, localizado ao sul do continente. No âmbito desta campanha, uma linha sísmica foi desenvolvida na margem uruguaia (EWING et al., 1963). Posteriormente, Leyden et al. (1971) fizeram estudos de perfis de refração sísmica registrados ao longo de uma linha oeste-leste, entre Punta del Este e o Alto do Rio Grande, onde foram inferidas correlações de velocidade-idade para as seções sísmicas. No ano de 1991, Stoakes e colaboradores desenvolveram o estudo mais completo da Bacia de Punta del Este, onde se abordam aspectos estratigráficos e tectônicos deduzidos por meio da sísmica 2D e de informações dos poços perfurados na bacia (Figura 9).

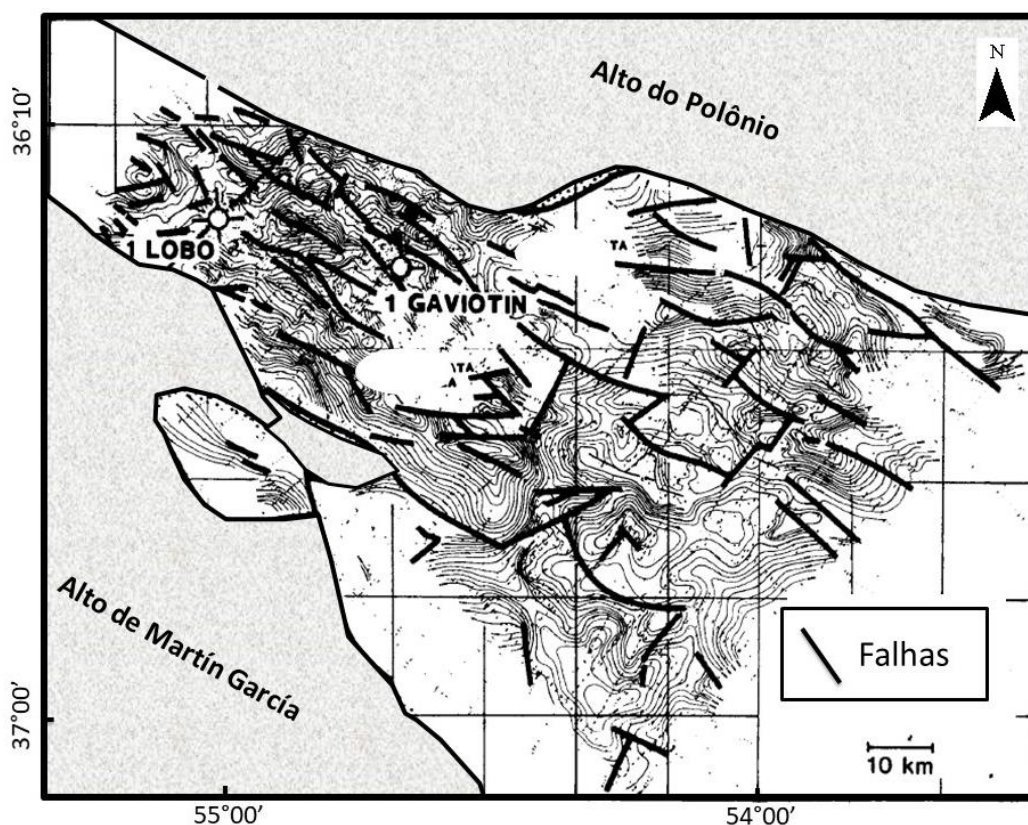


Figura 9. Mapa estrutural da fase de rifte. Modificado de Stoakes et al. (1991).

Nos últimos anos, vários trabalhos foram publicados por diferentes autores a partir de estudos dos poços mencionados anteriormente, e da informação sísmica 2D e 3D disponíveis. Soto et al. (2011) definem o Sistema de Transferência do Rio de la

Plata (STRP), que permite separar as bacias de Punta del Este e Pelotas. No trabalho de Raggio et al. (2011), é descrita a estratigrafia e a evolução tectônica da Bacia de Punta del Este em três fases: 1) Extensão sul-sudoeste/norte-nordeste de idade Meso-Jurássico – Eocretáceo, correspondente à etapa de rifte; 2) Abertura leste-oeste do Gondwana durante o Cretáceo, correspondente à etapa pós-rifte/sag; 3) Subsidência durante o Neogeno, correspondente à etapa da margem passiva. Grassmann et al. (2011) identificam provisoriamente um sistema petrolífero Aptiano-Albiano ativo, compreendendo a rocha geradora marinha de idade aptiana, um intervalo de reservatório da Formação Colorado do final do Cretáceo e a Formação Pedro Luro, do Daniano, como possível rocha selante regional na margem continental Atlântica. Morales (2013), descreve a evolução tectono-estratigráfica da margem continental uruguaia mediante o mapeamento sistemático de sequências sedimentares.

Outros trabalhos teriam sido focalizados na interpretação de sistemas sedimentares de contornitos e sistemas mistos de turbiditos-contornitos. Hernández-Molina et al. (2016), Hernández-Molina et al. (2017) e Creaser et al. (2017) avaliam a influência das correntes de fundo e a paleoclimatologia na margem continental do Uruguai, descrevendo um extenso sistema de sedimentação de contorno na margem que contém variedade de grandes feições erosivas, geradas principalmente pelos fluxos próximos ao fundo, associados às massas d'água de origem antártica e subantártica.

Adicionalmente aos trabalhos relacionados a sistemas petrolíferos, Morales et al. (2017) propõem quatro sistemas petrolíferos especulativos para a Bacia de Punta del Este: 1) Sistema petrolífero marinho da fase pré-rifte; 2) Sistema petrolífero lacustre da fase rifte; 3) Sistema petrolífero marinho da fase pós-rifte cretácea; 4) Sistema petrolífero marinho da fase pós-rifte cenozoica. Turrini et al. (2017) utilizam as distribuições dos atributos geométricos dos sistemas de falhas poligonais para delinear reservatórios ricos em arenitos em zonas de águas profundas a ultraprofundas (Figura 10).

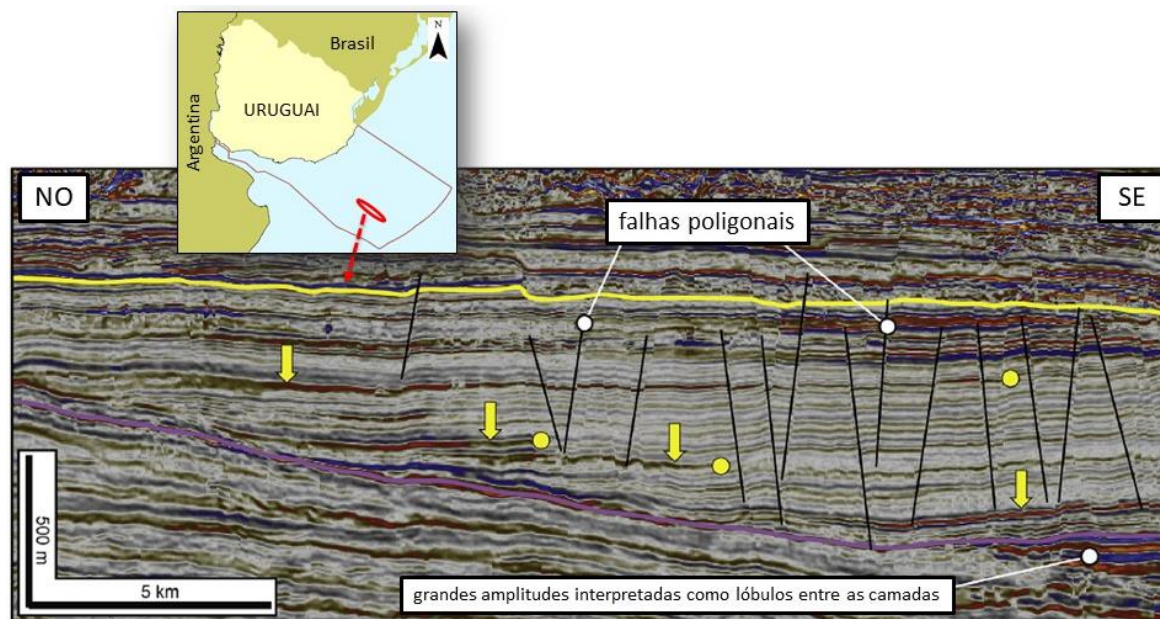


Figura 10. Relação transversal entre as falhas poligonais e os lóbulos entre as camadas. As grandes amplitudes interpretadas como lóbulos entre as camadas são indicadas por setas amarelas. Modificado de Turrini et al. (2017).

Conti et al. (2019) identificam um sistema de turbiditos aptianos em águas profundas. Chauvet et al. (2021) fazem a reinterpretação de seções sísmicas e mostram uma correlação específica entre o afinamento da crosta subjacente e sua reologia, e os atributos geométricos internos dos SDRs.

2.2.3 Rochas geradoras potenciais da Bacia de Punta del Este

Até o momento não foram provadas acumulações comerciais de hidrocarbonetos nas bacias *offshore* uruguaias. As perfurações foram feitas na zona proximal da bacia, não representando o preenchimento sedimentar nas zonas mais distais. Trabalhos posteriores de análise de inclusões fluidas em *cuttings* de perfuração dos poços Lobo X1 e Gaviotín X1 encontraram micropartículas de paleofluidos em diferentes profundidades, tanto óleo quanto gás, mas nenhuma rocha geradora foi atingida nesses poços (TAVELLA & WRIGHT, 1996). Apesar disso, as descobertas de inclusões fluidas confirmam a existência de um sistema petrolífero responsável pela geração de hidrocarbonetos e sua migração, além dos indícios de gás detectados durante a perfuração (UCHA et al., 2004).

As possíveis rochas geradoras poderiam estar associadas, principalmente, às etapas de transição e pós-rifte (ZALAN, 2017). Para a etapa de transição deveriam ocorrer fácies marinhas e lacustres com matéria orgânica nos depocentros distais,

associados à tectônica extensiva. Na etapa pós-rifte, as rochas com potencial gerador seriam de origem marinha e estariam localizadas nas zonas de águas profundas. As duas etapas podem acumular grandes espessuras sedimentares devido à forte subsidência térmica (ZALÁN, 2017). As primeiras incursões marinhas durante a época de eventos anóxicos (Aptiano) poderiam depositar folhelhos ricos em matéria orgânica, que sofreram soterramento gradual e pronunciado na base do pacote sedimentar. Portanto, nesta etapa de afundamento térmico, o depocentro localiza-se na zona de atenuação da crosta (*necking zone*), sendo o foco principal de geração de hidrocarbonetos (ZALÁN, 2017).

Folhelhos ricos em matéria orgânica, depositados durante os eventos anóxicos no início do Aptiano (Figura 11), foram encontrados em grande parte da margem do Atlântico Sul (MELLO et al., 2012). Mais de 30% das reservas mundiais de óleo e gás provêm de rochas geradoras do Cretáceo (ULMISHEK & KLEMME, 1990). Segundo Mello et al. (1991), a maior parte dos volumes de petróleo (aproximadamente 95%) gerados nas bacias brasileiras e nas bacias do *offshore* da Angola, do Congo e de Camarões, são de origem lacustre do Barremiano-Aptiano. Por outro lado, no *offshore* da África do Sul e sul da Namíbia, as rochas geradoras do Cretáceo são de origem marinha (MELLO et al., 1991; VAN DER SPUIY, 2003). A diferença da origem da matéria orgânica deve-se ao controle da circulação d'água no começo da expansão do fundo marinho pelo Alto do Rio Grande e a Dorsal de Walvis (PÉREZ-DIAZ & EAGLES, 2017). A Figura 11 apresenta a etapa inicial da expansão do fundo do mar, entre o sul da América do Sul e o sul da África, e o aprofundamento inicial do que mais tarde se tornará as bacias da Argentina e do Cabo. Neste contexto, entre o Alto do Rio Grande/Dorsal de Walvis e o Platô Falkland/Malvinas, foi desenvolvida uma “Bacia Anóxica Aptiana” durante o Barremiano-Aptiano, favorecendo depósitos de matéria orgânica de origem marinha (JUNGSLAGER, 1999). No entanto, durante o Barremiano-Eoaptiano, a barreira causada pelos altos estruturais impedia a passagem do incipiente Oceano Atlântico em direção às bacias brasileiras e africanas ao Norte da Namíbia, onde as condições paleoambientais foram favoráveis para o desenvolvimento, principalmente, de ambientes lacustres.

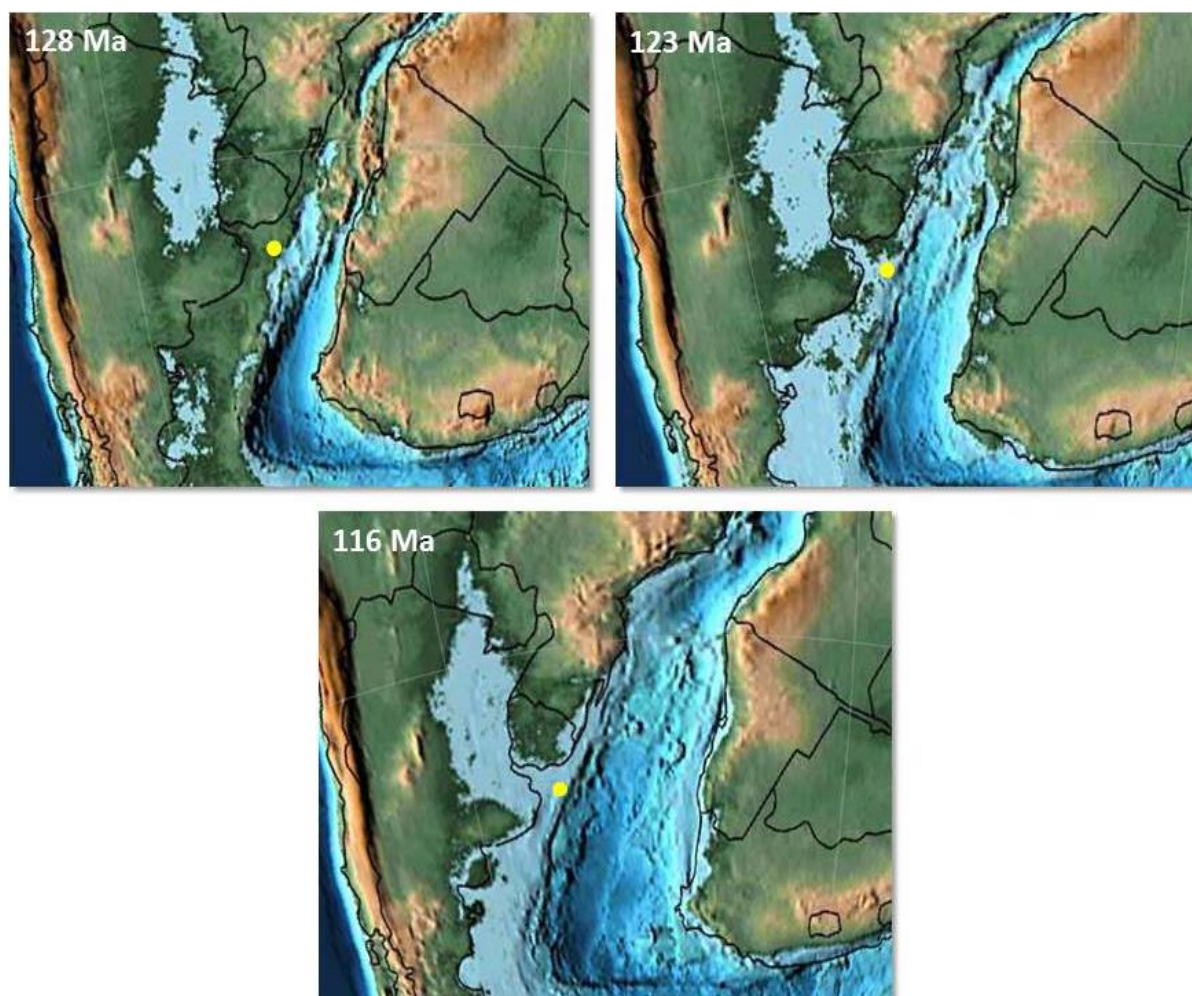


Figura 11. Evolução da margem onde se localiza a Bacia de Punta del Este para o período Barremiano-Aptiano, proposto na modelagem de placas de Scotese (2014). Círculo amarelo balizando, aproximadamente, o poço Gaviotín X1 nessas idades.

O *offshore* da Namíbia é uma das poucas bacias atlânticas onde as rochas geradoras marinhas do Barremiano-Aptiano, depositadas tanto em águas rasas como em profundas, foram perfuradas e provadas como geradoras de hidrocarbonetos (EASTWELL et al., 2018). Davies & Van der Spuy (1988) e Davies & Van der Spuy (1993) analisaram a matéria orgânica dos poços do campo de Kudu (9A-1, 9A-2 e 9A-3) da Bacia de Orange e obtiveram, como resultado, que a rocha geradora de idade Barremiano-Aptiano é de origem marinha, depositada em um ambiente pobre em oxigênio. Os poços atravessaram três intervalos de rocha geradora do Neoaptiano correspondentes a 150, 60 e 30 m de espessura aproximadamente.



Figura 12. Mapa da Bacia do Cabo com a localização dos poços analisados em diferentes artigos científicos. Modificado de Adekola et al. (2012); Hartwing et al. (2012). Mapa topográfico: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User Community.

Ademais, no trabalho de Jungslager (1999), foram identificados três grupos principais de rochas geradoras, no *offshore* da África do Sul e no sul da Namíbia (campo de Kudu), onde a rocha geradora correspondente à etapa de transição (Barremiano-Eoaptiano) é de origem marinha (Figura 12). Akinlua et al. (2011), analisaram amostras de folhelhos de dois poços (A-K2 e A-C3) na Bacia de Orange e

concluíram que as amostras do Aptiano contêm querogênio do tipo II/III, com menores quantidades do tipo IV.

Os valores de carbono orgânico total (COT) variam de 1,06% a 2,17%, e o índice de hidrogênio (IH) entre 7 e 128 mgHC/gCOT. Ademais, Adekola et al. (2012) realizaram uma avaliação geoquímica de 32 amostras, correspondendo a 7 poços na bacia de Orange, constatando que as amostras do Cretáceo possuem predominantemente querogênio tipo II/III, depositado em ambiente marinho. As amostras do Aptiano apresentam COT entre 1,11% e 3,08%, e IH entre 63 e 201 mgHC/gCOT. Adicionalmente, Hartwig et al. (2012) analisaram as amostras de rochas geradoras dos poços do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), na Angola (DSDP 364), na Namíbia (DSDP 530 A) e na África do Sul (DSDP 361). Os resultados obtidos indicam que as rochas geradoras do Cretáceo contêm principalmente querogênio tipo II e III, depositados em ambiente marinho. As amostras do Aptiano do poço DSDP 361 contêm COT entre 4,8% e 8,13%, e IH entre 37 e 554 mgHC/gCOT. As espessuras de rochas geradoras variam entre 16 e 40 m. Van der Spuy (2003) descreve as rochas geradoras do Aptiano na Bacia de Bredasdorp, na África do Sul. Estas têm espessuras entre 50 e 120 m, contêm querogênio tipo II/III, o %COT é 2,5 e IH entre 100 e 500 mgHC/gCOT. Hodgson et al. (2013) e Coole & Kock (2014) reportam, em seus trabalhos, que os poços Wingat-1, Murombe-1, Kabeljou-1 e Moosehead-1, localizados no *offshore* da Namíbia, confirmam a presença de uma rocha geradora de origem marinha, de idade Barremiano-Aptiano. Niño-Guiza et al. (2016) descrevem que no poço Wingat-1, a rocha geradora do Barremiano-Aptiano tem espessura de 70 m, aproximadamente, e valores de COT até 3,5%. O poço Moosehead-1, localizado ao norte do campo de Kudu, atingiu uma rocha geradora de 197 m de espessura do Barremiano-Aptiano de origem marinha (DAVISON et al., 2018; EASTWELL et al., 2018).

Em relação à margem argentina, Ludwig & Krasheninnikov (1983) identificam folhelhos do Aptiano Inferior de origem marinha com COT entre 1,7% e 4,1% no poço DSDP 511, localizado no Platô Falkland/Malvinas. Grassmann et al. (2011), baseados na interpretação de seções sísmicas e na modelagem de maturação térmica na margem atlântica argentina e uruguaia, propõem um sistema petrolífero Aptiano-Albiano (?) ativo em águas profundas para toda a margem onde a rocha geradora seria de origem marinha do Aptiano. Anka et al. (2014) identificaram vazamentos de

gás na Bacia do Colorado (Argentina) por meio de interpretação sísmica de detalhe. Baseados na modelagem de maturação térmica e em dados de poços, sugerem que o gás foi gerado na zona distal da bacia, a partir de rochas geradoras com querogênio tipo II/III do Aptiano.

Cabe salientar que a Bacia Santa Lucía, localizada no corredor estrutural Santa Lucía-Aiguá-Merim (ROSSELLO et al., 2007), *onshore* do Uruguai, apresenta folhelhos lacustres ricos em matéria orgânica, com valores de COT de até 1,68%, pertencentes à Formação Castellanos depositada em ambiente marinho restrito, de idade Aptiano-Albiano (ANCAP, 1974). Segundo Rossello et al. (2007), a Bacia Santa Lucía é interpretada como um aulacógeno, produto da abertura do Atlântico Sul. O desenvolvimento do corredor estrutural SaLAM seria contemporâneo à fase sin-rifte das bacias do *offshore* do Uruguai. Ucha et al. (2004) correlacionam as litologias descritas nos poços Lobo X1 e Gaviotín X1 com as bacias *onshore* uruguaias.

Analisando os dados descritos, as rochas geradoras do Barremiano-Aptiano são consideradas produtoras de óleo e gás no Atlântico Sul. Mesmo que pudessem existir outras rochas geradoras de outras idades, com capacidade de gerar hidrocarbonetos na Bacia de Punta del Este, as rochas do Barremiano-Aptiano seriam as que teriam as melhores chances de gerar hidrocarbonetos. Isso pode ser deduzido com base no fato de que estas rochas se encontram em bacias vizinhas produtoras de hidrocarbonetos, que por suas gêneses e registros estratigráficos estão relacionadas, temporal e espacialmente, com a Bacia de Punta del Este. Por isso, este trabalho propõe, para a modelagem da bacia, a existência de uma rocha geradora de idade Barremiano-Aptiano de origem marinha.

3. CONCEITOS E DEFINIÇÕES TEÓRICAS

3.1 Modelagem da bacia

3.1.1 Definições gerais

O termo “modelagem da bacia” implica que os processos físicos e químicos em bacias sedimentares são estimados por meio de um modelo matemático em etapas discretas, relacionado principalmente à história térmica da bacia, associada à geração e acumulação de hidrocarbonetos (WELTE & YALÇIN, 1988). Segundo Tissot et al. (1978), a modelagem de bacias para quantificar os processos de geração de hidrocarbonetos pode ser subdividida em: Modelagem Geológica, que prioriza a determinação de uma história térmica através da modelagem de processos físicos; e a Modelagem Geoquímica, na qual a história térmica é aplicada à química da evolução dos hidrocarbonetos. A integração de todos os dados geofísicos, geoquímicos e geológicos define o Modelo Conceitual (WYGRALA, 1988). A temperatura é o fator mais importante a ser estudado, sendo o parâmetro fundamental de geração dos hidrocarbonetos e seus mecanismos de transporte.

3.1.2 Calor e fluxo térmico

O calor é definido como a energia transferida em virtude de uma diferença de temperatura ou gradiente térmico (vetorial), fluindo das regiões de altas temperaturas para as regiões de temperaturas mais baixas, até que uma distribuição de temperatura uniforme seja alcançada (WELTE et al., 1997). O calor é movido por convecção na astenosfera, mas a condução e advecção seriam o meio dominante pelo qual é transportado através da litosfera (BEARDSMORE et al., 2001). O limite reológico da crosta e da litosfera está relacionado à deformação e subsidência das bacias sedimentares.

A quantidade de energia térmica é definida pela densidade do fluxo térmico (q), que é a medida do fluxo de calor por unidade de tempo e por unidade de área. O fluxo térmico também é vetorial, sendo proporcional ao gradiente de temperatura (gradiente T), onde o fator de proporcionalidade é a condutividade térmica (K):

$$q = -K \times \text{gradiente } T$$

O gradiente térmico pode ser definido através da seguinte equação:

$$\frac{dT}{dh} = \frac{T_2 - T_1}{\Delta z}, \text{ onde } T_1 \text{ e } T_2 \text{ são temperaturas de dois pontos separados por uma distância } \Delta z.$$

A condutividade térmica é uma propriedade do corpo por meio da qual o calor é transferido por condução (WELTE et al., 1997). Para uma determinada quantidade de calor, é definida a mudança na temperatura por unidade de comprimento. Altos valores de condutividade térmica resultam em baixos gradientes térmicos e vice-versa (BEARDSMORE et al., 2001).

Segundo Hantschel & Kauerauf (2009), o vetor de fluxo térmico é direcionado principalmente ao longo da maior queda de temperatura de um determinado local. Na litosfera, é causada, preferencialmente, pela diferença entre as temperaturas de topo (ISA: interface sedimento-água) e de base (limite astenosfera-litosfera). Portanto, o fluxo de calor resultante é direcionado principalmente na vertical quando as duas superfícies limítrofes são quase esféricas e quando as variações laterais das temperaturas limites são pequenas. O fluxo térmico, numa bacia sedimentar, é controlado principalmente pela condutividade térmica média, a espessura do manto e a crosta (BEARDSMORE et al., 2001). Numa bacia sedimentar, para a análise de fluxo de calor, o fluxo térmico na sua base define a condição do limite inferior, enquanto ISA define a condição do limite superior (Figura 13).

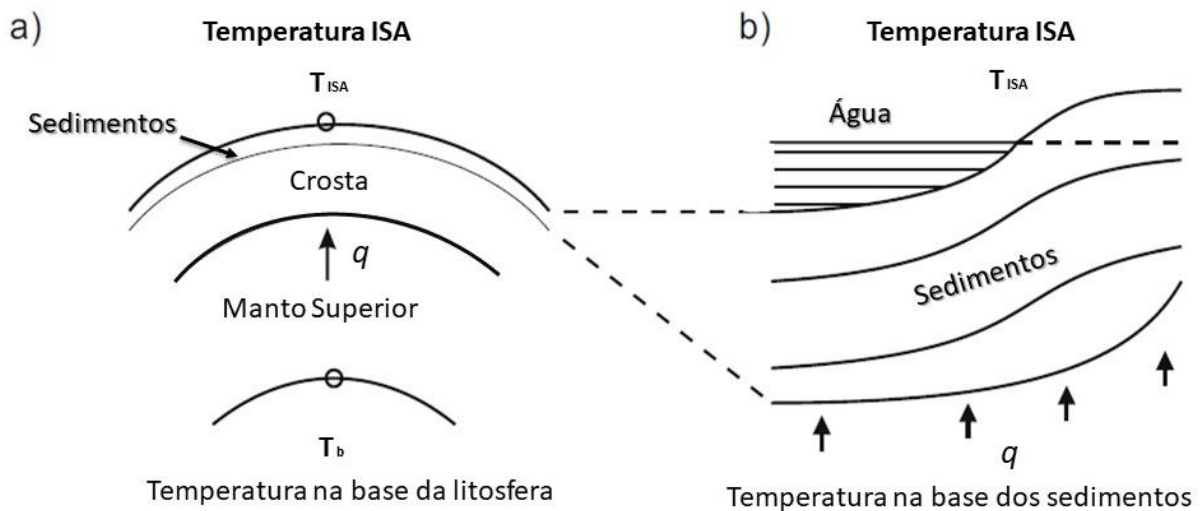


Figura 13. Condições de limites para a análise do fluxo térmico: a) Da litosfera, b) Nos sedimentos. Modificado de Hantschel & Kauerauf- (2009).

Segundo Welte et al. (1997), fontes de calor do interior da Terra provêm, em geral, do manto superior e da crosta inferior. Existem outras fontes locais que fornecem calor, como a fricção das placas tectônicas e os processos de metamorfismo e diagênese em condições específicas. O comportamento da litosfera é a causa principal de subsidência, condicionando o fluxo térmico e a temperatura. As bacias localizadas em margens passivas possuem importante subsidência causada pelo rápido estiramento da litosfera e a ascensão da astenosfera, associados a falhamentos (MCKENZIE, 1978).

3.1.3 Principais mecanismos de subsidência

A seguir, são descritos os principais mecanismos que causam subsidência numa bacia:

- Subsidência térmica, produzida pelo progressivo esfriamento dos materiais da litosfera que vão acomodando lentamente a astenosfera no local que ocupava originalmente (SLEEP, 1971);
- Carga sedimentar, causando depressão crustal e subsidência pelo aumento de peso;

- Carga tectônica: subsidência flexural gerada pela sobrecarga da litosfera, que reage elasticamente dobrando-se abaixo e ao lado da carga (MCKENZIE, 1978).
- Subsidência mecânica, onde a subsidência ocorre com a resposta isostática e o afinamento da crosta terrestre (BOTT, 1992);

3.1.4 Modelo tectônico de subsidência e fator de alongamento (β)

O método amplamente utilizado para relacionar o estiramento da crosta, a subsidência e o fluxo térmico durante o rifte, é o modelo de McKenzie (1978). O ponto chave deste modelo é o fator de alongamento (β), o qual é proporcional à subsidência, controlada pelas falhas na crosta superior. Portanto, pode-se utilizar β e a espessura da litosfera tanto para avaliar a subsidência quanto para determinar o fluxo térmico das bacias sedimentares. O fator β pode-se determinar a partir de estimativas diretas para o afinamento da crosta, mediante interpretação de seções sísmicas profundas. Segundo diversos autores (BEARDSMORE et al., 2001; DAVIS & KUSZNIR, 2004), assume-se que a variação da espessura da crosta ao longo das margens continentais pode ser empregada para inferir a distribuição lateral da deformação. A espessura da crosta é interpretada através de estudos sísmicos de “grande ângulo”, onde pode-se observar a Descontinuidade de Mohorovičić, que marca o contato entre crosta e manto. Assumindo uma espessura da crosta inicial constante (t_0), o β derivado da crosta é:

$$\beta = t_0/t_c \quad (t_c = \text{espessura final da crosta}).$$

No modelo de McKenzie (1978), β é definido como a relação do comprimento final L com o comprimento inicial L_0 da litosfera para qualquer incremento de alongamento litosférico (Figura 14).

$$\beta = L/L_0, \text{ aonde } \beta \text{ vai de } 1 (L=L_0) \text{ até infinito } (L \gg L_0).$$

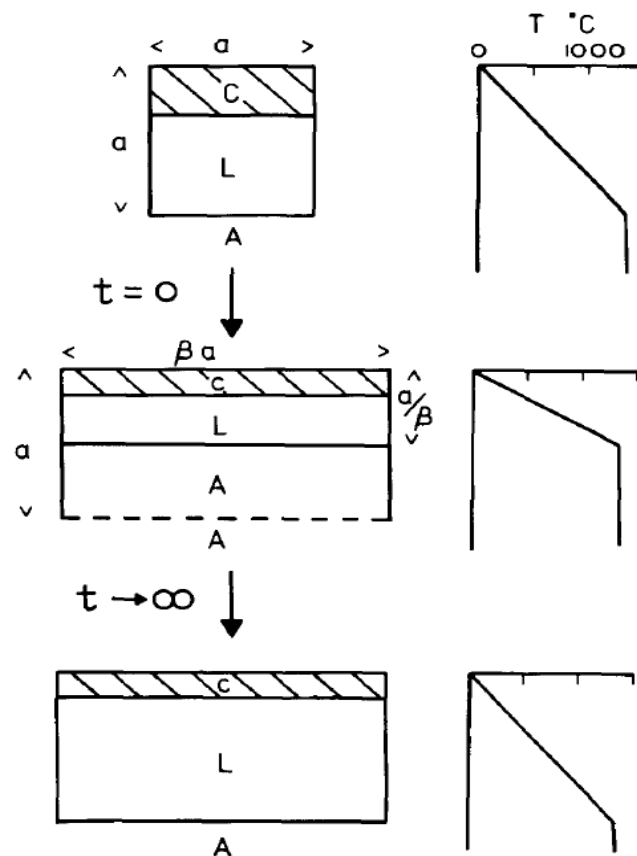


Figura 14. Principais características do modelo de subsidência mecânica. Ao tempo $t=0$ a litosfera continental termicamente equilibrada alonga-se por um determinado valor de β . Desde que a temperatura da litosfera permaneça constante durante a extensão, compensações isostáticas produzem ascensão da astenosfera quente. O esfriamento causa subsidência à medida que a temperatura desce. Fonte: McKenzie (1978).

O modelo assume o rápido alongamento e a deformação uniforme da litosfera continental, associados a falhamentos e à subsidência (cisalhamento puro), seguido de afinamento da litosfera e ascensão de calor à superfície, para logo passar a uma etapa de subsidência térmica lenta, até atingir a temperatura e a espessura original (Figura 15).

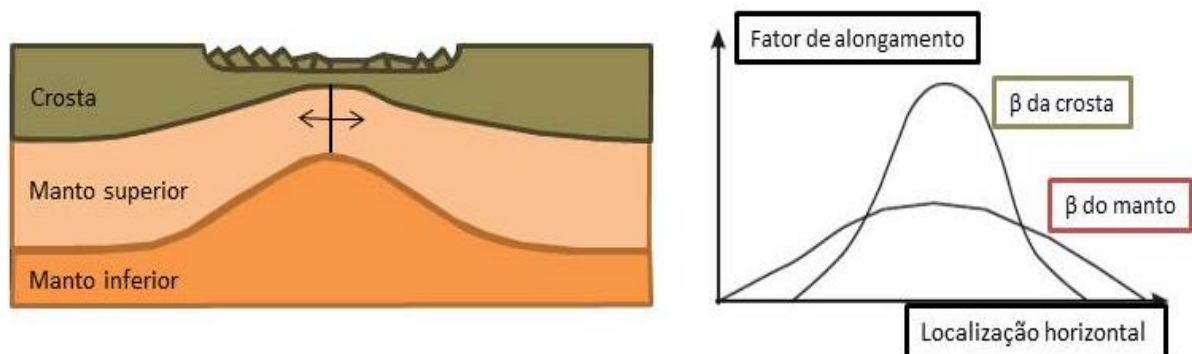


Figura 15. Modelo de cisalhamento puro. Modificado de Svartman Dias et al. (2016).

No início do processo, o fluxo térmico é alto e diminui assintoticamente para um valor final. Aproximadamente após 60 Ma, os valores de fluxo térmico causados por diferentes quantidades de alongamento diferem apenas ligeiramente (Figura 16). O fluxo térmico q , referindo-se a diferentes quantidades de alongamento, pode ser calculado com a seguinte equação:

$$q = \frac{K \cdot T_m}{t_c} \left\{ 1 + \frac{2 \cdot \beta}{\pi} \cdot \text{sen} \left(\frac{\pi}{\beta} \right) e^{-(t/r)} \right\}, \text{ onde } K \text{ é a condutividade térmica,}$$

T_m é a temperatura do manto, t_c é a espessura inicial da litosfera (assume-se 125 km), β é o fator de alongamento e t é o tempo desde o rifteamento. Segue-se, a partir desta equação, que o fluxo de calor depende estreitamente do estiramento durante o rifteamento. Quanto maior o valor de β , maior o fluxo térmico imediatamente após da finalização do rifteamento.

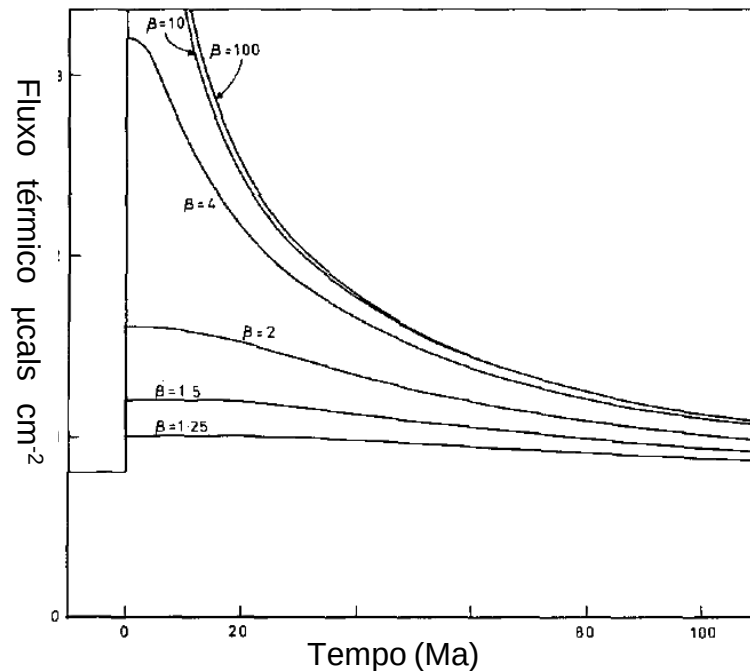


Figura 16. Fluxo térmico em função do tempo para diferentes valores de β . Fonte: McKenzie (1978).

Modelos de cisalhamento puro têm sido muito úteis para prever as geometrias estruturais e sedimentares das bacias de tipo rifte (WHITE & MCKENZIE, 1988; ALLEN & ALLEN, 2005), tendo sucesso na indústria petrolífera e permitindo que muitos prospectos com hidrocarbonetos sejam identificados.

3.2 Sistemas Petrolíferos

3.2.1 Definições e conceitos

A capacidade de caracterizar e identificar um sistema petrolífero depende, principalmente, da avaliação de técnicas geoquímicas que permitam mapear fácies orgânicas e amostras de hidrocarbonetos (MAGOON & DOW, 1994). Esta caracterização do potencial petrolífero depende da análise do fluxo térmico da bacia, fator que, juntamente com as características geoquímicas e de distribuição de fácies sedimentares (se são efetivamente reservatórios ou não) permitirá avaliar o potencial petrolífero da área.

Magoon & Dow (1994) definem o sistema petrolífero como um sistema natural que engloba um *pod* de rocha geradora ativa e todas as acumulações de petróleo e de gás geneticamente relacionadas, incluindo todos os elementos e processos geológicos que são essenciais para a existência de uma acumulação de hidrocarbonetos. Um *pod* de rocha geradora ativa corresponde a um volume contíguo de rochas que apresentam conteúdo orgânico alto, e que geraram e expeliram hidrocarbonetos no momento crítico (MAGOON & SCHMOKER, 2000). A Figura 17 apresenta os elementos essenciais do sistema petrolífero: a rocha geradora, a rocha reservatório, a rocha selante e a rocha de sobrecarga.

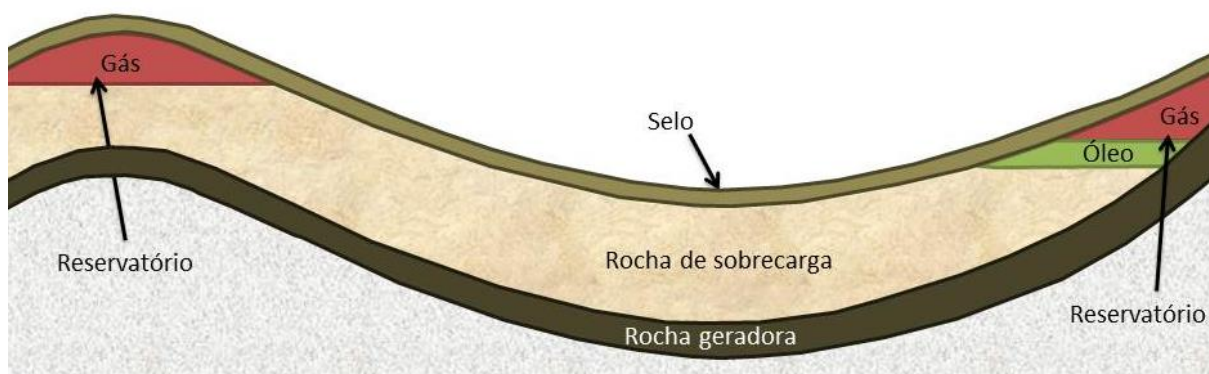


Figura 17. Elementos essenciais do sistema petrolífero. Modificado de McCarthy et al. (2011).

Por sua parte, o sistema petrolífero tem dois processos fundamentais: a formação de armadilhas e a geração-migração-acumulação de hidrocarbonetos. A sincronização destes elementos e processos é conhecida como *timing* (MAGOON & DOW, 1994).

Dependendo do nível de certeza, é possível classificar o sistema petrolífero em três níveis: conhecido, hipotético e especulativo. A Tabela 1 indica como é determinado o nível de certeza. Os sistemas petrolíferos da Bacia de Punta del Este são de tipo especulativo, já que apenas existem dados geofísicos para definir os elementos e processos que os compõem.

Tabela 1. Sistemas petrolíferos e seu nível de certeza. Fonte: Magoon & Dow (1994).

Nível de certeza	Símbolo	Critério
Conhecido	(!)	Correlação geoquímica confirmada entre a rocha geradora de petróleo ou gás.
Hipotético	(.)	Existência de dado geoquímico, mas sem correlação com uma rocha geradora.
Especulativo	(?)	Inferido da informação geológica ou geofísica.

Segundo Magoon & Beaumont (1999) os sistemas petrolíferos estão limitados no tempo e no espaço, possuindo três itens espaço-temporais básicos e importantes: a idade, o momento crítico e o tempo de preservação. A idade é o tempo requerido para o processo da geração-migração-acumulação dos hidrocarbonetos. O momento crítico é o melhor momento que descreve a geração-migração-acumulação dos hidrocarbonetos, e o tempo de preservação é a etapa que começa imediatamente após da geração-migração-acumulação dos hidrocarbonetos até o presente.

Para melhor visualização dos eventos e processos do sistema petrolífero, é importante desenvolver uma carta de eventos (Figura 18), que consiste num gráfico de barras que mostra a relação temporal dos pacotes de rochas, elementos essenciais, processos, tempo de preservação e momento crítico para cada sistema petrolífero (MAGOON & SCHMOKER, 2000).

Cretáceo		Paleógeno			Neógeno		Tempo Geológico Eventos do Sistema Petrolífero
Eocretáceo	Neocretáceo	Paleoceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Plioceno	
							Rocha Geradora
							Rocha Reservatório
							Rocha Selante
							Soterramento
							Armadilha
							Geração
							Preservação
							Momento Crítico

Figura 18. Carta de eventos para um sistema petrolífero. Modificado de Magoon & Schmoker (2000).

3.2.2 Elementos dos sistemas petrolíferos

Os elementos essenciais do sistema petrolífero são: a rocha reservatório, a rocha selante, a rocha de sobrecarga e a rocha geradora.

As acumulações de petróleo são geralmente encontradas em rochas porosas e permeáveis de granulação relativamente grossa, chamadas de rochas reservatório (TISSOT et al., 1978). Podem ser rochas detríticas, geralmente siliciclásticas ou rochas precipitadas quimicamente ou bioquimicamente, geralmente carbonato. As principais propriedades a se considerar são a porosidade e a permeabilidade.

A rocha selante é a que envolve o reservatório, acima ou lateralmente a este e impede que o petróleo migre (GLUYAS & SWARBRICK, 2004). Uma rocha selante deve ter escassa permeabilidade ou conter poros de tamanho subcapilar, capazes de impedir a passagem dos fluidos. A presença de uma rocha selante determina a extensão do sistema petrolífero, já que a migração depende diretamente desta. Os folhelhos são, comumente, as rochas selantes, assim como as camadas de sal, diamictitos e diabásio.

Segundo Deming (1994), a rocha de sobrecarga é o pacote sedimentar que fica acima da rocha geradora. A rocha de sobrecarga desempenha duas funções: uma gerando a sobrecarga necessária para amadurecer termicamente a rocha geradora, e outra gerando impacto considerável na geometria das vias de migração e armadilha subjacente.

A rocha geradora é qualquer rocha de granulação fina, rica em matéria orgânica, que submetida à temperatura e à pressão suficientes pode gerar hidrocarbonetos (MCCARTHY et al., 2011). A formação do querogênio resulta do aumento do calor na bacia pela rocha de sobrecarga (além do gradiente geotérmico), que sepulta o pacote de sedimentos ricos em matéria orgânica. O aumento da maturidade também faz com que os componentes do petróleo, inicialmente complexos, passem por um processo de simplificação estrutural, começando com petróleo, gás úmido e finalizando com gás seco (Figura 19).

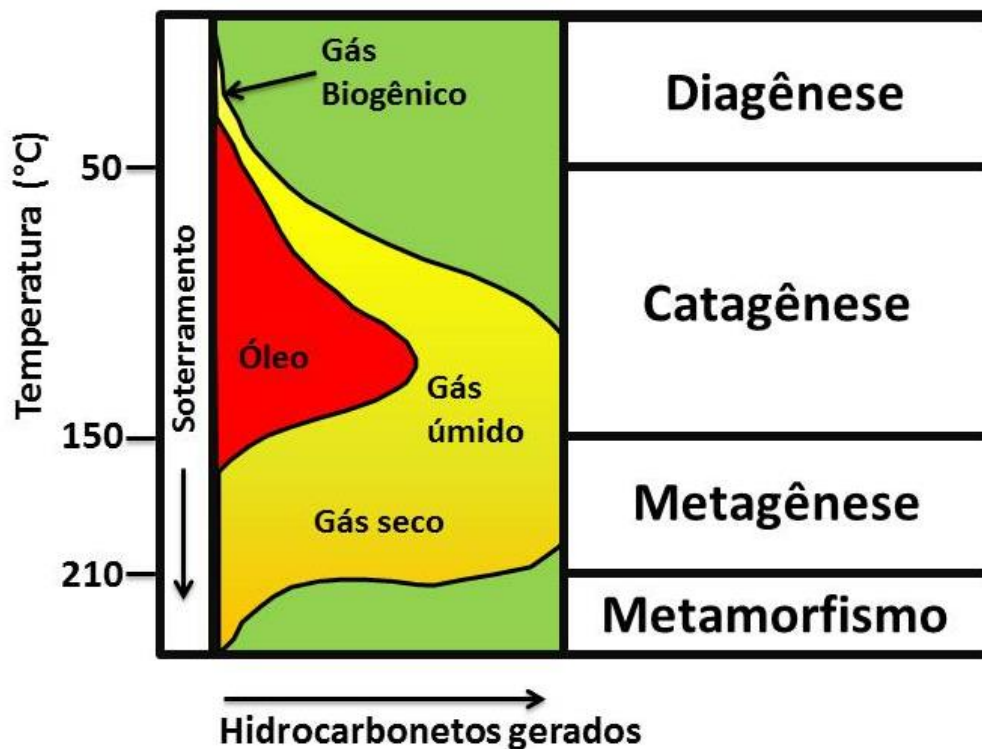


Figura 19. Transformação térmica do querogênio; hidrocarbonetos gerados em função da temperatura. Modificado de Allen & Allen (2005).

O tipo de querogênio varia de acordo com a composição da matéria orgânica original e com as condições ambientais durante a diagênese (TISSOT et al., 1978). Conforme aumenta a maturação da rocha geradora e a liberação do petróleo, o querogênio torna-se mais pobre em conteúdo de %COT e hidrogênio. Segundo Jarvis (1991), o COT é uma medida da riqueza orgânica das rochas geradoras. Para que a expulsão de hidrocarbonetos possa ser efetivada, é necessário um limite inferior próximo ao 0,5% de carbono orgânico total (Tabela 2).

Tabela 2. Qualidade da rocha geradora segundo o conteúdo de %COT. Fonte: McCarthy et al. (2011)

Qualidade da rocha geradora	%COT
Não geradora	< 0,5
Pobre	0,5 a 1
Regular	1 a 2
Boa	2 a 5
Muito boa	> 5

Segundo Hunt (1972), a geração, expulsão e migração do petróleo são processos muito ineficientes e, em média, apenas 2% do carbono orgânico é transformado em petróleo. O índice de hidrogênio (IH) corresponde à quantidade de compostos orgânicos pirolisáveis (PETERS, 1986), sendo proporcional à quantidade

de hidrogênio no querogênio. Uma rocha geradora com valores de IH superiores a 50 mgHC/gCOT tem potencial para gerar hidrocarbonetos (Tabela 3).

Tabela 3. Tipo de hidrocarboneto gerado segundo o IH. Fonte: McCarthy et al. (2011)

Tipo de hidrocarboneto	IH (mg HC/gCOT)
Gás	50 a 200
Gás e petróleo	200 a 300
Petróleo	> 300

Após o esgotamento do hidrogênio do querogênio, a geração de hidrocarbonetos descontinuará naturalmente, independentemente da quantidade de carbono disponível (MCCARTHY et al., 2011).

3.2.3 Processos do sistema petrolífero

O sistema petrolífero tem dois processos fundamentais: a geração-migração-acumulação de hidrocarbonetos e a formação de armadilhas.

A geração de hidrocarbonetos nas rochas geradoras é controlada principalmente pela temperatura, à medida que o conteúdo de querogênio passa do carbono reativo para o carbono não reativo (MCCARTHY et al., 2011). O processo de maturação da matéria orgânica pode ser dividido em três etapas, como se exhibe na Figura 20: 1) Diagênese: a matéria orgânica é alterada a temperaturas menores que 50°C; 2) Catagênese: os sedimentos são sepultados a vários quilômetros de profundidade, ocorrendo a ruptura dos enlaces químicos no querogênio (craqueamento), e favorecendo a geração de petróleo quando atingidos os 50°C até aproximadamente os 150°C; 3) Metagênese: transformação do querogênio em metano e um resíduo de carbono produto das mudanças químicas (MCCARTHY et al., 2011).

As reações cinéticas, como a do querogênio para conversão em petróleo e gás, são uma função da temperatura e do tempo. Temperaturas mais altas resultam em reações mais rápidas (WELTE et al., 1997). Os modelos cinéticos consideram conceitualmente um conjunto infinito de reações de craqueamento paralelo, obedecendo à cinética de primeira ordem, cujas constantes de velocidade podem ser determinadas pela equação de Arrhenius:

$$k(T) = A \cdot \exp\left(\frac{-E}{RT}\right)$$

k = constante da taxa de reação

A = fator de frequência

E = energia de ativação

R = constante dos gases de Boltzmann

T = temperatura absoluta (K)

A abordagem cinética indica que a conversão de querogênio em petróleo e gás é mais afetada pela temperatura do que pelo tempo.

A migração é o processo pelo qual o petróleo move-se desde a rocha geradora até a superfície da bacia (Figura 20). Ao longo do percurso até atingir a superfície, a migração do petróleo pode ser interrompida e acumular-se numa armadilha (MAGOON & DOW, 1994).

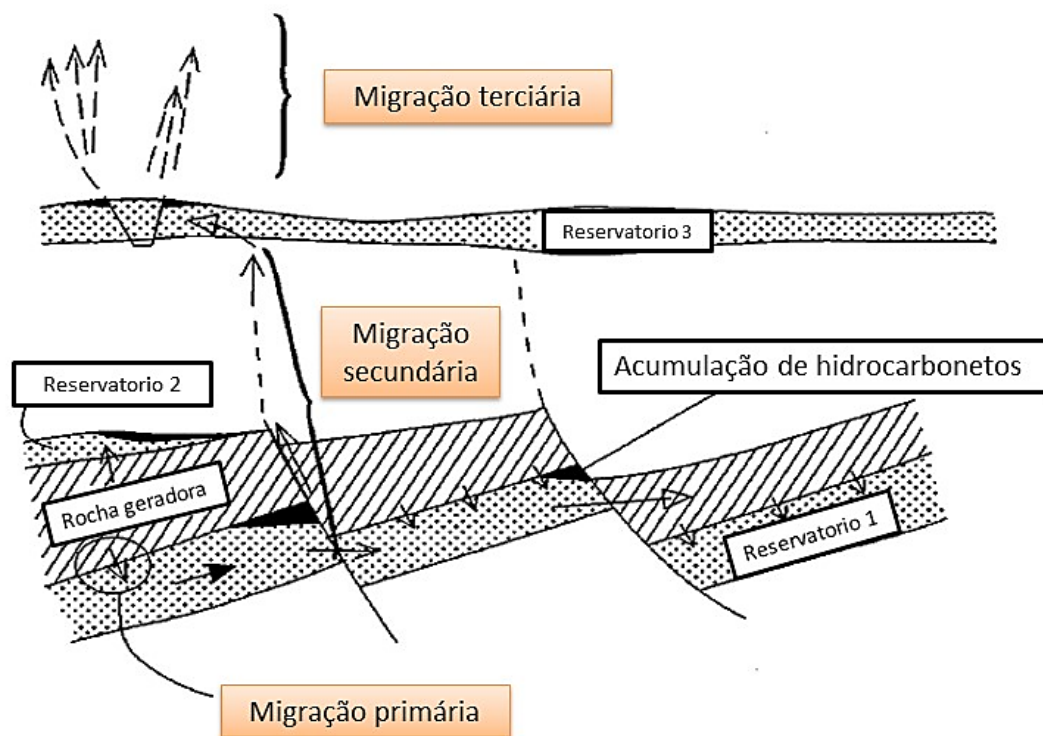


Figura 20. Acumulações de óleo e gás; apresentação esquemática das migrações primária, secundária e terciária. Modificado de Gluyas & Swarbrick (2004).

O processo de migração pode ser dividido em três etapas: migração primária, que corresponde à liberação de compostos de petróleo a partir de querogênio e seu transporte dentro e através dos capilares e poros de uma rocha geradora fina (TISSOT et al., 1978); migração secundária, quando o petróleo se move após a expulsão de uma rocha geradora, através dos poros maiores das rochas mais permeáveis (*carrier*

beds), até atingir uma armadilha (ENGLAND, 1994); e migração terciária, quando há vazamento, infiltração, dissipação e alteração de petróleo à medida que este atinge a superfície da bacia (GLUYAS & SWARBRICK, 2004).

O petróleo pode ser encontrado em rochas reservatório sempre que existir uma armadilha adequada para contê-lo. Uma armadilha inclui uma rocha reservatório capaz de acumular o petróleo, e um selo capaz de impedir a filtração. Segundo Biddle & Wielchowsky (1994), as armadilhas podem ser classificadas em estruturais e estratigráficas (Figura 21). As armadilhas estruturais podem ser geradas por meio de processos tectônicos, diapíricos, gravitacionais e pela compactação. As armadilhas estratigráficas são formadas por variações litológicas dos sedimentos na deposição ou geradas subsequentemente por alteração dos sedimentos ou fluidos por meio da diagênese.

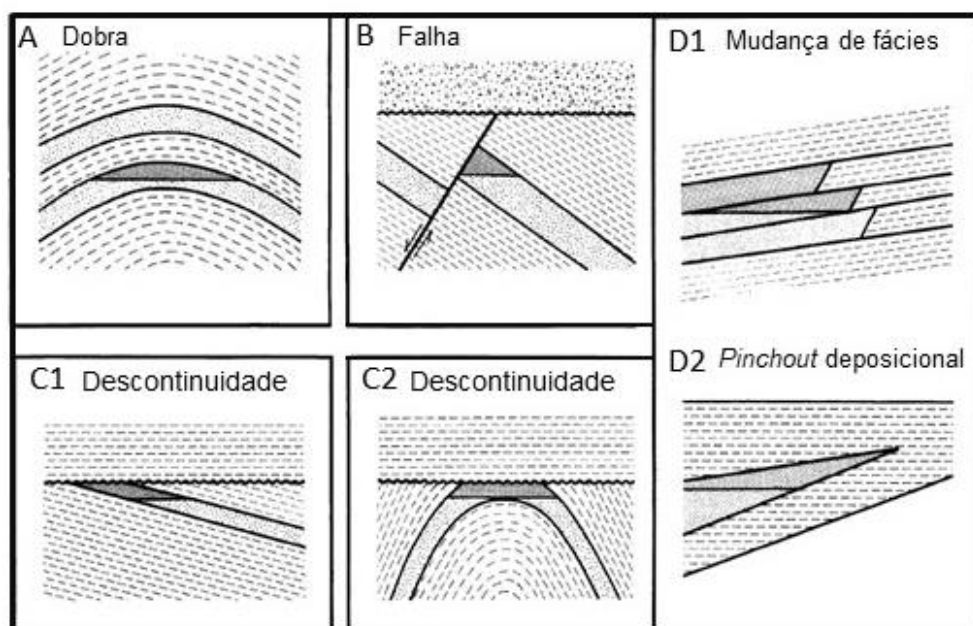


Figura 21. Exemplos de armadilhas estruturais (A, B, C1 e C2) e estratigráficas (D1 e D2: variações litológicas relacionadas à deposição. Modificado de Biddle & Wielchowsky (1994).

4. MATERIAIS E METODOS

Os materiais utilizados para o desenvolvimento deste trabalho correspondem a dados sísmicos de reflexão 2D e 3D da área de trabalho, e dados provenientes de métodos geofísicos potenciais. Foram utilizadas medições de fluxo térmico do fundo marinho de todo o *offshore* do Uruguai, que abrange tanto a Bacia de Punta del Este quanto a porção uruguaia da Bacia de Pelotas. Além disso, foram utilizadas informações do poço Gaviotín X1, localizado na área de estudo (perfis, temperatura, refletância da vitrinita, entre outros). Esses dados foram cedidos pela empresa petroleira estatal do Uruguai ANCAP (*Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland*).

Foram também utilizados *software* necessários para referenciação geográfica (ArcGIS), visualização e interpretação sísmica (Kingdom Suite) e geração de modelos de fluxo térmico e maturação da rocha geradora (Genesis).

4.1 Dados sísmicos

Os dados sísmicos provêm das diversas campanhas de aquisição sísmica 2D e 3D executadas na margem continental uruguaia.

Os dados sísmicos 2D correspondem a 5.648 km e consistem seções sísmicas *dip* e *strike* adquiridas nos anos 2007 (UR07), 2008 (UR08) e 2012 (UR12). As duas primeiras campanhas são propriedade da ANCAP e as seções sísmicas da campanha do ano de 2012 foram cedidas pela empresa ION (Tabela 4).

Tabela 4. Base de dados de sísmica 2D utilizadas.

Campanha	Quantidade de seções	Comprimento total (km)
UR07	19	2.658
UR08	21	2.326
UR12	4	664

As campanhas sísmicas 2D cobrem toda a área de estudo, mas as zonas noroeste e sudeste da área não têm boa cobertura 2D (Figura 22).

Todas as seções sísmicas estão processadas em tempo duplo (TWT). Especificamente a campanha UR12 e um levantamento de grande ângulo (*long-offset data*). Este tipo de levantamento sísmico é capaz de identificar refletores muito fracos devido à sua grande profundidade, permitindo definir a transição entre crosta e manto superior (SHERIFF, 2002). Sua localização em profundidade é utilizada para determinar a espessura da crosta e calcular o fator β .

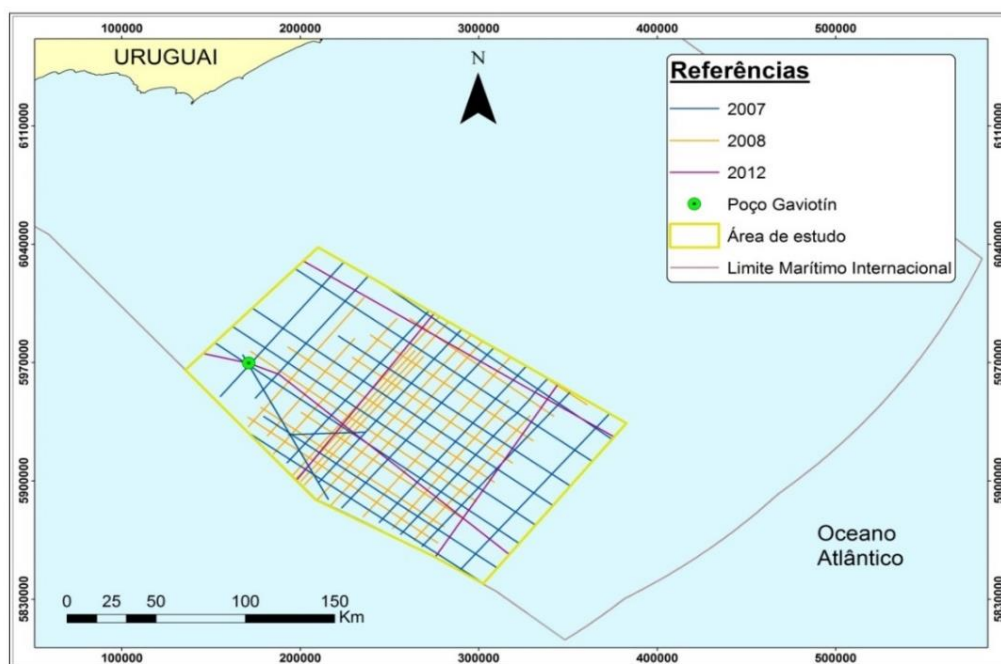


Figura 22. Campanhas sísmicas 2D.

Por sua vez, uma das linhas da campanha UR12, que atravessa o poço Gaviotín X1, foi utilizada para amarrar e calibrar a informação do poço com a sísmica. Desta forma, puderam ser atribuídas, na medida no possível, idades aos pacotes sedimentares identificados mediante dados bioestratigráficos.

Os levantamentos sísmicos 3D correspondem a, aproximadamente, 9.471 km² e consistem em volumes de dados adquiridos pelas empresas Polarcus e WesternGeco nos anos 2012 (UR12_3D) e 2013 (UR13_3D) respectivamente (Tabela 5).

Tabela 5. Base de dados de sísmica 3D utilizados.

Campanha	Superfície total (km ²)
UR12_3D	7.395
UR13_3D	2.076

Neste tipo de aquisição sísmica são geradas grandes quantidades de linhas estreitamente espaçadas. As linhas sísmicas executadas na aquisição são chamadas *inlines* e as linhas perpendiculares a estas são chamadas *crosslines*. Do conjunto de dados resultantes pode ser selecionada uma seção, em qualquer direção, e mostrada uma seção sísmica de maior resolução que numa linha de sísmica 2D. As duas campanhas estão processadas em profundidade. A seguir, na Figura 23, é apresentada a localização das duas campanhas.

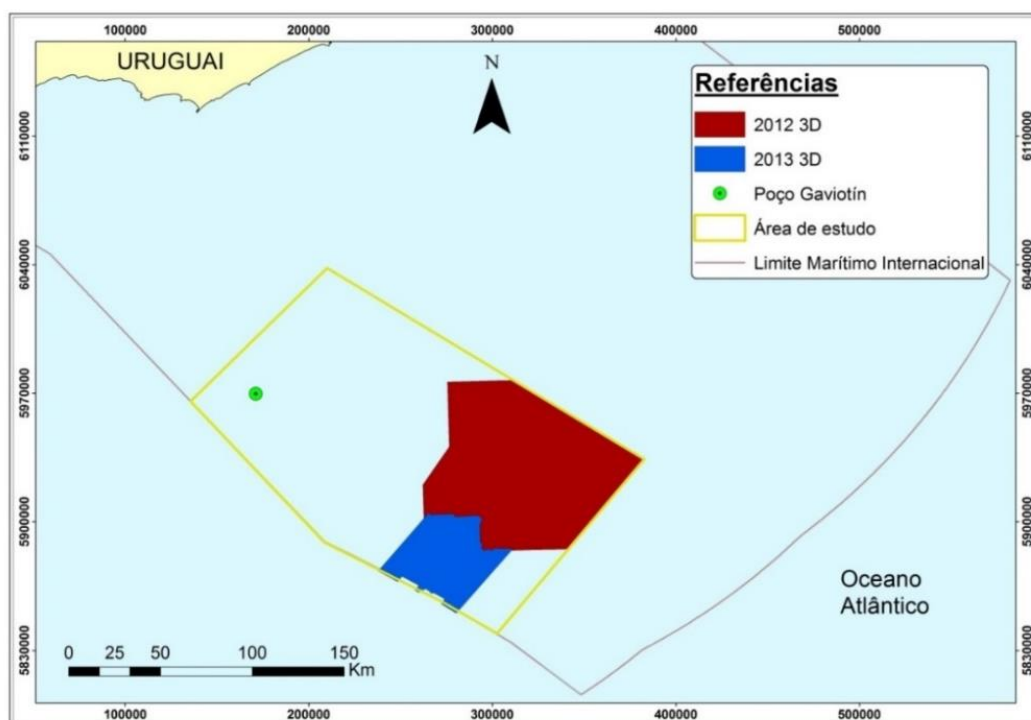


Figura 23. Campanhas sísmicas 3D.

4.2 Dados de poço

Como mencionado no item 2.2.1, o poço foi perfurado numa zona de águas rasas (56 m de lâmina d'água) e atingiu uma profundidade total de 3.631 m. A informação litológica foi obtida do informe feito pela Chevron Oil Uruguay, onde pode-se identificar, resumidamente: uma sequência pré-rifte, com predominância de arenitos e siltitos, e a presença de folhelhos e rochas vulcânicas; uma sequência sin-rifte, com predominância de arenitos e conglomerados, com intercalações de níveis piroclásticos e siltitos; uma sequência de transição, composta basicamente de arenitos; e finalmente, uma sequência pós-rifte, composta na base por arenitos com intercalações pontuais de conglomerados e folhelhos, e no topo por argilitos e siltitos.

Foram utilizados dois estudos bioestratigráficos, realizados em amostras deste poço: 1) Trabalho realizado por Daners & Guerstein (2004); 2) Relatório da empresa Robertson CGG, no ano de 2015, com contrato multicliente com ANCAP. Em resumo, são apresentados, na Tabela 6, as profundidades e idades atribuídas às amostras analisadas.

Tabela 6. Dados bioestratigráficos baseados em amostras do poço Gaviotín X1.

Idade	Etapa	Profundidade (m)	Fonte
Plioceno	Pós-rifte	244	Robertson CGG (2015)
Mioceno	Pós-rifte	1.036	Robertson CGG (2015)
Eoceno	Pós-rifte	1.219	Robertson CGG (2015)
Paleoceno	Pós-rifte	1.621,5-1.695	Daners & Guerstein (2004) Robertson CGG (2015)
Maastrichtiano	Pós-rifte	1.829	Daners & Guerstein (2004) Robertson CGG (2015)
Albiano	Pós-rifte	1.887	Robertson CGG (2015)
Permiano	Pré-rifte	3.563	Robertson CGG (2015)

É importante ressaltar que as amostras do Cretáceo contêm escasso material palinológico e, em alguns casos, as amostras são estéreis do ponto de vista bioestratigráfico, por isso as idades atribuídas são aproximadas (ROBERTSON-CGG, 2015).

Para calibrar o poço com a sísmica e determinar mudanças litológicas foi utilizado o perfil sônico (Figura 24).

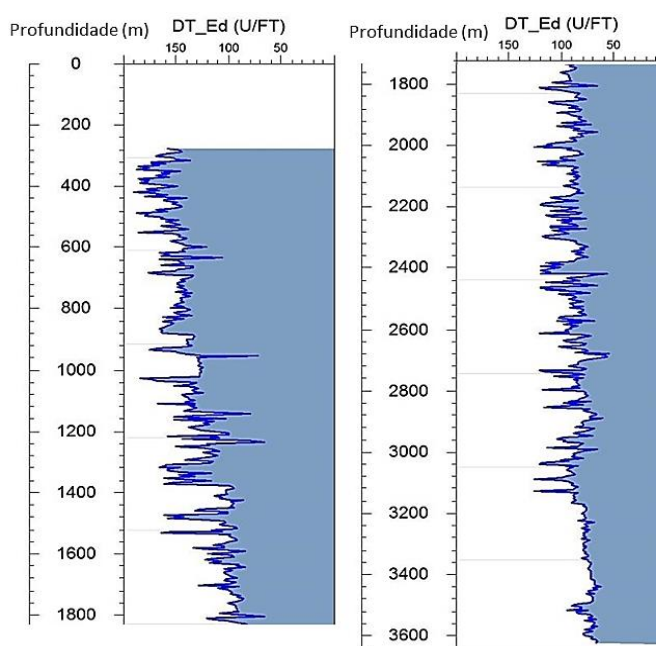


Figura 24. Perfil sônico do poço Gaviotín X1.

Posteriormente à calibração, puderam ser atribuídas as idades propostas nos estudos bioestratigráficos aos diferentes pacotes sedimentares interpretados.

4.3 Dados magnetométricos

Com o intuito de identificar as zonas de atividade vulcânica, foi utilizado o mapa de anomalias magnéticas. Os dados magnetométricos foram adquiridos no ano de 2007, conjuntamente com a campanha de sísmica UR07, e processados pela empresa Austin Exploration Inc. Para este trabalho, foi escolhido o mapa de intensidade magnética total reduzida ao polo (Figura 25), que permite centrar as anomalias sobre as fontes que as causam.

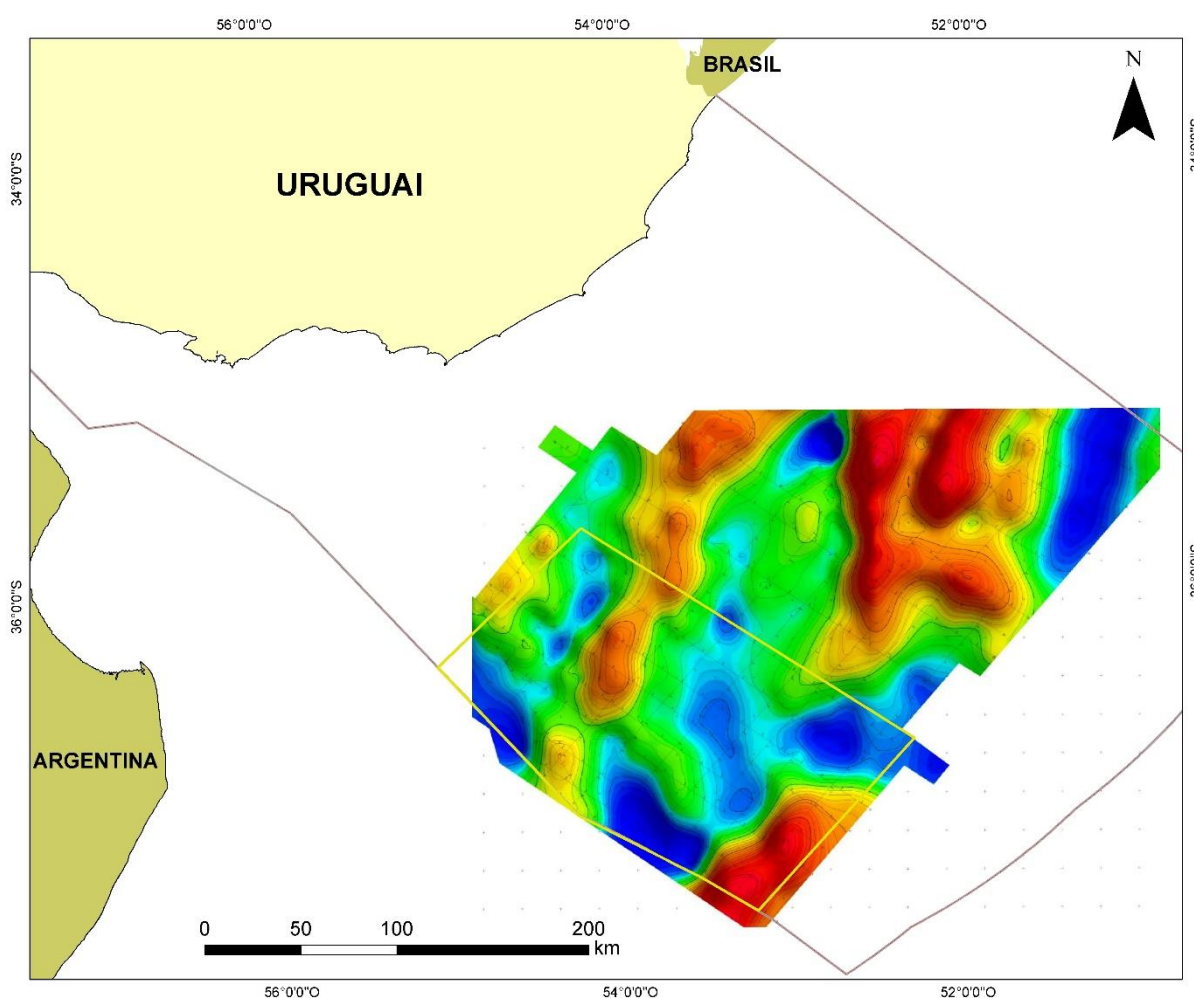
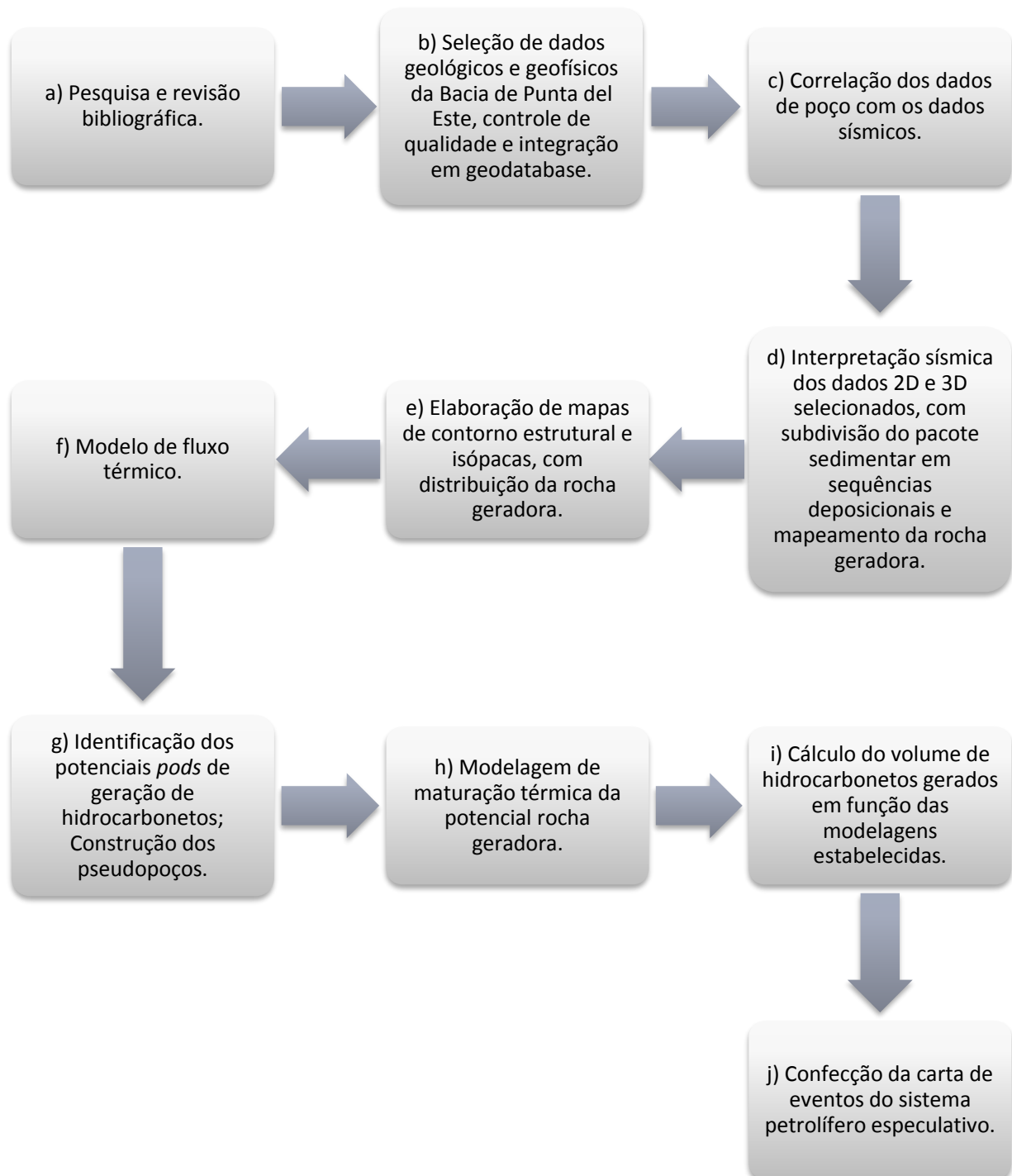


Figura 25. Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao polo. Polígono amarelo: área de estudo.

4.4 Atividades desenvolvidas e métodos utilizados

O seguinte fluxograma descreve os passos realizados para cumprir os objetivos propostos:



a) Pesquisa e revisão bibliográfica

A etapa de revisão da literatura consistiu na pesquisa e organização de artigos científicos referentes à Bacia de Punta del Este, e de artigos sobre a modelagem de fluxo térmico, palinologia e sistemas petrolíferos de bacias vizinhas na margem do Atlântico Sul. Também foram pesquisados relatórios públicos e livros relacionados com o tema desenvolvido neste trabalho.

b) Seleção de dados geológicos e geofísicos da Bacia de Punta del Este, controle de qualidade e integração em geodatabase

Nesta etapa foram coletados todos os dados sísmicos e geofísicos disponíveis, selecionando-se aqueles que apresentavam maior resolução e utilidade. Em relação aos dados sísmicos, além das campanhas selecionadas, detalhadas anteriormente, existem outras campanhas de sísmica 2D executadas na década de 1970 e 1980, mas que não possuem boa resolução, tendo sido, portanto, descartadas. Finalmente, todos os dados foram inseridos no banco de dados para tratamento e análise.

c) Correlação dos dados com os dados sísmicos

O perfil sônico do poço Gaviotín X1, bem como os dados sísmicos, foram inseridos no *software Kingdom Suite*, no sistema de coordenadas UTM 22, com *Datum* WGS84.

Para fazer a correlação calibrada entre o poço e os dados sísmicos foi utilizado o perfil sônico (DT). Esse perfil registra o tempo em que uma onda acústica demora para percorrer uma distância unitária padrão (1 pé). A medição contínua gera um perfil de tempo em função da profundidade, medido em microssegundos por pé ($\mu\text{s}/\text{pé}$). Os dados em pés foram convertidos para metros. Após a obtenção do perfil de velocidades, é possível calcular a profundidade (em metros) da seção sísmica que amarra o poço, com a seguinte fórmula:

(1) $D = V \cdot t/2$, onde V é a velocidade em metros por segundo (m/s) e t é o tempo duplo em segundos.

Uma vez calculada a profundidade, é possível correlacionar os dados palinológicos selecionados do poço com a sísmica e atribuir idades às sequências interpretadas. Para o horizonte correspondente ao topo do Barremiano-Aptiano, não existe um dado bioestratigráfico específico que indique, no poço Gaviotín X1, em que

profundidade estaria localizado. Embora no perfil sônico seja possível identificar uma descontinuidade entre o que seria a fase de transição e a fase pós-rifte a partir das quebras principais de velocidades, a fim de ajustar o ponto de origem do horizonte no poço e desenvolver sua extensão, foram avaliadas diversas interpretações sísmicas e estratigráficas realizadas por outros autores, tanto na Bacia de Punta del Este quanto na Bacia de Orange e Bacia do Salado: Stoakes et al. (1991), Light et al. (1993), Hinz et al. (1999); Paton et al. (2007); Grassmann et al. (2011) e Morales et al. (2017).

Mediante o perfil de velocidades e informações analisadas, foram interpretados 10 horizontes sísmicos aos quais foram atribuídas as idades correspondentes.

d) Interpretação sísmica

Para a interpretação sísmica deve-se considerar que os horizontes refletivos representam contrastes de impedância acústica. Estes contrastes são quase sempre gerados por mudanças litológicas de qualquer natureza. A maior ou menor continuidade lateral resultará da extensão das condições sedimentares no tempo geológico. Entretanto, contrastes verticais são indicativos de mudanças nas condições de deposição ao longo do tempo. Portanto, um horizonte expressa o resultado de certas características da sedimentação original, que podem ter sido mais ou menos afetadas pela atividade tectônica posterior.

Neste trabalho, procurou-se reconhecer os principais horizontes (10 no total) na zona do poço Gaviotín X1 e, na medida do possível, estendê-los para toda a bacia. Levando em consideração os dados litológicos e perfis geofísicos, houve certa dificuldade em estender os horizontes por toda a bacia, visto que o poço Gaviotín X1 localiza-se ao noroeste da bacia, na sua área proximal, afastado dos depocentros de maior potencial de deposição de rochas geradoras.

e) Elaboração de mapas de contorno estrutural e isópacas

Foi feita uma interpretação do horizonte identificado como Barremiano-Aptiano e, posteriormente, confeccionou-se o mapa da sua distribuição. Em seguida, interpretou-se o horizonte correspondente ao Sin-rifte. Estes mapas são denominados como mapas de contorno estrutural. A partir destes mapas foi possível elaborar o mapa de isópacas em profundidade e identificar depocentros aparentes.

f) Modelo de fluxo térmico

As mudanças de fluxo térmico na Bacia de Punta del Este estão estreitamente relacionadas à evolução tectônica e à geologia desta. Conforme argumentado no Capítulo 2, o evento tectônico principal que aconteceu na bacia foi o rifteamento inicial. Esse evento tectônico condicionou as mudanças de fluxo térmico.

Baseando-se nesta premissa, foi possível avaliar a evolução do fluxo térmico na bacia ao longo do tempo geológico e, especificamente, nos *pods* de geração. Essa avaliação foi feita por meio da elaboração de mapas de distribuição do fluxo térmico em toda a bacia, assim como da sua influência na maturação da rocha geradora nos *pods* de geração.

A modelagem foi realizada com base nos dados de fluxo térmico obtidos de pseudopoços distribuídos na bacia e da temperatura do poço Gaviotín X1.

g) Identificação dos potenciais *pods* de geração de hidrocarbonetos

Uma vez obtido o modelo de fluxo térmico, o mapa de isópacas e analisados os depocentros, foi possível inferir quais seriam os *pods* ativos de geração. O modelo de fluxo térmico e o modelado de maturação térmica elaborado por meio da construção de pseudopoços permitiram inferir quais são as áreas com potencial de geração.

Construção dos pseudopoços

Com objetivo de identificar se os depocentros selecionados têm potencial de geração de hidrocarbonetos, foram construídos pseudopoços em cada um deles, utilizando o *software* Genesis. Um pseudopoço é um poço hipotético construído com as litologias inferidas com base na análise sismoestratigráfica da bacia (Figura 26). Em cada área foram colocados os pseudopoços necessários, distribuídos estrategicamente, para conhecer e estimar a história de maturação da potencial rocha geradora. A distribuição dos pseudopoços foi feita para evitar localização muito próxima, já que não forneceriam informação adicional para a análise, pois os resultados seriam muito semelhantes. A distribuição visa avaliar diferentes pontos de cada *pod* e analisar a maturação da rocha geradora em cenários pré-estabelecidos.

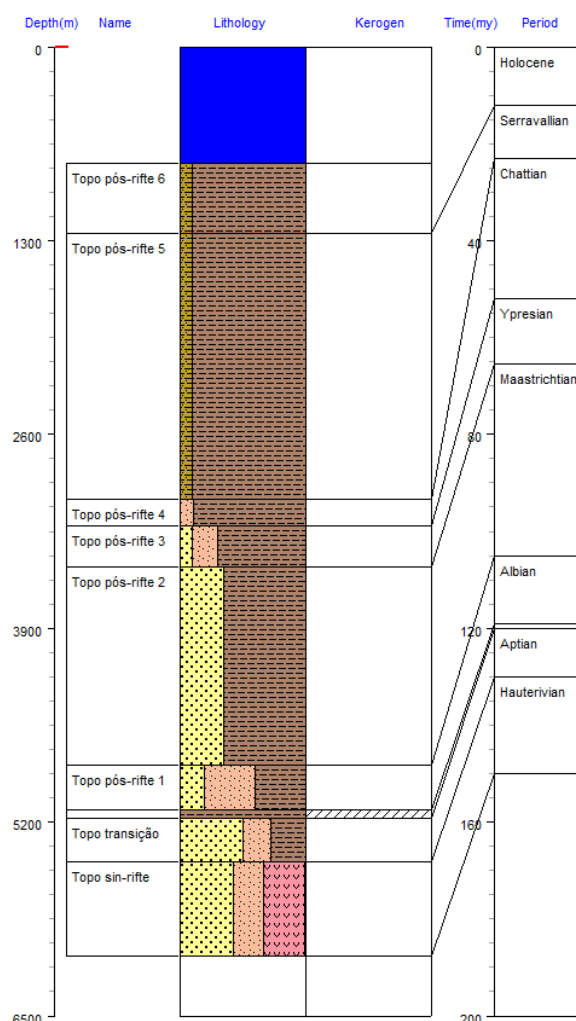


Figura 26. Exemplo de pseudopoço construído no *software* Genesis.

Os pseudopoços permitem fazer a modelagem em uma dimensão (1D) para cada ponto específico.

Uma vez colocados os pseudopoços em cada ponto específico da bacia, deve-se adicionar, ao modelo do *software*, os dados e parâmetros da história térmica. Como a Bacia de Punta del Este originou-se a partir de um evento de tipo rifte, este foi o tipo de modelo térmico escolhido dentro das possíveis opções do *software* para a história térmica.

Na sequência, deve-se introduzir as seguintes variáveis gerais para toda a bacia:

- 1) Duração da etapa rifte;
- 2) Paleotemperatura da superfície da bacia;
- 3) Espessura da rocha geradora.

Também é necessário introduzir variáveis específicas para cada pseudopoço, como:

- 1) Fator β ;
- 2) Fluxo térmico na base dos sedimentos no presente;
- 3) Litologias;
- 4) Espessura atual da crosta.

Variáveis gerais para a modelagem

- 1) Início e fim da etapa rifte:

A duração da etapa rifte foi obtida no trabalho elaborado por Heine et al. (2013). Do modelo cinemático de placas e espessuras sedimentares atuais apresentado nesse trabalho, pode-se deduzir que a duração do rifte da Bacia de Punta del Este abrangeria 19,4 Ma, começando há 140 Ma e finalizando há 120,6 Ma.

- 2) Paleotemperatura da superfície da bacia:

Para o cálculo da paleotemperatura da superfície da bacia ao longo do tempo geológico (condição de limite superior para a modelagem da bacia), foi utilizado o trabalho elaborado por van Hinsberger et al. (2015) e o software Genesis. O trabalho de van Hinsberger et al. (2015) permite calcular a paleolatidade em um ponto específico da bacia. Neste caso foi escolhido aproximadamente o ponto central da bacia. Os dados de paleolatidade são inseridos no Genesis, que calcula a paleotemperatura aproximada da superfície da Bacia de Punta del Este no ponto escolhido. O cálculo foi realizado para o período entre o Permiano e o Plioceno.

- 3) Espessura da rocha geradora:

Baseado no contexto geológico descrito no Capítulo 2, a origem da rocha geradora proposta para a modelagem é de idade Barremiano-Aptiano, de origem marinha. As bacias vizinhas de Punta del Este, principalmente aquelas que têm estreita relação com a sua gênese, como a Bacia de Orange, na África, contêm rochas geradoras cretáceas de diversas espessuras. Levando em conta as informações anteriormente descritas no Capítulo 2 e adotando um valor médio aproximado, a espessura escolhida para a modelagem deste trabalho foi de 70 m.

Variáveis específicas para os pseudopoços

1) Fator β :

Com objetivo de estimar o adelgaçamento da crosta em relação à sua espessura original, foi realizada a determinação direta do fator β , baseado na interpretação da Descontinuidade de Mohorovičić (base da crosta) e o topo do embasamento. A subtração de ambas as profundidades permite definir a espessura da crosta atual. Finalmente, com a equação $\beta = t_0/t_c$, foi determinado o fator β para cada pseudopoço, definindo-se 32 km como o valor inicial da espessura média da crosta. Esse valor foi estimado a partir da interpretação de seções sísmicas da Bacia de Punta del Este onde a crosta continental não sofreu adelgaçamento aparente devido ao rifteamento. Tal dado é consistente com a informação avaliada em outros trabalhos globais de espessura crustal (LASKE, 2004) e especificamente do *offshore* da Namíbia (STEWART et al., 2000 e BIARI et al., 2021).

2) Fluxo térmico calculado na base dos sedimentos no presente:

Conforme explicado no item 3.1.2, o fluxo térmico na base dos sedimentos no presente corresponde à condição do limite inferior para a modelagem da bacia. Para o poço Gaviotín X1, o fluxo térmico atual foi calculado por meio do *software* Genesis, com os dados de temperatura do poço. Para os pseudopoços foram tomados os dados do *grid* gerado a partir de um número limitado de medições diretas de fluxo térmico, distribuídas no *offshore* do Uruguai. As medições foram feitas na superfície da bacia. Para o cálculo do fluxo térmico na base dos sedimentos é necessário subtrair a contribuição de fluxo térmico proveniente da coluna sedimentar. Segundo Waples (2002) e Souche et al. (2017), para bacias clásticas com produção radiogênica de calor normal ($1 \mu\text{W}/\text{m}^3$) e espessura da coluna sedimentar entre 3,5 e 8 km, a contribuição média da coluna sedimentar fica dentro da faixa entre 3 e 7 mW/m^2 .

O dado de fluxo térmico no presente é muito importante para ajustar a curva de evolução de fluxo térmico ao longo do tempo geológico, fazendo que esta tenda para um valor determinado. Sem este dado, o *software* assume um valor predeterminado igual para todos os pseudopoços, afastando-se de um ajuste apropriado.

3) Litologias:

As colunas estratigráficas para cada pseudopoço foram construídas baseadas no contexto geológico. Foi considerada a litologia descrita no poço Gaviotín X1, localizado na zona proximal da bacia, assim como a descrição do poço Raya X1,

perfurado na porção uruguaia da Bacia de Pelotas, localizado a 75 km de distância da área de estudo, em águas ultraprofundas. Este poço perfurou mais de 2,4 km de argilas antes de atingir a sucessão turbidítica de idade Oligoceno. Também foi realizada a interpretação da sísmica e considerada a bibliografia disponível, tanto de bacias vizinhas quanto de poços próximos à área de estudo.

É esperado que a área meridional da bacia (zona de águas ultraprofundas) contenha maior quantidade de argilitos e siltitos, sobretudo os depósitos pós-cretáceos. Portanto, em geral e de forma sintética, os pseudopoços terão composição de arenitos, siltitos e rochas vulcânicas para os preenchimentos sin-rifte. Para o Cretáceo Inferior, serão rochas do tipo arenitos, siltitos e argilitos. Para fins do Cretáceo Inferior até o topo do Cretáceo, a proporção de arenitos diminuirá, dando lugar a argilitos e siltitos. Já no Paleógeno e Neógeno, as litologias serão predominantemente argilitos, com siltitos subordinados.

4) Espessura atual da crosta:

Conforme explicado amplamente no Capítulo 3, a crosta é uma fonte de calor permanente devido ao decaimento de isótopos instáveis. Portanto, condiciona o fluxo térmico tanto no passado como no presente. Para cada ponto onde foram construídos os pseudopoços, foi interpretada, na medida do possível, a Descontinuidade de Mohorovičić, delimitando assim o contato entre o manto e a crosta. Desta forma, subtraindo a profundidade de Mohorovičić do topo do embasamento, obtém-se a espessura atual da crosta.

h) Modelagem de maturação térmica da potencial rocha geradora

Uma vez construídos os pseudopoços e introduzidas as variáveis gerais e específicas para a modelagem, passamos à etapa de introdução da rocha geradora em todos os pseudopoços. O *software* Genesis emprega o modelo cinético proposto por Pepper & Corvi (1995) para geração-transformação de hidrocarbonetos a partir do querogênio.

Os dados introduzidos no *software* para a rocha geradora são: o tipo de matéria orgânica, %COT e IH. No poço Gaviotín X1, o valor máximo de %COT encontrado foi de 0,6%, sem contar com valores de IH. Os valores de %COT disponíveis são de baixa confiabilidade devido a desmoronamentos dentro do poço, que dificultaram o

registro e afetaram a correlação com as amostras (ANCAP, 1974). Além disso, esses dados não representam o pacote sedimentar e a história da evolução de toda a bacia, já que se referem a uma zona muito proximal.

Realizou-se uma recompilação de análises de dados de poços de bacias vizinhas em relação à gênese de Punta del Este, elaborados por distintos autores (DAVIES & VAN DER SPUIY, 1988; DAVIES & VAN DER SPUIY, 1993; JUNGSLAGER, 1999; VAN DER SPUIY, 2003; AKINLUA et al., 2011; ADEKOLA et al., 2012; HARTIWIG et al., 2012; DAVISON et al., 2018). Desses trabalhos, desprende-se que as rochas geradoras do Barremiano-Aptiano possuem valores remanentes de COT, variando entre 0,6% até 15% (valor máximo obtido no poço DSDP 361, na Bacia de Orange). Para valores de IH, a faixa abrange de 7 mg HC/gCOT até 800 mg HC/gCOT.

Por sua vez, espera-se que o %COT e IH original sejam superiores a esses dados em cada caso, seguindo as correções gráficas de Cornford (1998). Apesar de o %COT poder ter valores mais elevados, com intuito de evitar a superestimação dos resultados devido à escassez de dados diretos na Bacia de Punta del Este, neste trabalho foram escolhidos valores de %COT baixos e IH médio, mantendo-se um critério conservador.

Para este trabalho, com base nos dados anteriormente descritos, propõe-se dois cenários para a modelagem de maturação:

1) %COT=0,6 e IH=400 mg HC/gCOT

2) %COT=2 e IH=400 mg HC/gCOT

O primeiro cenário corresponde a uma situação conservadora e pouco otimista em relação ao potencial da rocha geradora, diferentemente do segundo cenário, que se considera mais otimista em termos de %COT.

Das modelagens de maturação da rocha geradora foram obtidos diferentes tipos de hidrocarbonetos. Para os dois cenários foram confeccionados gráficos e valores de relação gás-óleo (GOR), eficiência da expulsão de hidrocarbonetos, taxa de geração de gás e taxa de geração de óleo. Em relação ao GOR, foi utilizada a classificação de tipos de fluidos de McCain et al. (2011). A Tabela 7, a seguir, apresenta os tipos de fluidos segundo o GOR correspondente em scf/bbl.

Tabela 7. Tipo de fluido segundo a relação gás-óleo. Modificado de McCain et al. (2011).

Tipo de fluido	Relação inicial de produção de gás e óleo (scf/bbl)
Black oil	GOR < 1.500
Indeterminado (black oil e óleo volátil)	1.500 < GOR < 1.900
Óleo volátil	1.900 < GOR < 3.200
Gás condensado	3.200 < GOR < 15.000
Gás úmido	15.000 < GOR < 100.000
Gás seco	100.000 < GOR

i) Cálculo do volume de hidrocarbonetos gerados em função das modelagens estabelecidas

Visando estimar o volume de hidrocarbonetos gerados em cada cenário, para este trabalho adotou-se a metodologia desenvolvida por Schmoker (1999). A Figura 27 apresenta, de modo esquemático, as cinco etapas para a estimativa de hidrocarbonetos gerados, com as fórmulas correspondentes para cada uma delas.

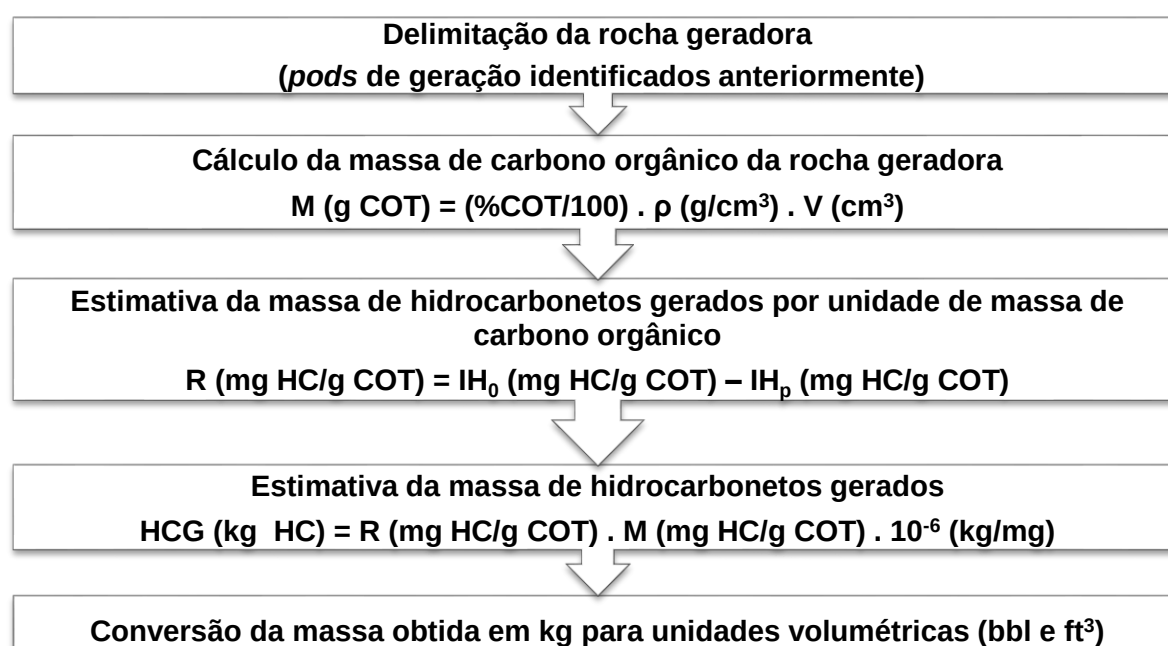


Figura 27. Diagrama de fluxo da metodologia utilizada para calcular o volume de hidrocarbonetos gerados. Modificado de Schmoker (1994).

Segundo Schmoker (1994), esta metodologia para o cálculo de hidrocarbonetos gerados produz uma estimativa mínima de hidrocarbonetos derivados das rochas geradoras. Isto se dá principalmente pelo fato de não se considerar hidrocarbonetos

que já podem estar presentes em folhelhos termicamente imaturos. Deve-se considerar que, na expulsão de hidrocarbonetos, perde-se uma fração de carbono orgânico. Portanto, os denominadores IH_p e IH_0 são diferentes, subestimando o resultado de R na segunda equação. Outra consideração refere-se à massa de carbono orgânico original, que é maior do que a atual, pois uma porcentagem de hidrocarbonetos gerados foi expulsa da rocha geradora. Portanto, o cálculo de HCG leva a uma estimativa mínima de geração.

Para a segunda etapa, correspondente ao cálculo da massa de carbono orgânico da rocha geradora, deve-se considerar uma densidade média teórica devido à ausência de dados diretos. Segundo Passey et al. (2010), assumindo uma densidade do querogênio de $1,1 \text{ g/cm}^3$, pode-se inferir uma correlação entre o %COT e a densidade de formação de argilas que contêm querogênio. Analisando os valores de %COT para cada cenário, pode-se inferir uma densidade média de $2,65 \text{ g/cm}^3$ para a rocha geradora em ambos os casos. Por outro lado, este dado concorda com o cálculo feito por Schmoker (1994), onde se obtém um gráfico que relaciona %COT com a densidade de formação. Quanto maior o %COT, menor será a densidade (Figura 28).

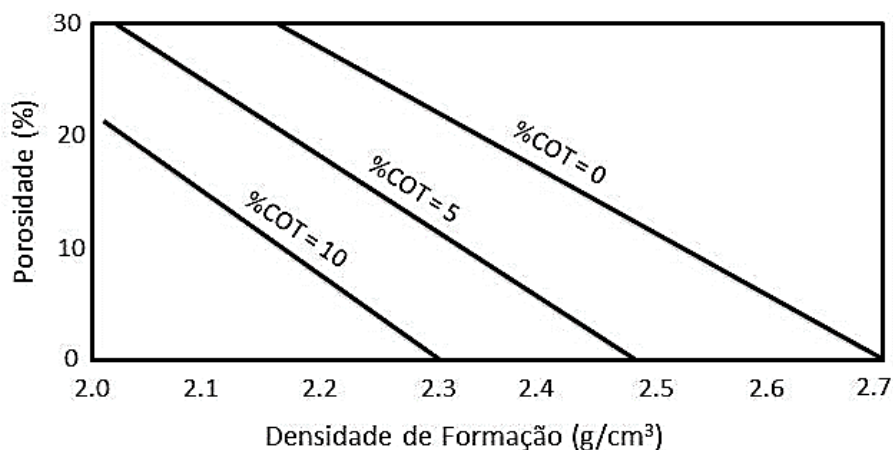


Figura 28. Cálculo da relação entre a porosidade e a densidade da formação para argilas. Modificado de Schmoker (1994).

Sendo necessário expressar os resultados em unidades empregadas na indústria petrolífera, os resultados obtidos expressos em kg foram convertidos em barris de petróleo (bbl) ou pés cúbicos de gás (ft^3), utilizando o gráfico de conversão de Schmoker (1994), apresentado na Figura 29.

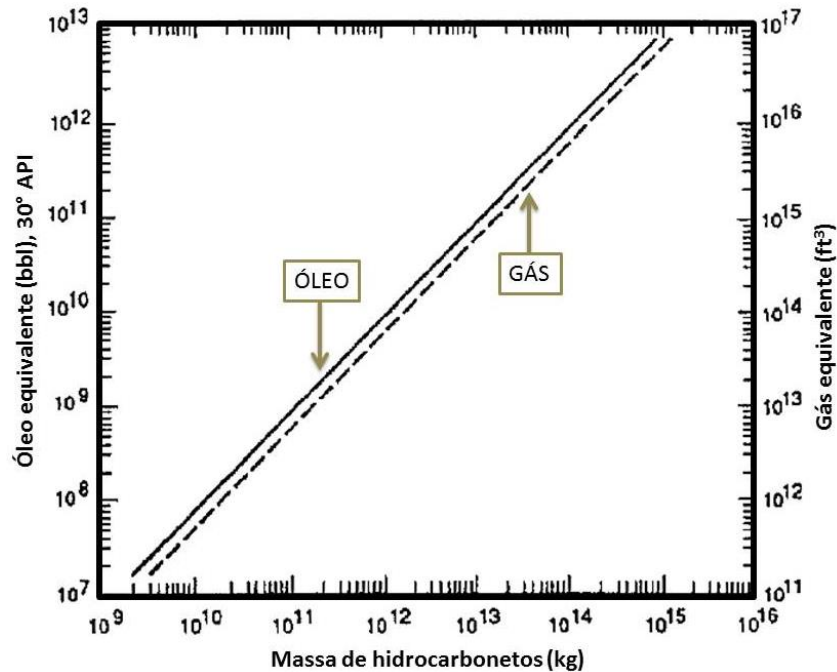


Figura 29. Gráfico para a conversão de massa de hidrocarbonetos em equivalente de barris de petróleo ou pés cúbicos de metano. Modificado de Schmoker (1994).

j) **Confecção da carta de eventos do sistema petrolífero especulativo**

Descrita no item 3.2.1, a carta de eventos permite melhor visualização dos eventos e processos do sistema petrolífero. Com base no trabalho de Magoon & Schmoker (2000), para cada cenário proposto foi elaborada uma carta de eventos mostrando a relação temporal dos pacotes de rochas junto com os processos, tempo de preservação e o momento crítico.

5. RESULTADOS

A seguir são apresentados os resultados obtidos a partir da metodologia descrita no Capítulo 4.

5.1 Interpretação de dados geofísicos

A partir da análise do registro sônico do poço Gaviotín X1 foram definidos 10 horizontes sísmicos, identificados a partir das quebras principais de velocidades. A Figura 30 apresenta o perfil sônico com as velocidades calculadas para cada intervalo. Para a lâmina d'água foi utilizada a velocidade média de 1.500 m/s. Para o intervalo que abrange desde a base da lâmina d'água (56 m) até os 274 m de profundidade do poço, adotou-se a velocidade já calculada para o primeiro intervalo (1.676 m/s).

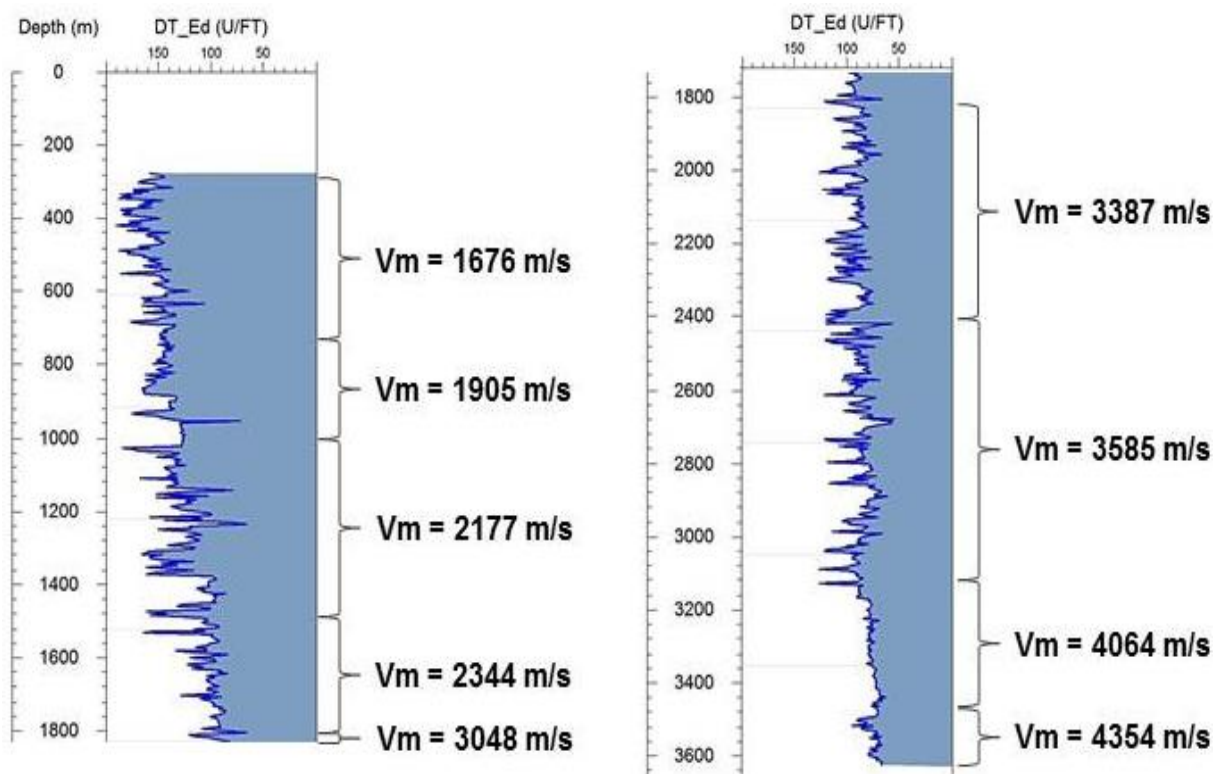


Figura 30. Perfil sônico com os intervalos interpretados e as velocidades médias calculadas.

A Tabela 8 apresenta os 10 horizontes sísmicos interpretados com suas idades atribuídas.

Tabela 8. Horizontes sísmicos mapeados e suas idades atribuídas.

Horizonte	Idade
Topo do pós-rifte 6 (fundo do mar)	Plioceno - Recente
Topo do pós-rifte 5	Mioceno médio
Topo do pós-rifte 4	Eoceno
Topo do pós-rifte 3	Paleoceno
Topo do pós-rifte 2	Cenomaniano-Maastrichtiano
Topo do pós-rifte 1	Albiano
Topo da transição	Barremiano-Aptiano
Topo do sin-rifte	Eocretáceo
Topo do pré-rifte	Permiano
Topo do embasamento	Pré-Cambriano

Uma vez determinados os horizontes sísmicos, estes foram estendidos desde a área do poço para toda a bacia.

A Figura 31 ilustra os horizontes estendidos ao longo da bacia numa seção sísmica, e as falhas principais que controlaram os desenvolvimentos dos meio-grábens na etapa sin-rifte.

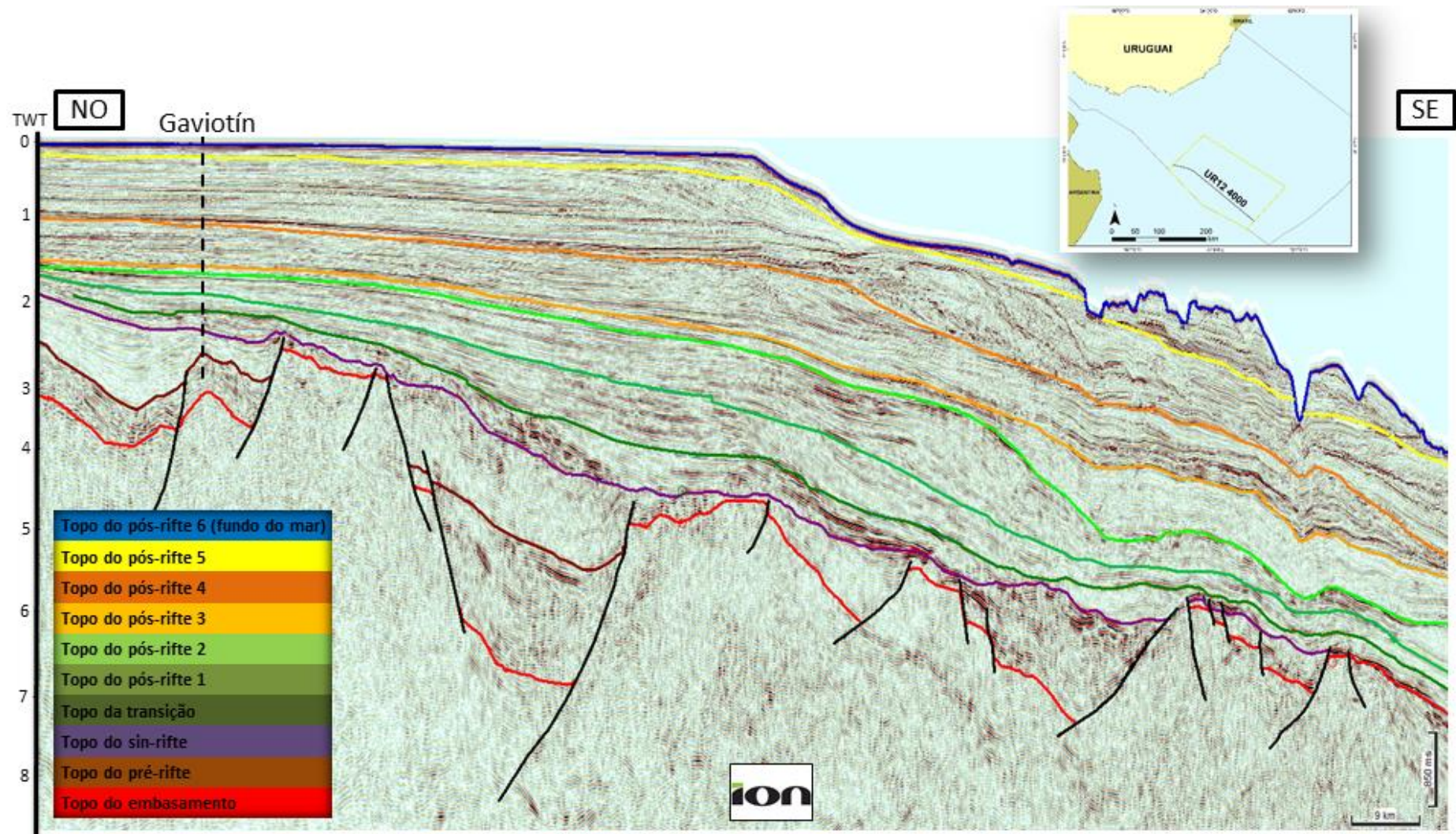


Figura 31. Seção sísmica *dip* com os horizontes interpretados (UR12 4000). A linha tracejada corresponde à projeção do poço Gaviotín X1. As linhas pretas inclinadas representam as principais falhas.

Estruturalmente é possível reconhecer, na área de estudo, um sistema de falhas normais lítricas que definem meio-grábens e *horsts*. Interpretou-se o mapa de anomalias magnéticas reduzido ao polo, onde pode-se observar as direções principais desses sistemas de falhas (Figura 32). As falhas principais, em geral, têm direção entre N290, aproximadamente, e de forma subordinada existem falhas com direção N10, aproximadamente. Estas últimas estariam associadas à fase inicial da abertura do Oceano Atlântico (sin-rifte) e do desenvolvimento dos SDRs.

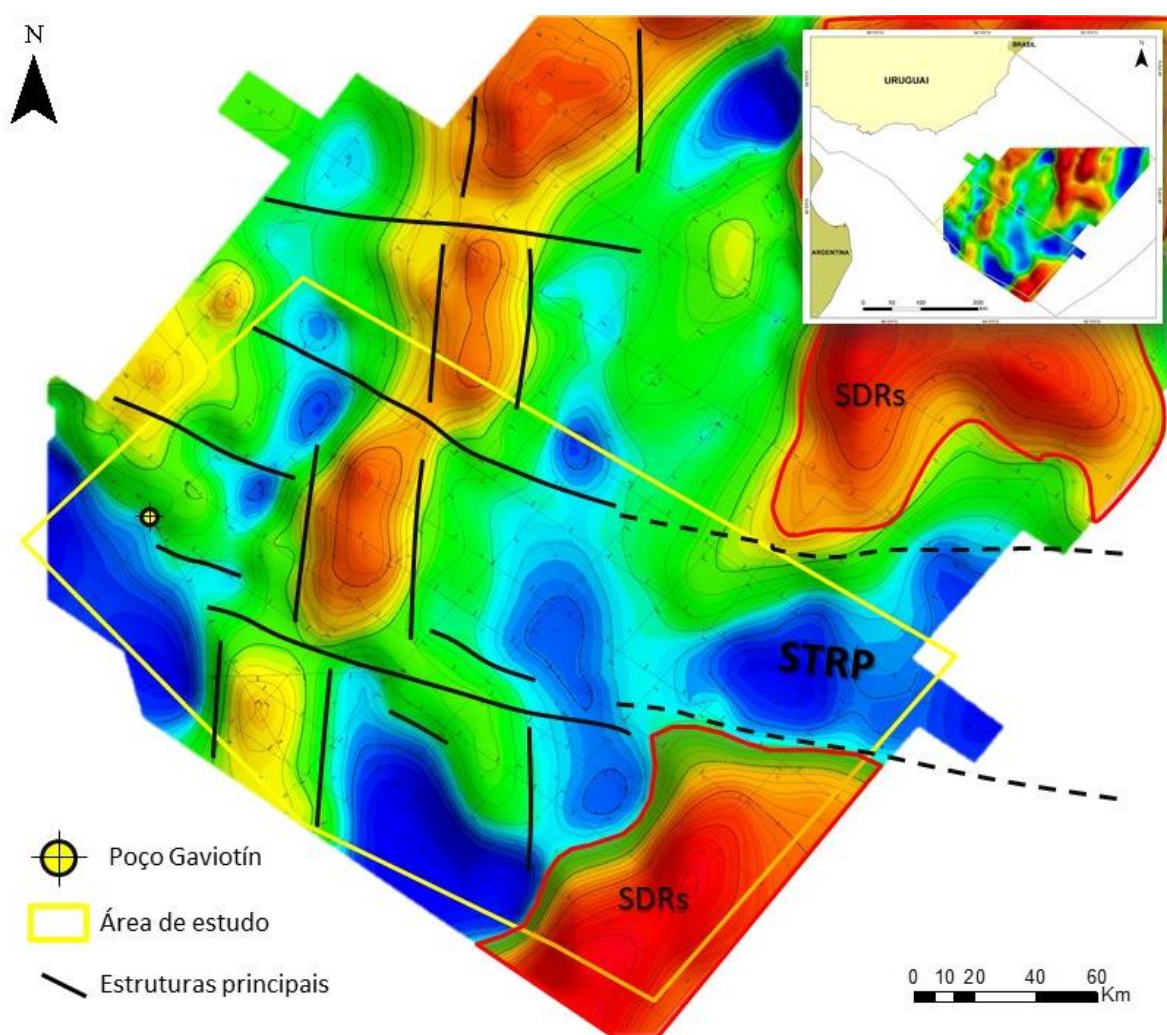


Figura 32. Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao polo e principais estruturas.

Neste mesmo mapa é possível identificar, com direção noroeste-sudeste, o STRP que separa os dois grandes pacotes de SDR.

Em relação à interpretação do embasamento, o horizonte identificado como o topo deste apresenta um contraste de amplitude alta, com boa continuidade lateral. A Descontinuidade de Mohorovičić foi interpretada nas seções sísmicas que permitiram

fazê-lo. Os refletores dentro desses dois horizontes são caóticos e descontínuos, diferente das sequências suprajacentes (pré-rifte ou sin-rifte) que apresentam estrutura definida. Em geral, a crosta continental apresenta grande espessura na zona proximal da bacia (até aproximadamente 32 km), e para a zona de águas profundas apresenta grande estiramento (hiperextensão), atingindo uma espessura de 4 km.

A Figura 33 apresenta a Descontinuidade de Mohorovičić interpretada numa seção sísmica de direção *dip*, incluindo a zona da crosta oceânica fora da área de trabalho. É possível observar como a descontinuidade apresenta uma inflexão bem marcada para a zona central e meridional. A arquitetura da crosta continental apresenta claramente três domínios crustais: um sem atenuação da crosta na zona setentrional da bacia; o segundo chamado de *necking zone*, onde a crosta continental tem variação de espessura com afinamento para jusante; e o terceiro com hiperextensão, principalmente na zona meridional da bacia.

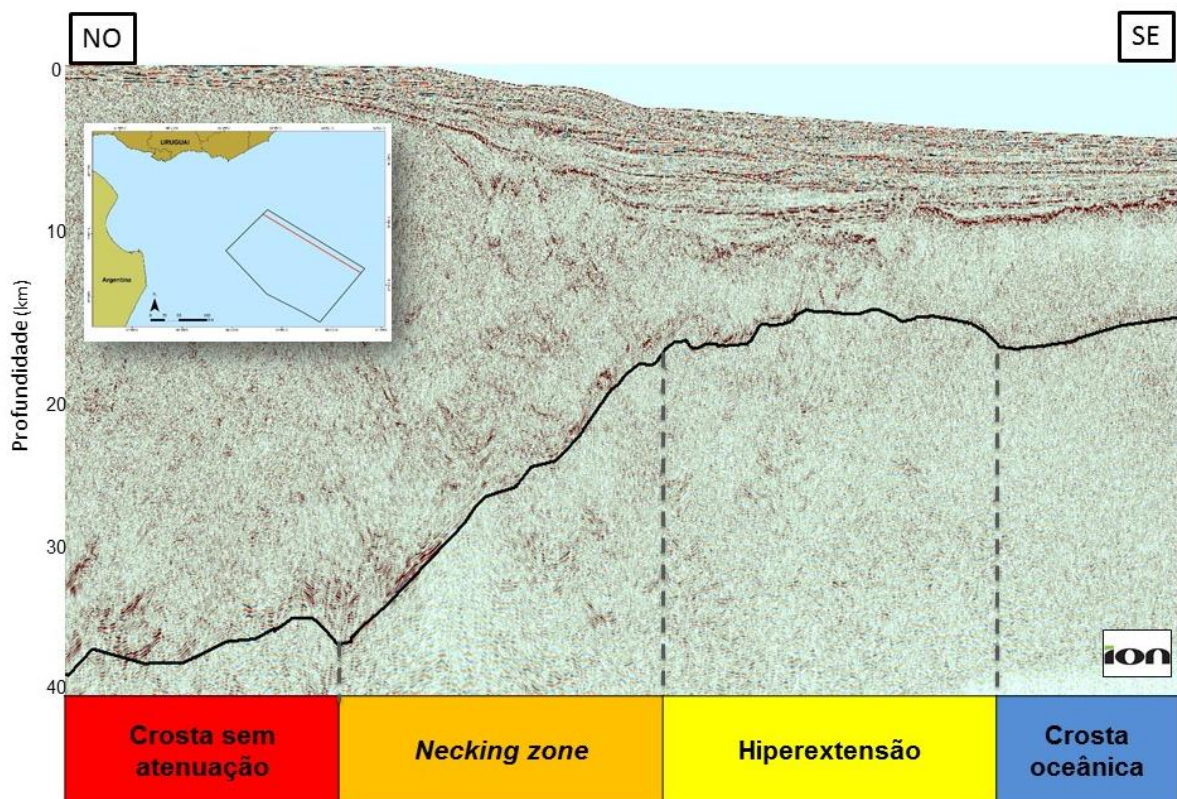


Figura 33. Interpretação da Descontinuidade de Mohorovičić (linha preta). Na base da figura, subdivisões dos domínios da crosta continental com a arquitetura de uma margem passiva vulcânica (UR12 4300).

Estas feições não se apresentam tão proeminentes para a zona oeste da bacia. A seguir, a Figura 34 esboça uma distribuição aproximada em planta dos diferentes domínios crostais mencionadas anteriormente.

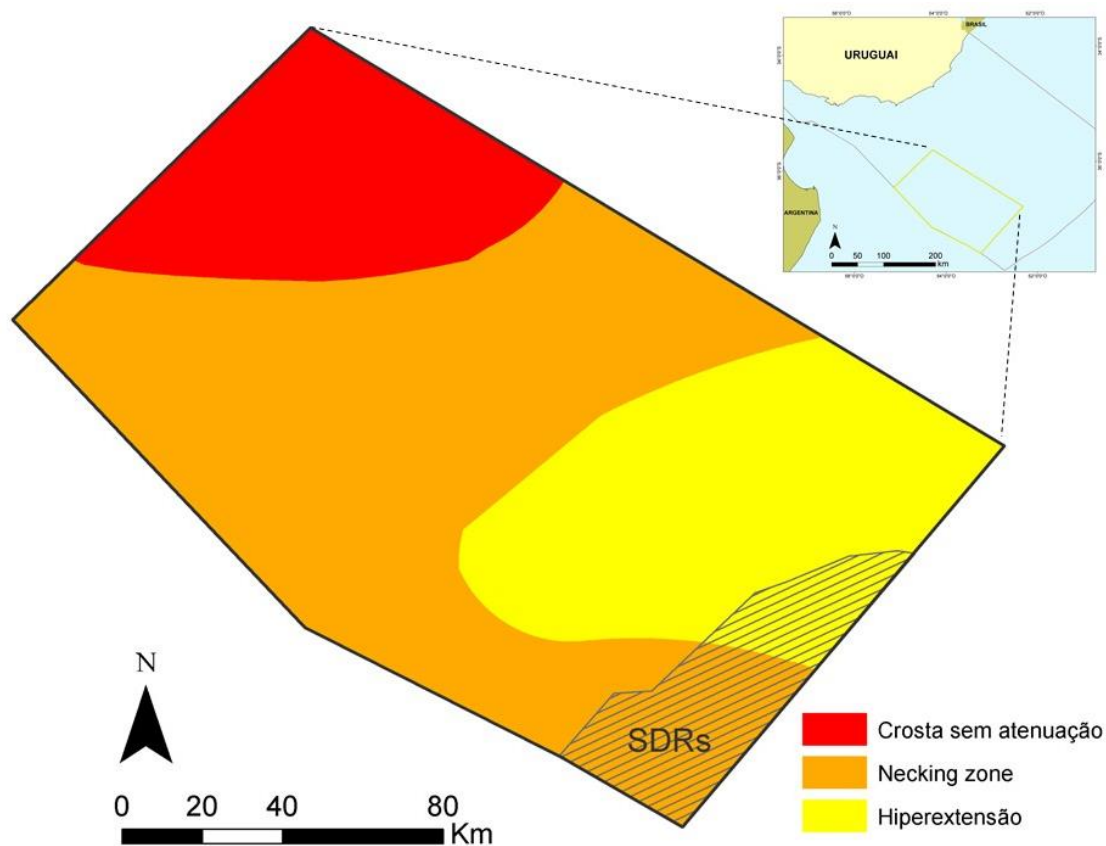


Figura 34. Mapa da arquitetura da Bacia de Punta del Este com a delimitação dos domínios: crosta sem atenuação, *necking zone* e hiperextensão.

Observam-se outras características estruturais da crosta nesta mesma seção sísmica. Na Figura 35 estão detalhadas as cinco estruturas principais, nomeadas a partir de A até E. O traço estrutural nomeado como A corresponde aos pacotes de alto ângulo e de alta amplitude, com refletores compridos, atravessando aproximadamente 20 km de crosta continental, começando desde a Descontinuidade de Mohorovičić. Por sua orientação e extensão, pode ser interpretado como uma grande falha de cisalhamento, associada ao STRP durante a abertura do Atlântico. O traço estrutural B é a Descontinuidade de Mohorovičić. Observam-se os pacotes de alta amplitude e o conjunto de dois até oito ou nove refletores, delimitando o manto e a crosta. O traço estrutural C é uma falha normal de escala crustal associada à abertura do Atlântico. A seguir, o traço D corresponde a um pacote grosso com múltiplos refletores de alta amplitude, em ângulos de alto contraste, com áreas de amplitude menor. Pode ser interpretado como uma área de fluxos vulcânicos em camadas. Finalmente, o traço E

corresponde a um pacote de alta amplitude, mostrando forma em leque, e representando uma sequência em forma de cunha. Esta descrição corresponde aos SDRs.

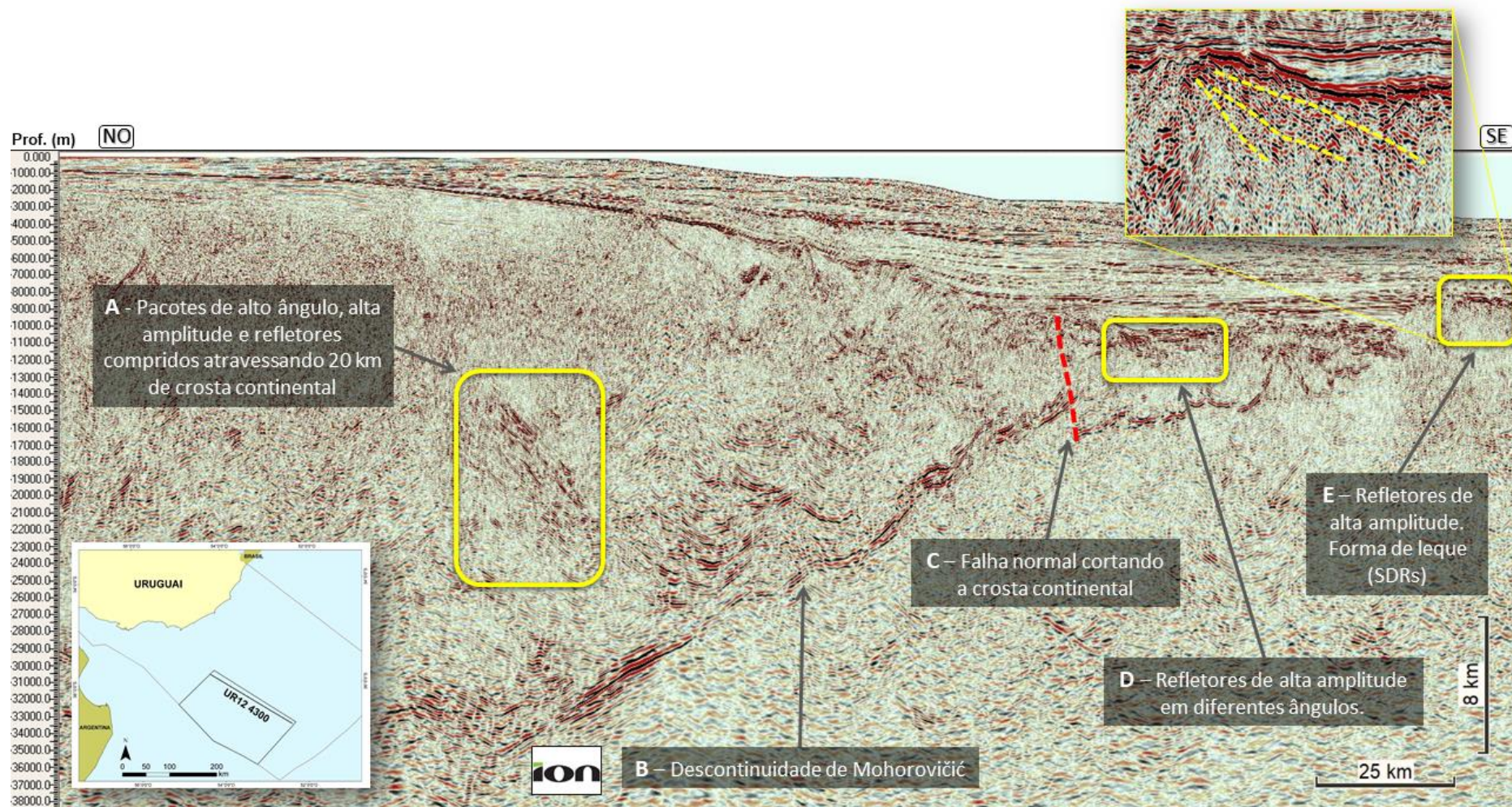


Figura 35. Características estruturais principais em seção sísmica *dip* (linha UR12 4300). Profundidade em metros.

Também se elaborou o mapa de contorno estrutural do Sin-rifte, baseado nas seções sísmicas interpretadas. Na Figura 36 pode-se observar que o maior aprofundamento do Sin-rifte se localiza na zona meridional.

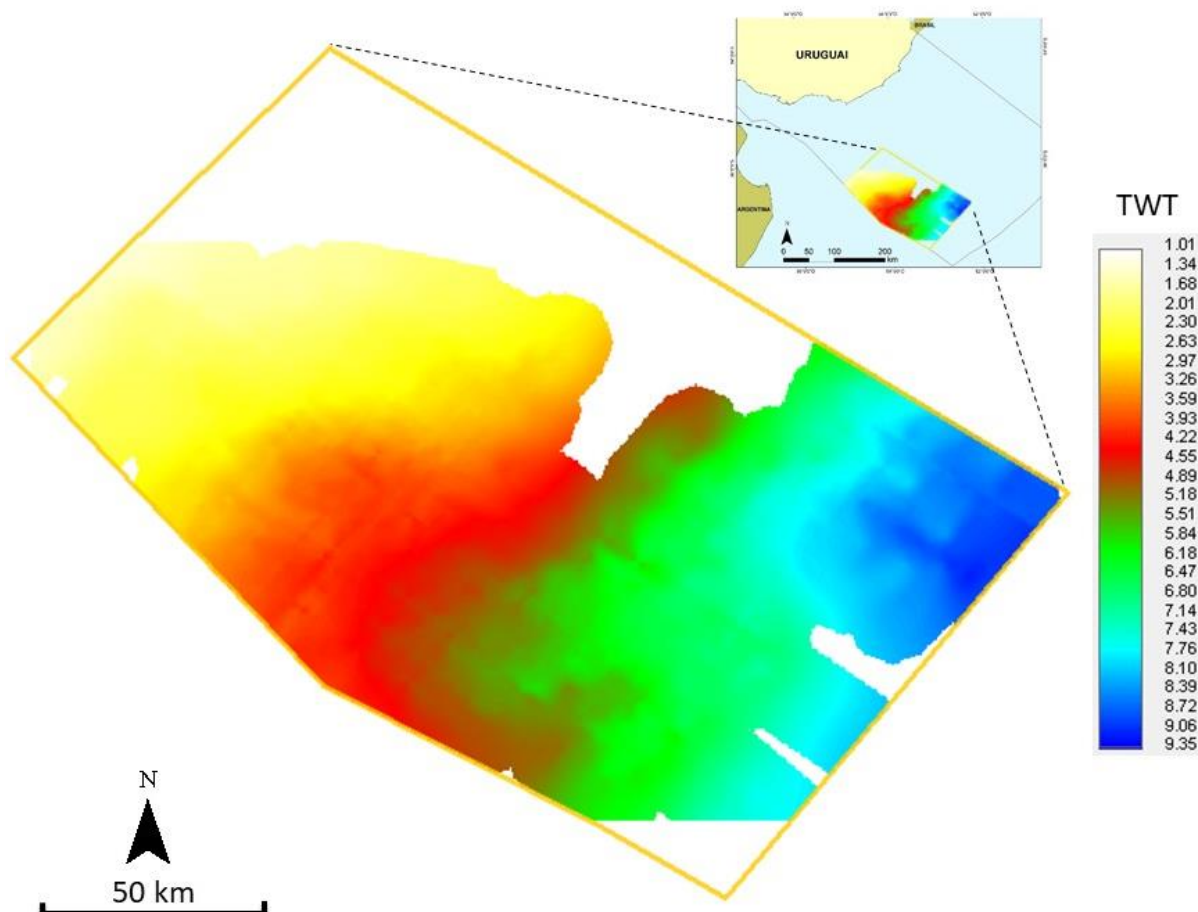


Figura 36. Mapa de contorno estrutural do topo do Sin-rifte. Profundidade em tempo duplo.

A etapa seguinte consiste na interpretação do horizonte sísmico correspondente ao Barremiano-Aptiano e na confecção do mapa de contorno estrutural. Esse horizonte desenvolve-se superando os limites superiores dos meio-grábens, afinando-se em direção ao Alto de Polônio na zona norte e até os SDRs na zona sudoeste da bacia. A Figura 37 apresenta o mapa de contorno estrutural desse horizonte. Novamente, como ocorre no embasamento, as zonas mais profundas, onde encontra-se esse horizonte, ficam na porção meridional da bacia.

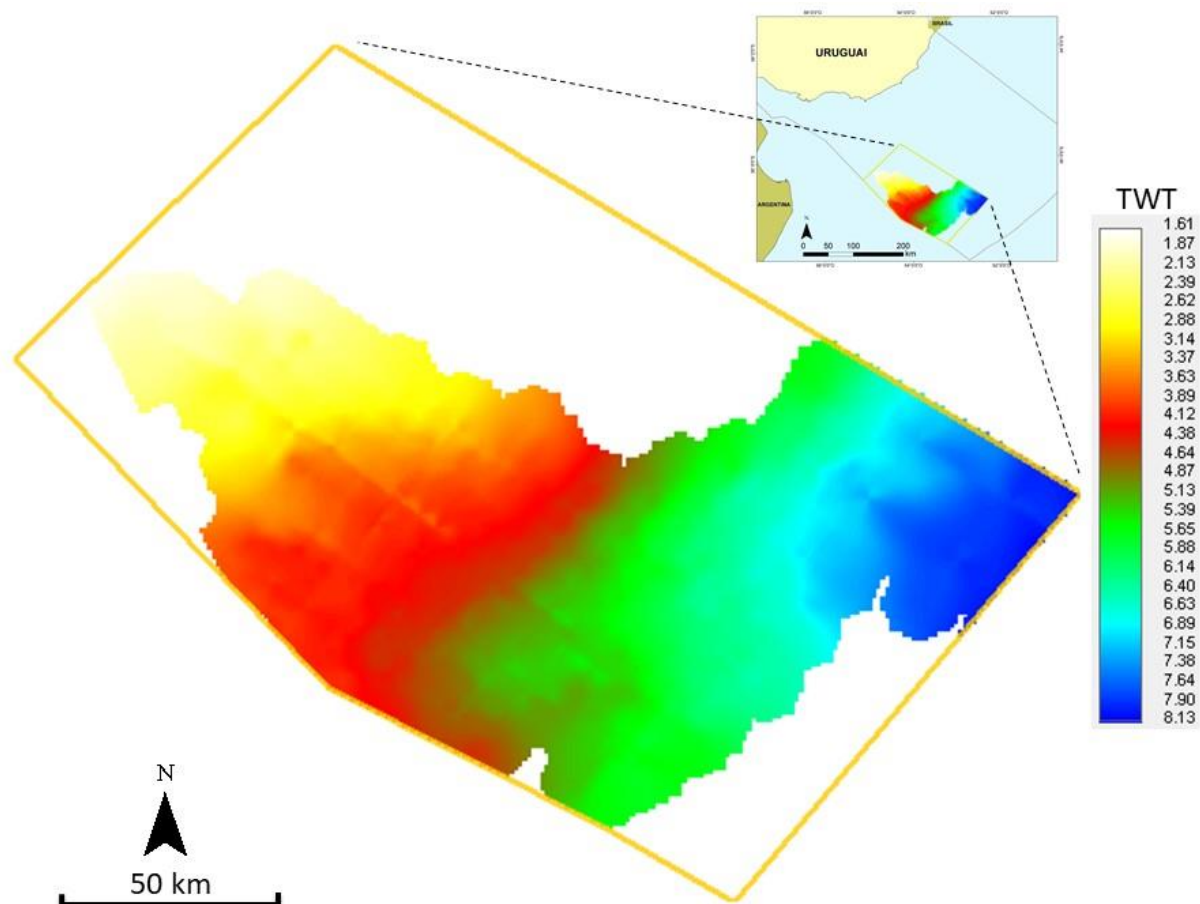


Figura 37. Mapa de contorno estrutural do topo do Barremiano-Aptiano. Profundidade em tempo duplo.

5.2 Delimitação de depocentros (mapa de isópacas)

A obtenção dos mapas do topo de Barremiano-Aptiano e Sin-rifte em profundidade permitiu elaborar o mapa de isópacas da unidade. Esse mapa é muito importante, pois permite determinar os principais depocentros desse pacote sedimentar. A Figura 38 apresenta o mapa de isópacas com valores de espessura de até 1.200 m. Em geral, as áreas vermelhas e amarelas são as de maior espessura. No total foram identificados oito depocentros. Outras zonas na cor verde correspondem a resultados artificiais devido à falta de dado sísmico na interpolação.

Os maiores depocentros não são indicativos diretos de potencial gerador de hidrocarbonetos. A partir do modelo de fluxo térmico e da modelagem pontual em cada área, será possível inferir quais áreas tem potencial de geração e quais não têm.

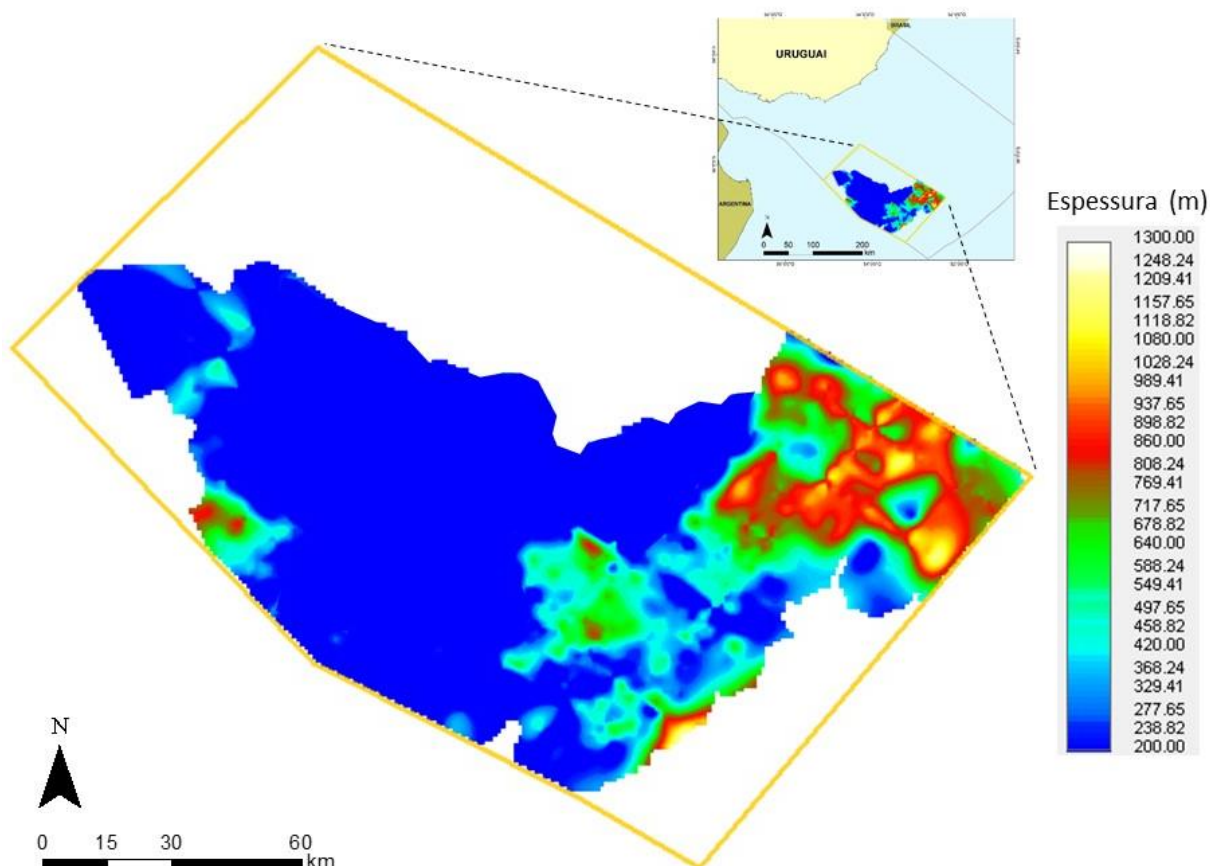


Figura 38. Mapa de isópacas do Barremiano-Aptiano – Sin-Rifte (espessura em metros). Maiores depocentros nas zonas vermelhas a amarelas.

5.3 Modelo de fluxo térmico

A modelagem de fluxo térmico de uma bacia constitui a reconstrução da paleotemperatura, tanto ao longo do tempo geológico como a sua variação espacial, criando, a partir dos dados disponíveis, diferentes cenários geologicamente aceitáveis.

A extensão tectônica da margem atlântica gerou o sistema de rifteamento, dando lugar à Bacia de Punta del Este, dentre outras. Por isso, o fluxo térmico está estreitamente relacionado à evolução tectônica de bacia. Estruturas profundas da bacia como a espessura da crosta, relacionada diretamente à profundidade da Descontinuidade de Mohorovičić, tiveram influência direta na evolução do fluxo térmico, tanto espacialmente quanto ao longo do tempo geológico. Portanto, neste modelo, o que determina o cálculo do fluxo térmico é a evolução tectônica da bacia e, em menor grau, o calor proveniente do decaimento isotópico da crosta continental.

O fluxo térmico no presente representa a situação atual da bacia, mas não reflete o que ocorreu durante a evolução tectônica desta ao longo do tempo geológico e sua influência na maturação da rocha geradora. Deste modelo, obtém-se um enfoque teórico mais preciso das variações de fluxo térmico por meio do tempo geológico. A modelagem foi realizada com os dados de fluxo térmico obtidos dos pseudopoços e da temperatura do poço Gaviotín X1.

5.3.1 Fluxo térmico no presente

Um conjunto limitado de medições de fluxo térmico foi obtido em todo o *offshore* do Uruguai. Cerca de 1/3 destas medições localizou-se na Bacia de Punta del Este (8 medições de um total de 26), e teve como resultado uma grande variação, com valores entre 40 e 75 mW/m². Os valores mais baixos correspondem às zonas de crosta oceânica (entre 40 e 45 mW/m² aproximadamente). Os valores intermediários localizam-se em zona de crosta continental (entre 45 e 60 mW/m² aproximadamente). E a faixa de valores mais elevados (entre 60 e 75 mW/m² aproximadamente) localiza-se quase que exclusivamente no STRP, a zona de hiperextensão da crosta continental.

Com os dados de fluxo térmico e o valor calculado no poço Gaviotín X1, elaborou-se um mapa da distribuição do fluxo térmico no presente, mediante interpolação, utilizando-se o método de crigagem. Apesar das incertezas, relacionadas principalmente à escassez de dados, obteve-se um resultado geologicamente coerente. O mapa apresenta uma anisotropia claramente definida, com uma tendência geral nordeste-sudoeste, e zonas de crosta continental, hiperextensão e crosta oceânica bem diferenciadas. A Figura 39 apresenta o mapa de distribuição do fluxo térmico no presente para a zona de estudo. Cabe salientar que a zona central da bacia não possui dados de fluxo térmico. Assim, esta zona apresenta o maior erro de interpolação.

A utilidade deste mapa não se limita apenas à observação da distribuição aproximada dessa variável na bacia. Ele permite obter, também, os valores de fluxo térmico em cada ponto de interesse utilizado para controle da história térmica de cada pseudopoço.

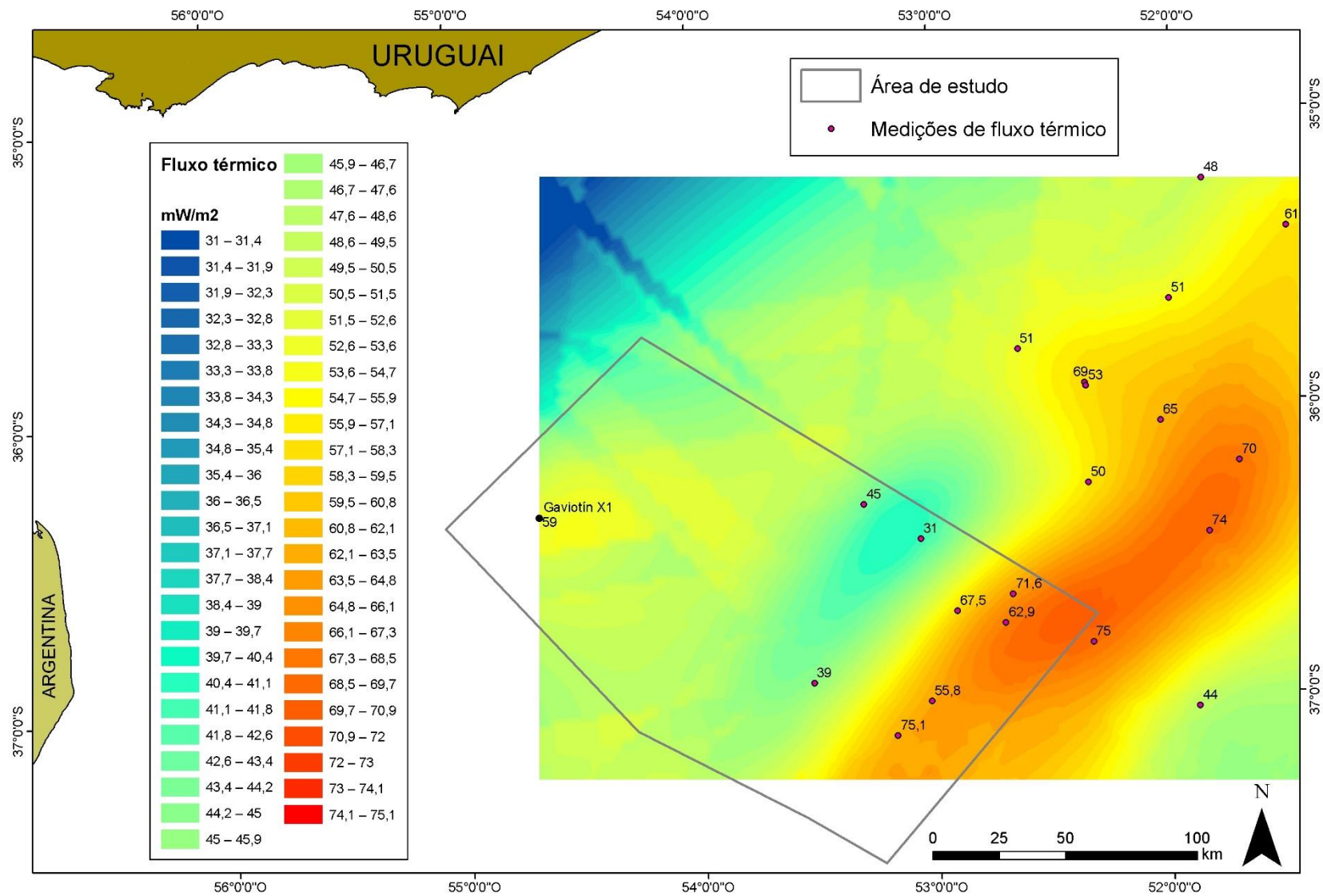


Figura 39. Mapa de distribuição do fluxo térmico no presente na Bacia de Punta del Este. Dados expressos em mW/m².

5.3.2 Evolução do fluxo térmico na bacia

Com o objetivo de estudar a evolução do fluxo térmico ao longo do tempo geológico, foram construídos pseudopoços, permitindo a elaboração de modelos 1D (Figura 40).

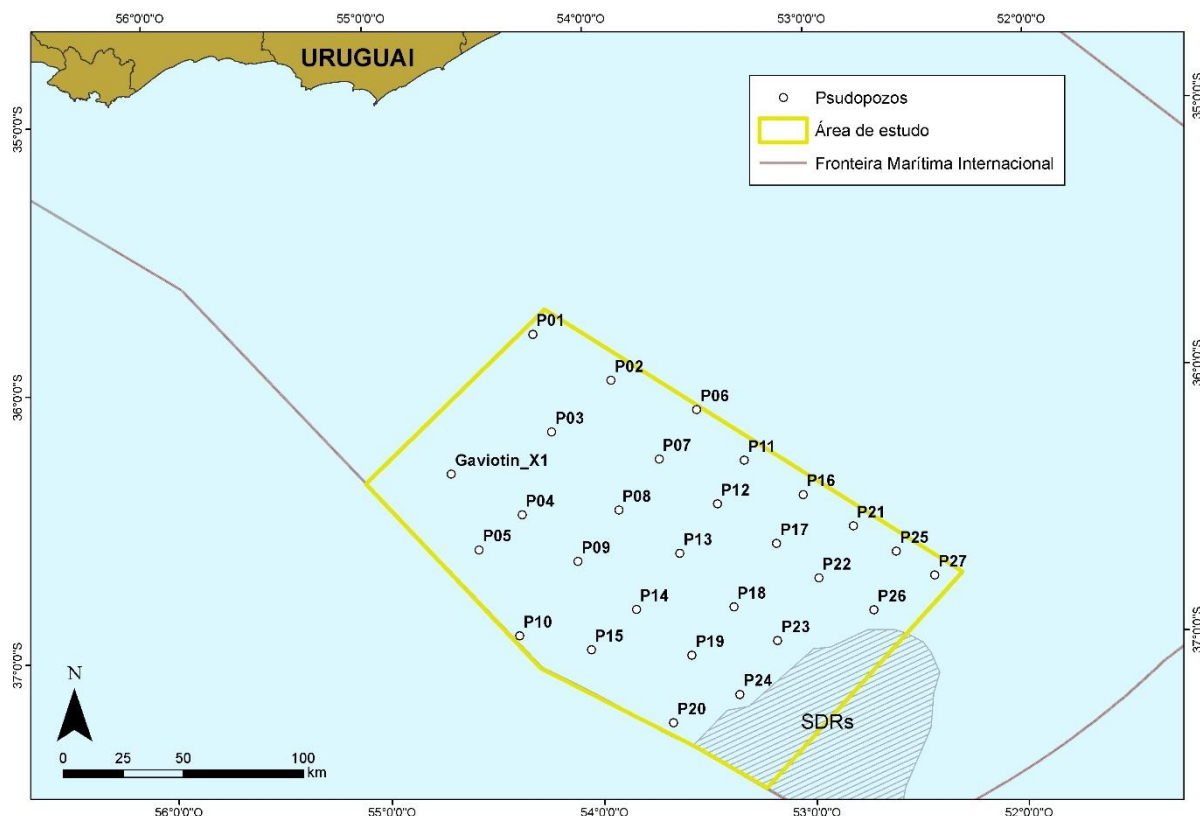


Figura 40. Localização dos pseudopoços para estudo de evolução do fluxo térmico na Bacia de Punta del Este.

Do *grid* de fluxo térmico (Figura 39) foram extraídos os valores calculados do fluxo térmico e inseridos em cada pseudopoço. Por sua vez, foi determinado o fator β para cada pseudopoço e a paleotemperatura (condição limite superior para a modelagem da bacia), conforme detalhado no item 4.4.

A Tabela 9 apresenta os valores observados do fator β para o poço Gaviotín X1 e os pseudopoços.

Tabela 9. Fatores β para cada pseudopoço.

Poço	fator β	Poço	fator β
Gaviotín	1,21	P14	1,96
P01	1,01	P15	2
P02	1,02	P16	1,92
P03	1,05	P17	2,23
P04	1,55	P18	2,71
P05	1,20	P19	1,84
P06	1,08	P20	2,2
P07	1,15	P21	4,95
P08	1,34	P22	4,83
P09	1,67	P23	2,76
P10	1,76	P24	2,11
P11	1,76	P25	6,12
P12	1,80	P26	6,00
P13	1,76	P27	6,24

A Tabela 10 apresenta os valores teóricos obtidos de paleolatidade para o ponto central da Bacia de Punta del Este, calculados ao longo do tempo geológico. Com base nestes dados, o *software* Genesis calcula a paleotemperatura na superfície desse ponto da bacia ao longo do tempo geológico.

Tabela 10. Paleolatidade do ponto central aproximado da Bacia de Punta del Este ao longo do tempo.

Idade (Ma)	Paleolatidade	Idade (Ma)	Paleolatidade
0	-37.3	160	-37.6
10	-39.2	170	-38.7
20	-41.5	180	-35.7
30	-43.1	190	-35.7
40	-44.8	200	-40.1
50	-45.6	210	-44.3
60	-44.2	220	-49.9
70	-42.7	230	-52.8
80	-42.4	240	-50.8
90	-41.9	250	-48.4
100	-40.4	260	-47.6
110	-34.6	270	-49.1
120	-33.4	280	-51.4
130	-34.4	290	-52.8
140	-33.3	300	-54.2
150	-37		

Já inseridas as variáveis descritas no item 4.4 nos pseudopoços (excetuando a matéria orgânica, que não é necessária para esta etapa), a modelagem térmica de cada um deles permitiu obter os valores de fluxo térmico teórico para cada idade geológica de interesse.

A título de exemplo, a Figura 41 apresenta a curva de fluxo térmico para um dos pseudopoços elaborados para a modelagem. Todas as curvas de fluxo térmico dos pseudopoços têm o mesmo desenho, com valores diferentes. Para atingir o equilíbrio térmico, a crosta diminui e esfria por transferência de calor predominantemente vertical, sendo o calor conduzido da crosta em direção à superfície. Existe forte influência da espessura da crosta no fluxo térmico. As zonas onde o processo de rifteamento gerou um forte alongamento da crosta são aquelas onde o fluxo térmico foi mais elevado.

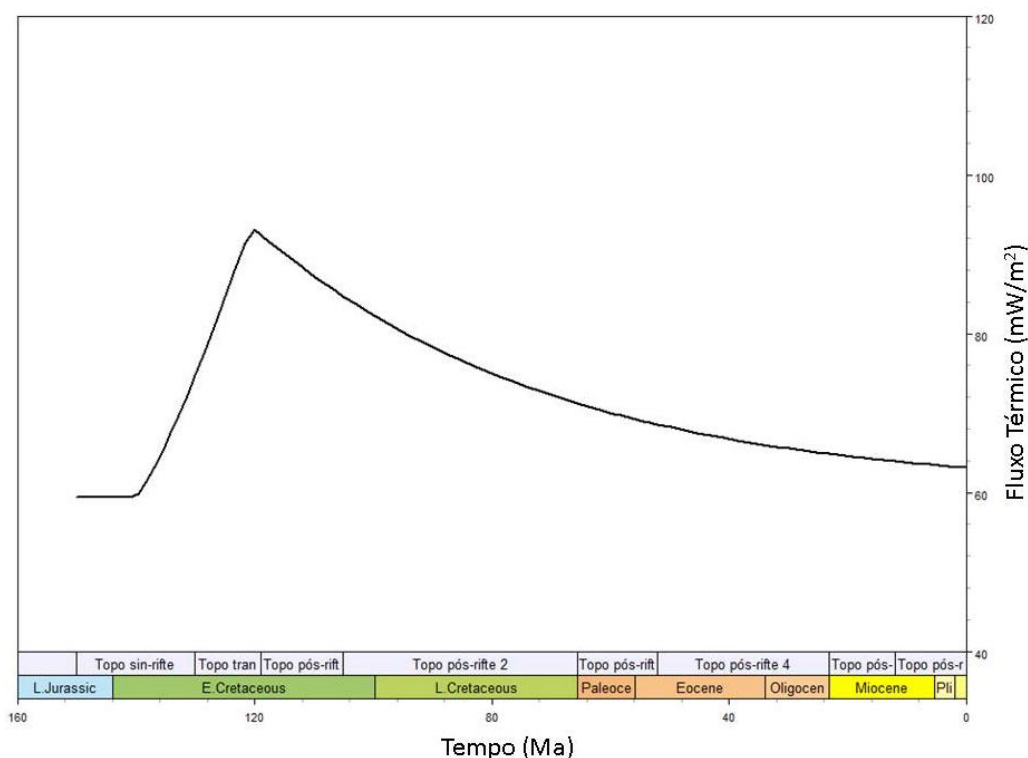


Figura 41. Curva de fluxo térmico.

A Figura 42 apresenta a evolução do fluxo térmico na base dos sedimentos ao longo do tempo geológico. Cada imagem individual representa o fluxo térmico em determinada idade. Aos 140 Ma inicia o rifteamento que tem como consequência o aumento progressivo do fluxo térmico. Este continuou aumentando até os 120 Ma. Até lá, a zona de hiperextensão da crosta teria registrado os máximos valores de fluxo

térmico, atingindo mais de 200 mW/m². No período do rifteamento, pode-se observar que a zona sul-sudeste da bacia teve a maior variação de calor. Nesta zona aconteceu o maior estiramento da litosfera, que resulta no afinamento e no aquecimento da crosta, produto da ascensão da astenosfera. Por outro lado, a porção norte teve a menor influência do rifte, atingindo valores de fluxo térmico visivelmente inferiores. A partir dos 120 Ma (finalização aproximada do rifteamento), começou o decaimento exponencial do fluxo térmico até o valor atual teórico. A principal consequência deste modelo é que a bacia sofreu maturação diferencial da rocha geradora devido ao aquecimento variável em toda a bacia. Espera-se que as porções central e sul apresentem maior potencial de geração de hidrocarbonetos que a zona norte.

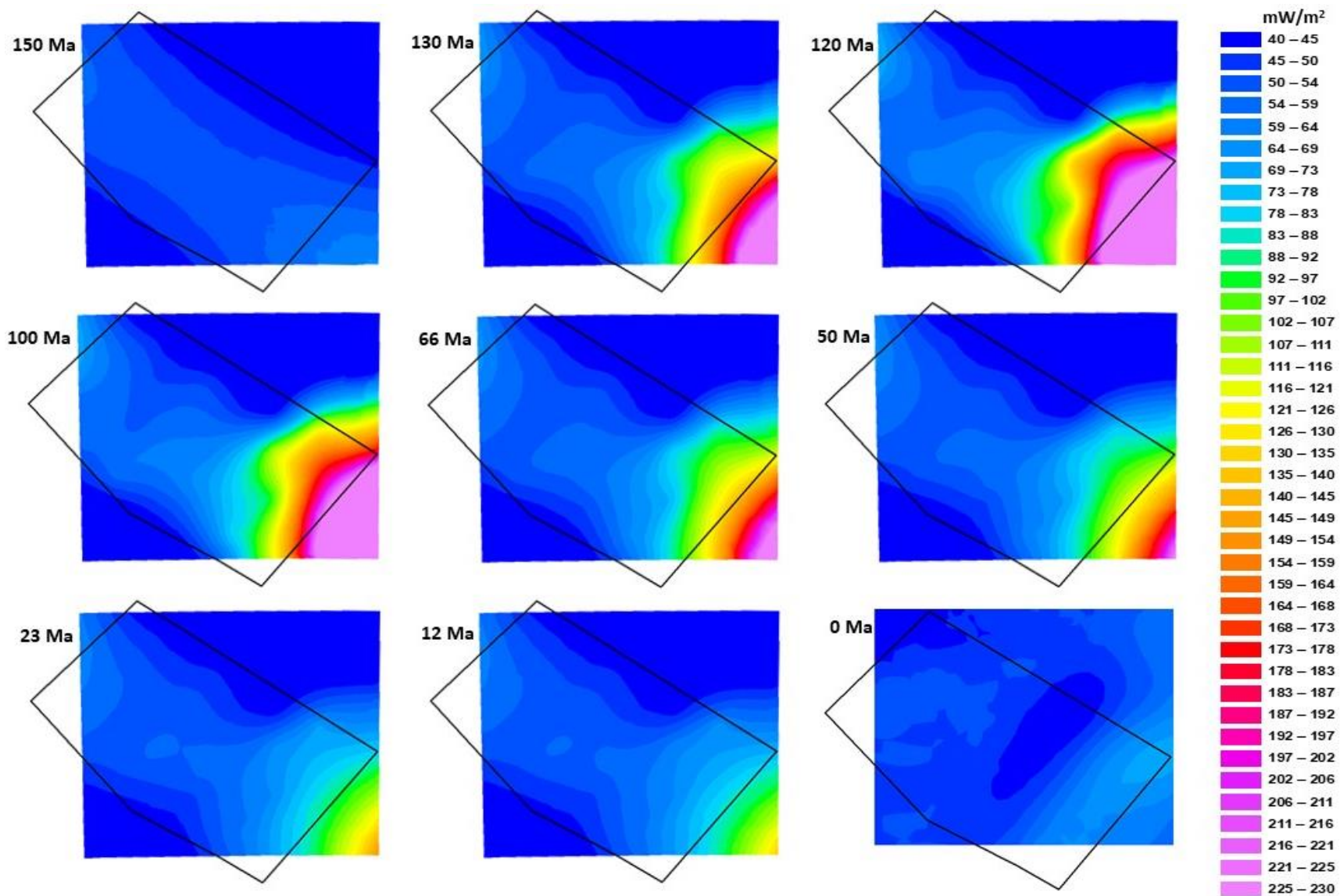


Figura 42. Evolução do fluxo térmico ao longo do tempo geológico na Bacia de Punta del Este, desde os 150 Ma até o presente.

5.4 Identificação de potenciais *pods* de geração

Para identificar as áreas com potencial de geração, baseando-se no modelo de fluxo térmico, foram colocados pseudopoços nas quatro áreas delimitadas no mapa de isópacas. A Figura 43 apresenta o mapa de isópacas com as quatro áreas delimitadas e os pseudopoços distribuídos em cada uma destas.

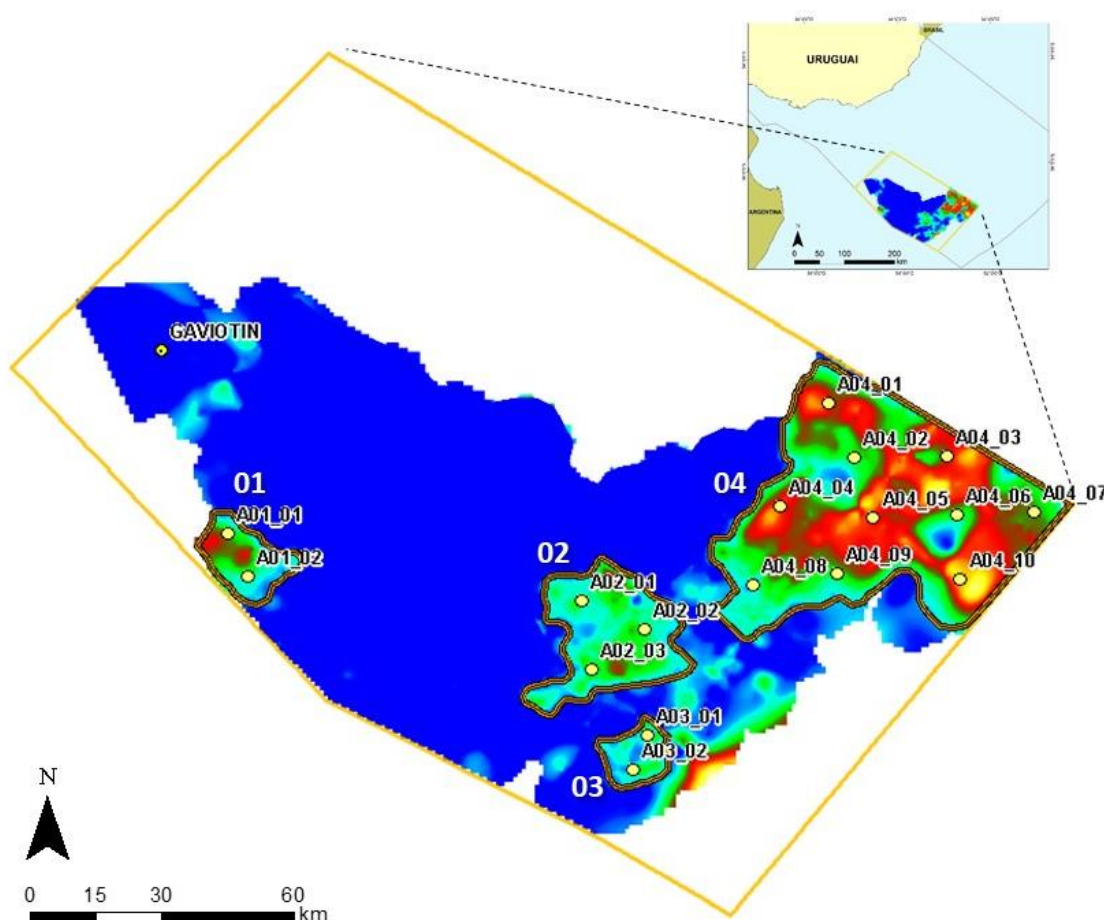


Figura 43. Mapa de isópacas com as áreas delimitadas e localização dos pseudopoços.

5.4.1 Avaliação das áreas

Com a finalidade de identificar as áreas com potencial de gerar e expulsar hidrocarbonetos, foram incorporadas todas as variáveis na elaboração dos pseudopoços, incluindo a informação da rocha geradora. A informação principal analisada nesta etapa foi a eficiência da expulsão máxima teórica de hidrocarbonetos. Isso correspondente à fração de fluidos de hidrocarbonetos gerados dentro da rocha geradora que foram expulsos. Essa definição não implica que toda a rocha geradora

foi transformada em hidrocarbonetos, mas engloba apenas o volume expulso em relação ao gerado. A título de exemplo, será apresentada a análise da área 01. Para todas as áreas, os resultados encontram-se apresentados numa tabela que resume as informações obtidas.

Com base no resultado do modelado térmico da bacia e o mapa de isópacas, pode-se inferir que o setor onde localiza-se o poço Gaviotín X1 não apresenta potencial de geração de hidrocarbonetos. No entanto, para verificar o modelo geológico e térmico, foi posicionada hipoteticamente uma rocha geradora de idade Barremiano-Aptiano no poço Gaviotín.

Para cada pseudopoço confeccionou-se uma tabela com as informações das litologias inferidas (em porcentagem) para cada sequência sedimentar e suas respectivas idades. A Tabela 11 apresenta a informação litológica para o poço Gaviotín X1. As litologias estão apresentadas em porcentagem com o código utilizado no *software* Genesis: ss=arenito, si=siltito, sh=argilito, ssh=argilito e arenito, cg=conglomerado e ig=vulcânica. Quanto aos outros pseudopoços, a informação litológica encontra-se no Anexo A.

Tabela 11. Litologias em porcentagem e idades do poço Gaviotín X1.

GAVIOTÍN X1			
Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	56	Plioceno-Recente	ss70,si25,sh5
Topo pós-rifte 5	274	Mioceno	ss15,si70,sh15
Topo pós-rifte 4	1.022	Eoceno	ss25,si45,sh30
Topo pós-rifte 3	1.585	Paleoceno	ss30,si50,sh20
Topo pós-rifte 2	1.807	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss80,si10,ig5,cg5
Topo pós-rifte 1	1.870	Albiano	ss65,si20,ig10,cg5
Topo transição	2.448	Barremiano-Aptiano	ss50,si20,sh20,ig5,cg5
Topo sin-rifte	3.129	Eocretáceo	ss30,si15,sh25,ig20,cg10
Topo pré-rifte	3.496	Permiano	ss15,si35,sh44,ig5
Topo embasamento	3.631	Pré-Cambriano	

A Figura 44 apresenta o gráfico da eficiência da expulsão de hidrocarbonetos do poço Gaviotín X1 com resultado nulo. O gráfico apresenta uma escala de valores em porcentagem, sendo 0% expulsão nula (azul) e 100% expulsão completa (roxo). O fator β perto de 1 indica que o rifteamento influenciou pouco na geração de calor. Pode-

se inferir que, se houvesse uma rocha geradora nessa área, ela não teria a capacidade de gerar petróleo, devido não apenas à escassez de rocha de sobrecarga, mas também ao baixo fluxo térmico.

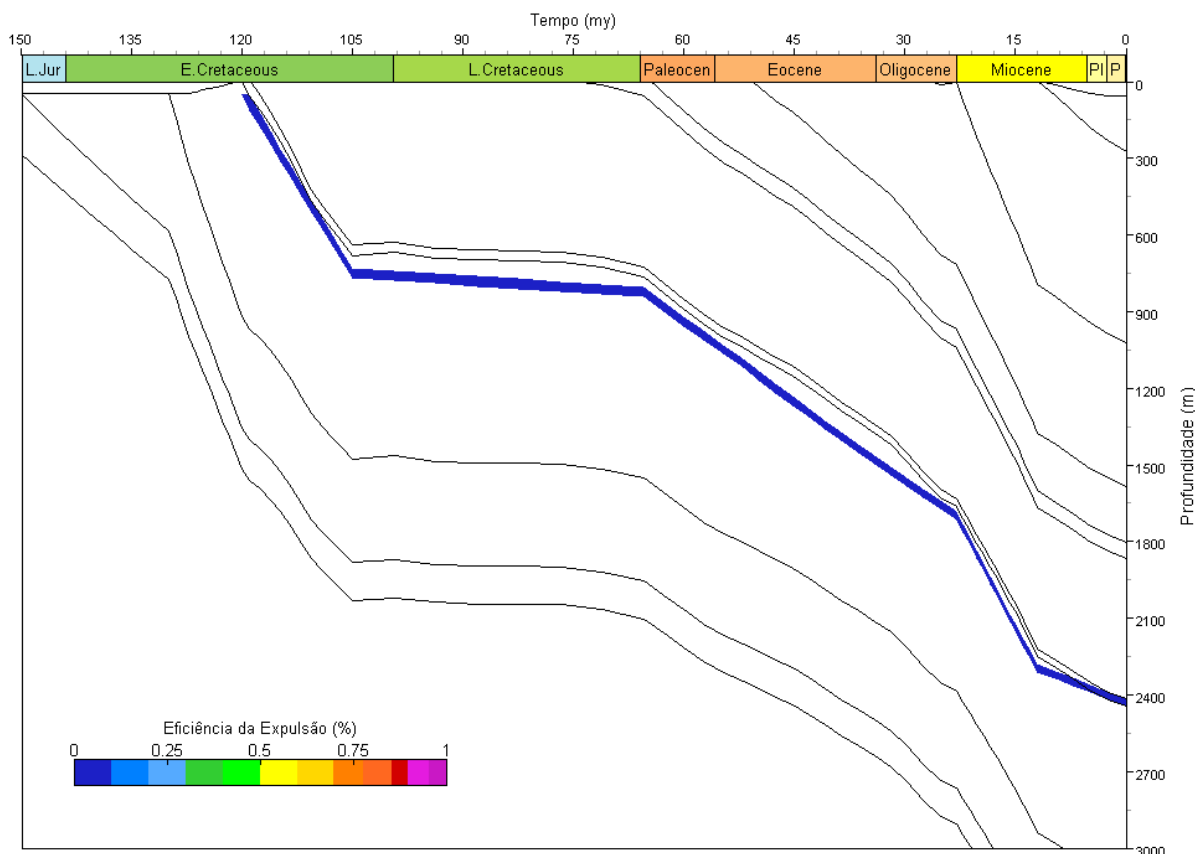


Figura 44. Eficiência da expulsão para o poço Gaviotín X1. Cor azul indicando expulsão nula.

Em seguida, foi avaliada a área 01. A modelagem dos pseudopoços A01_01 e A01_02 tiveram resultado positivo em relação à expulsão, com porcentagem variável entre 60% e 75%. A Figura 45 apresentam os gráficos da eficiência da expulsão dos pseudopoços da área 01. Pode-se observar que, para o primeiro pseudopoço, a expulsão teria se iniciado no Eocretáceo, no início de forma gradual e com eficiência muito baixa, tornando-se mais eficiente no transcorrer do tempo. Para o segundo pseudopoço, a expulsão teria se iniciado no Turoniano.

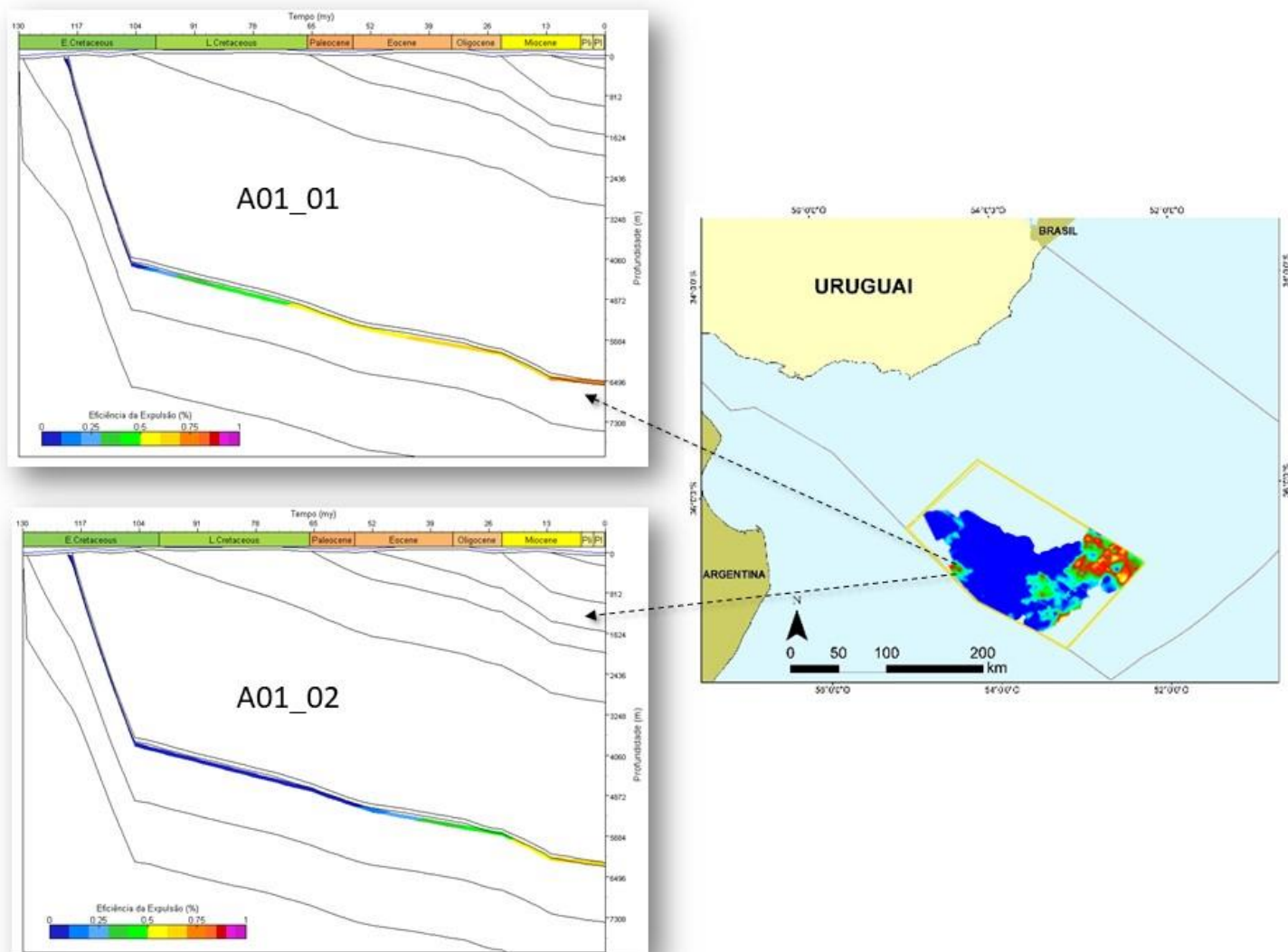


Figura 45. Eficiência da expulsão para os pseudopoços da área 01. Eixos dos gráficos: horizontal=tempo, vertical=profundidade.

A Tabela 12 apresenta os resultados em relação à eficiência da expulsão para todas as áreas. Todas estas, têm potencial para gerar hidrocarbonetos.

Tabela 12. Eficiência da expulsão máxima teórica. Resultados expressos em percentagem.

Área	Pseudopoço	Eficiência da expulsão máxima teórica (%)
01	POD01_01	60
	POD01_02	75
02	POD02_01	75
	POD02_02	80
	POD02_03	80
03	POD03_01	86
	POD03_02	92
04	POD04_01	90
	POD04_02	90
	POD04_03	95
	POD04_04	95
	POD04_05	95
	POD04_06	95
	POD04_07	95
	POD04_08	95
	POD04_09	92
	POD04_10	95

5.4.2 Seleção dos potenciais *pods* ativos de geração

A partir dos resultados da eficiência da expulsão foi possível inferir as áreas com potencial de geração de hidrocarbonetos. A Figura 46 apresenta a localização dos potenciais *pods* ativos de geração.

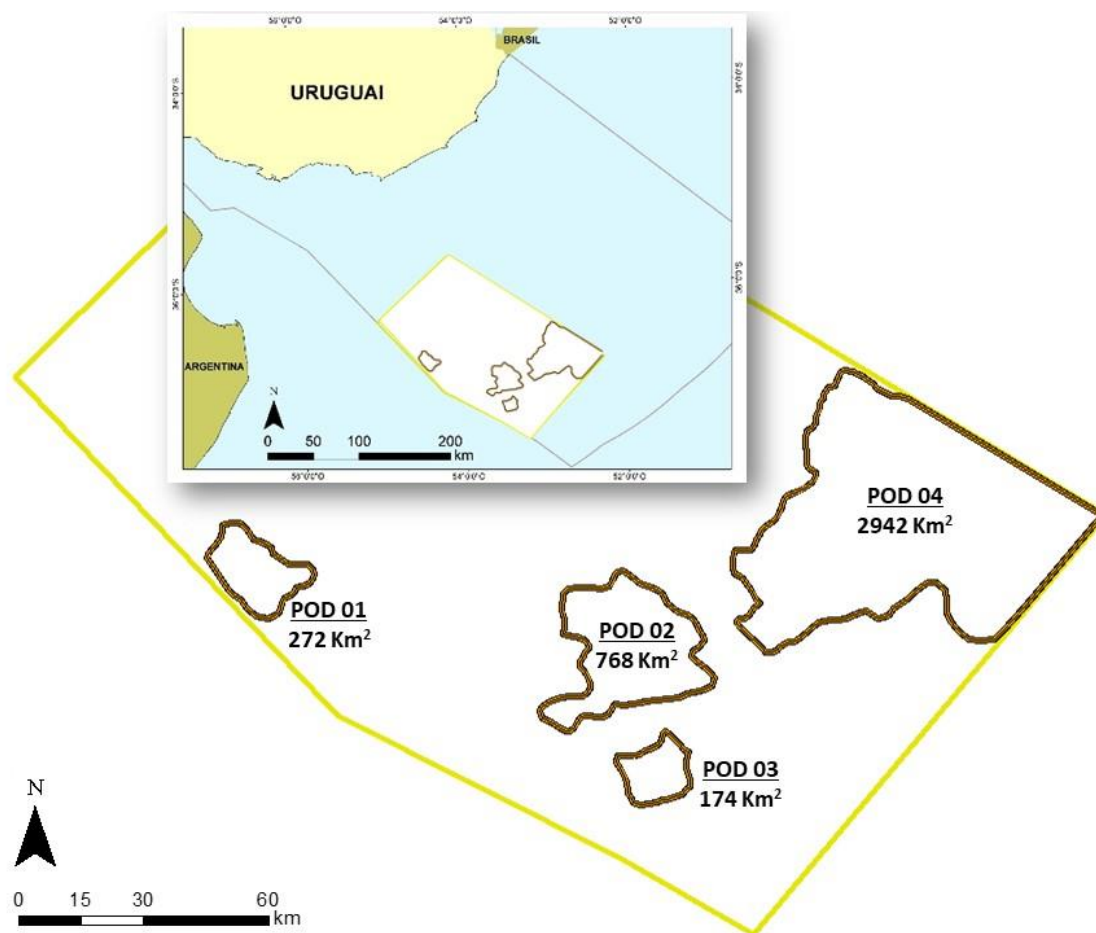


Figura 46. Localização dos *pods* ativos de geração e suas respectivas superfícies expressas em km².

No total foram selecionados quatro *pods* que teriam capacidade de gerar hidrocarbonetos. Os quatro *pods* totalizam 4.156 km² e localizam-se em zonas de diferente batimetria: o *pod* 01 150 m, o *pod* 02 entre 1.000 e 1.500 m, o *pod* 03 entre 1.500 e 2.000m, e o *pod* 04 abrange batimetrias entre 1.500 e 3.200 m aproximadamente.

5.5 Modelagens de maturação térmica da potencial rocha geradora e tipo de fluido gerado para cada pseudopoço

Foram construídos 17 pseudopoços, distribuídos do seguinte modo: dois no *pod* 01, três no *pod* 02, dois no *pod* 03 e dez no *pod* 04. A Figura 47 apresenta a localização dos pseudopoços para cada um desses *pods*.

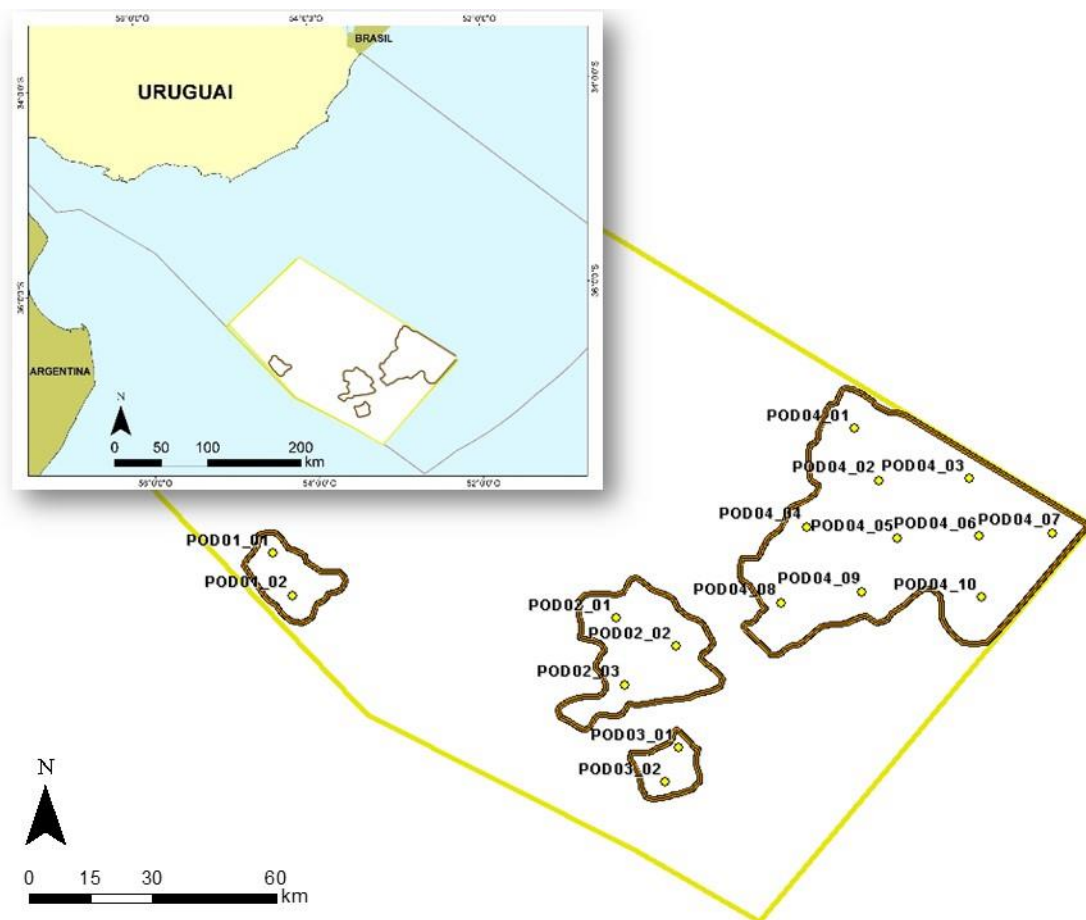


Figura 47. Localização dos pseudopoços para avaliação de geração de hidrocarbonetos dos *pods*.

A distribuição dos pseudopoços foi feita para evitar localização muito próxima, com distância máxima de 20 km entre eles. Pseudopoços muito próximos não forneceriam informação adicional para a análise, pois os resultados seriam muito semelhantes. A distribuição visa avaliar diferentes pontos de cada *pod* e analisar a maturação da rocha geradora em cenários pré-estabelecidos, onde a %COT é fixa.

A modelagem de fluxo térmico permite avaliar a maturação da rocha geradora proposta neste trabalho. Foi escolhida uma rocha com espessura de 70 m, de composição argilosa e de origem marinha. Dois cenários hipotéticos foram analisados em relação à porcentagem de matéria orgânica contida na rocha geradora: o primeiro com conteúdo de COT=0,6% e IH=400, e o segundo com COT=2% e IH=400. Para os dois cenários serão apresentados os seguintes gráficos: taxa de geração de gás, taxa de geração de óleo e relação gás-óleo (cuj sigla em inglês é GOR).

Com o propósito de sintetizar e esquematizar a exposição dos resultados, serão apresentados os gráficos e a interpretação de apenas um pseudopoço. Para os

demais pseudopoços, os resultados e a interpretação serão apresentados em tabelas, enquanto os gráficos serão apresentados nos Anexos B e C.

5.5.1 Resultados da modelagem para o primeiro cenário (COT=0,6% e IH=400)

A seguir serão apresentados os gráficos e a análise detalhada para o pseudopoço POD01_01.

As Figuras 48 e 49 apresentam o gráfico da taxa de geração de óleo e da taxa de geração de gás, respectivamente. Segundo a modelagem térmica, observa-se que todo o óleo potencial foi gerado principalmente no Albiano. No caso da geração de gás, claramente pode-se observar que a geração seria escassa, iniciando-se durante o Paleoceno e seguindo até o presente.

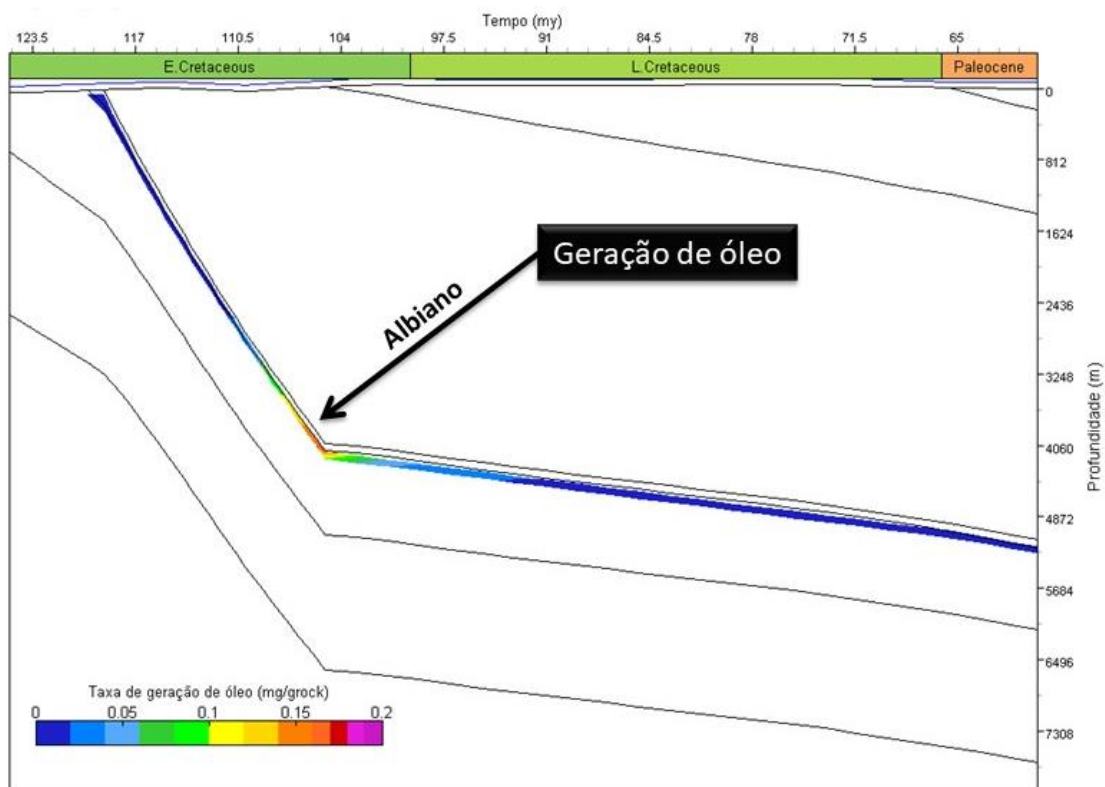


Figura 48. Gráfico da taxa de geração de óleo para o pseudopoço POD01_01.

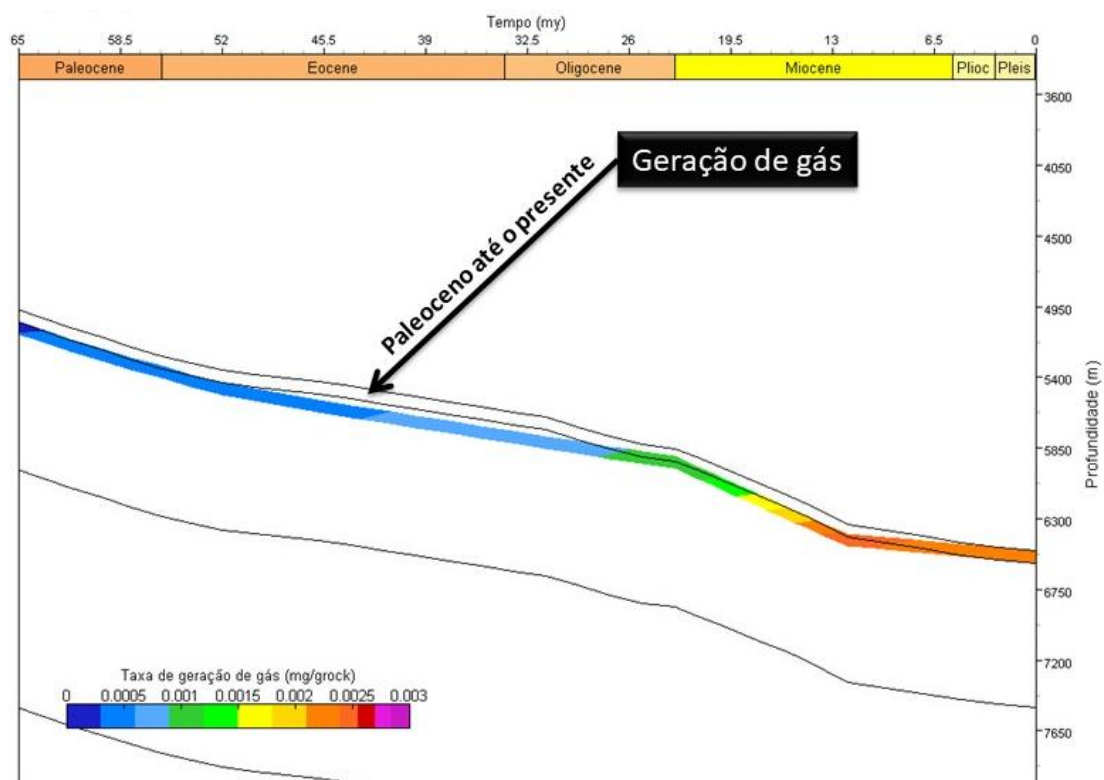


Figura 49. Gráfico da taxa de geração de gás para o pseudopoço POD01_01.

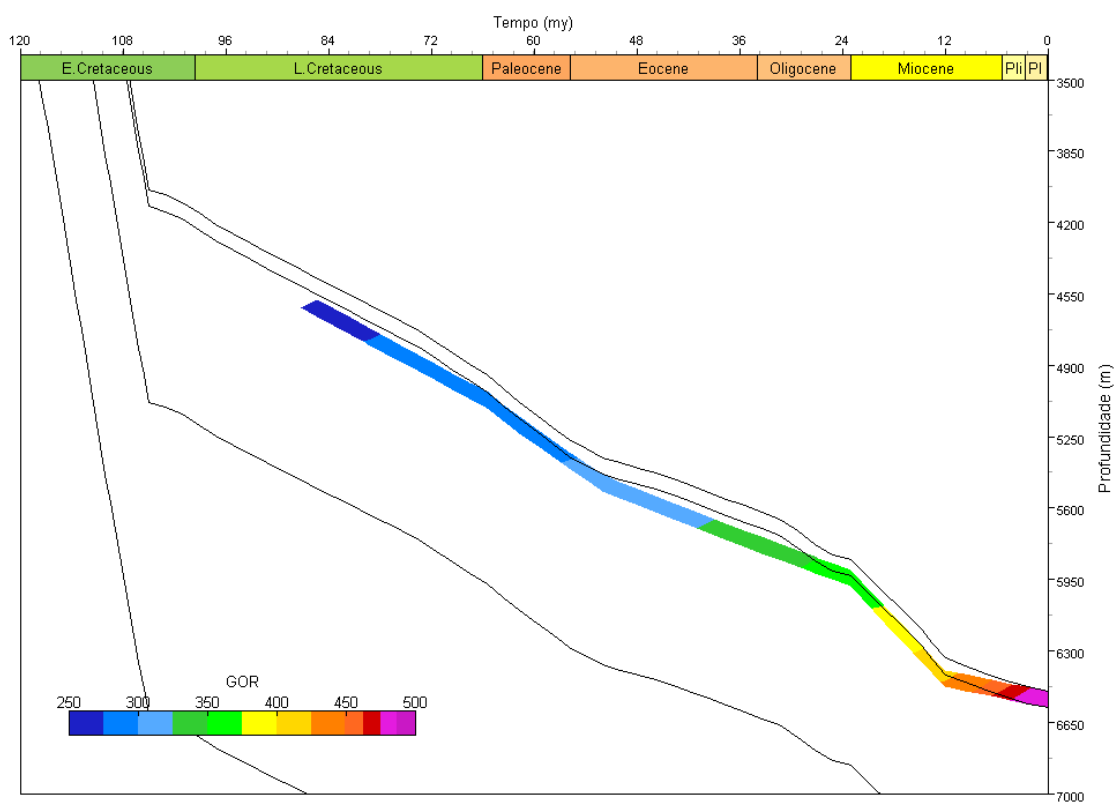


Figura 50. Gráfico de relação gás-óleo (GOR) para o pseudopoço POD01_01.

Para completar a análise da maturação da rocha geradora, apresenta-se o gráfico de GOR (Figura 50). Este permite identificar os tipos de fluidos que foram expulsos da rocha geradora. Neste pseudopoço, o produto principal gerado e expulso seria *black oil*, segundo a escala de McCain et al. (2011). Foi gerada também uma pequena fração de gás, mas seu resultado é irrelevante em comparação à geração de óleo. A modelagem indicaria que neste pseudopoço a rocha geradora começou a expulsão no Santoniano e continua expulsando até o presente.

As Tabelas 13 e 14 resumem os resultados interpretados obtidos da modelagem para todos os pseudopoços de cada *pod*, categorizando os fluidos principais que poderiam ter sido expulsos da rocha geradora.

Tabela 13. Resumo dos resultados dos pseudopoços para o primeiro cenário, com COT=0,6% e IH=400 (mg HC/ gCOT).

	COT = 0,6% IH = 400			
	Período de geração de óleo	Período de geração de gás	Período de expulsão	GOR
POD01_01	Albiano-Turoniano	Paleoceno-presente	Santoniano-presente	200-500
POD01_02	Albiano-Turoniano	Paleoceno-presente	Maastrichtiano-presente	240-400
POD02_01	Albiano-Cenomaniano Paleoceno-Oligoceno	Eoceno-presente	Eoceno-presente	200-1000
POD02_02	Albiano-Cenomaniano Paleoceno-Oligoceno	Eoceno-presente	Eoceno-presente	200-1200
POD02_03	Albiano-Cenomaniano Paleoceno-Oligoceno	Eoceno-presente	Eoceno-presente	200-1000
POD03_01	Santoniano-Eoceno	Paleoceno-presente	Eoceno-presente	400-2400
POD03_02	Albiano-Paleoceno	Campaniano-Eoceno	Paleoceno-presente	1000-4400
POD04_01	Eoceno-Mioceno	Mioceno-Plioceno	Mioceno-presente	500-3000
POD04_02	Turoniano-Eoceno	Eoceno-Mioceno	Paleoceno-presente	1000-4000
POD04_03	Albiano-Cenomaniano	Cenomaniano-Campaniano	Coniciano-presente	400-18000
POD04_04	Aptiano-Eoceno	Paleoceno-Mioceno	Cenomaniano-presente	500-3000
POD04_05	Albiano	Albiano	Santoniano-presente	10000-55000
POD04_06	Albiano	Albiano	Albiano-presente	200000
POD04_07	Albiano	Albiano	Albiano-presente	20000-200000
POD04_08	Albiano-Paleoceno	Campaniano-Eoceno	Turoniano-presente	500-3500
POD04_09	Albiano-Cenomaniano	Albiano-Campaniano	Santoniano-presente	4000-18000
POD04_10	Albiano	Albiano	Albiano-presente	60000-200000

Tabela 14. Tipos principais de fluidos expulsos para cada *pod* no primeiro cenário.

Tipos principais de hidrocarbonetos expulsos		Caraterização do POD
POD01_01	<i>Black oil</i>	<i>Black oil</i>
POD01_02	<i>Black oil</i>	
POD02_01	<i>Black oil</i>	<i>Black oil</i>
POD02_02	<i>Black oil</i>	
POD02_03	<i>Black oil</i>	
POD03_01	Óleo indeterminado e volátil	Óleo volátil e gás condensado
POD03_02	Óleo volátil e gás condensado	
POD04_01	Óleo indeterminado, volátil e gás condensado	Norte e oeste = óleo indeterminado, volátil e gás condensado
POD04_02	Óleo indeterminado, volátil e gás condensado	
POD04_03	Gás condensado e úmido	
POD04_04	Óleo indeterminado, volátil e gás condensado	Centro = gás condensado e úmido
POD04_05	Gás condensado e úmido	
POD04_06	Gás seco	
POD04_07	Gás úmido e seco	Sul e Leste = gás seco
POD04_08	Óleo indeterminado, volátil e gás condensado	
POD04_09	Gás condensado e úmido	
POD04_10	Gás seco	

Em relação ao *pod* 01, é possível inferir que o fluido principal que teria sido gerado e expulso da rocha geradora seria o *black oil*. No setor sul da bacia, os *pods* 02 e 03 apresentam principalmente geração de óleo volátil e gás condensado. Para o *pod* 04, o fluido principal que teria sido gerado seria gás e óleo volátil em menor proporção (Figura 51).

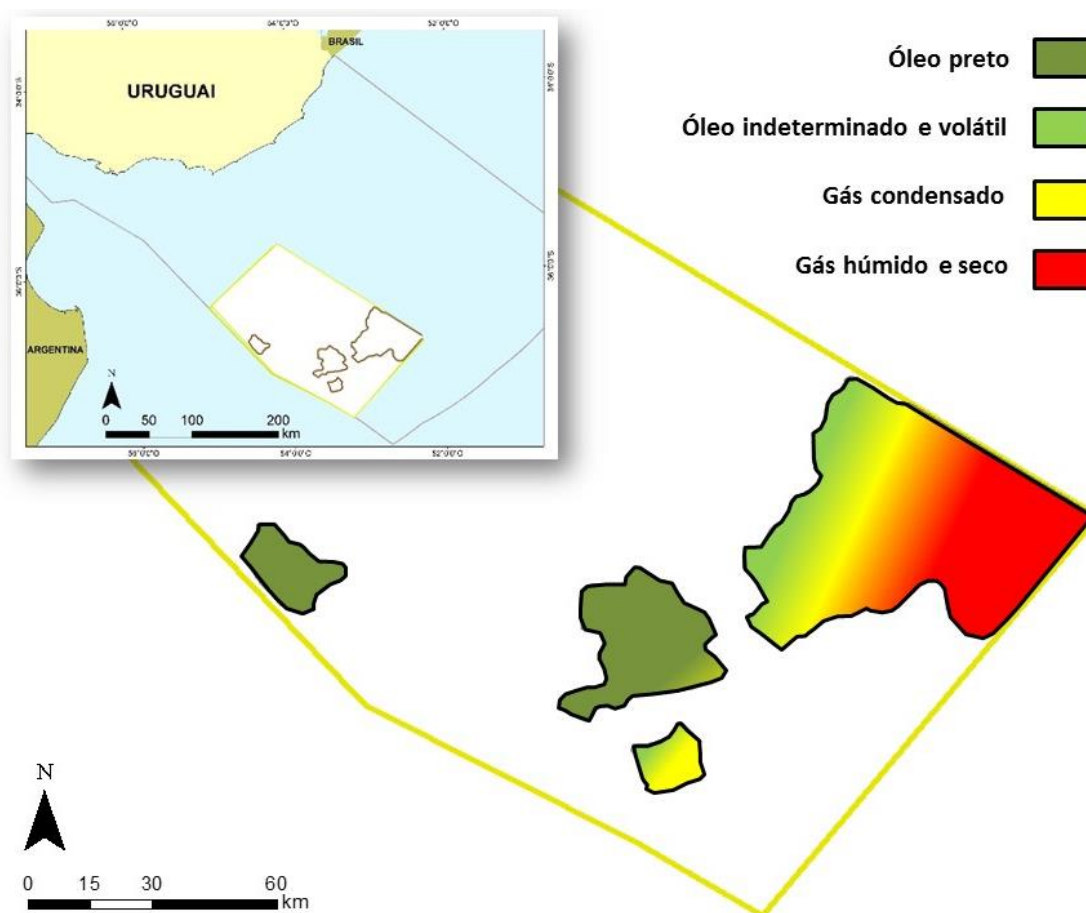


Figura 51. Fluidos principais gerados e expulsos em cada *pod* no primeiro cenário.

A maior geração de gás no *pod* 04 deve-se, além da maior espessura da rocha de soterramento, à forte incidência do processo de rifteamento, provocando grande afinamento da crosta e, como consequência, um aquecimento maior na base dos sedimentos da coluna sedimentar.

A modelagem indica que, em relação ao período de geração de óleo e gás, este é variável para cada *pod*. Pode-se observar que o *pod* 04 foi o que rapidamente gerou hidrocarbonetos devido à maior temperatura próximo ao início do rifteamento. No que concerne à expulsão, pode-se inferir que aconteceu principalmente no Cenozoico para todos os *pods* com exceção do *pod* 04. No caso do *pod* 04, a expulsão teria ocorrido no Eocretáceo e, especificamente para os pseudopoços mais distais

(06, 07 e 10), onde teria havido rápido aumento do fluxo térmico, a expulsão deve ter ocorrido pouco após da deposição da rocha geradora (Albiano). Outro dado importante que se depreende da modelagem é que a rocha geradora continuaria expulsando hidrocarbonetos no presente.

5.5.2 Resultados da modelagem para o segundo cenário (COT=2% e IH=400)

A seguir, as Tabelas 15 e 16 apresentam os resultados interpretados dos gráficos obtidos e a categorização de cada *pod* nas condições propostas neste cenário.

Tabela 15. Resumo dos resultados dos pseudopoços para o segundo cenário, com COT=2% e IH=400 (mg HC/ gCOT).

	COT = 2% IH = 400			
	Período de geração de óleo	Período de geração de gás	Período de expulsão	GOR
POD01_01	Albiano-Cenomaniano	Paleoceno-presente	Albiano-presente	200-450
POD01_02	Albiano-Campaniano	Eoceno-presente	Turoniano-presente	200-380
POD02_01	Albiano-Cenomaniano Paleoceno-Mioceno	Eoceno-presente	Eoceno-presente	200-900
POD02_02	Albiano-Cenomaniano Paleoceno-Mioceno	Eoceno-presente	Eoceno-presente	300-1000
POD02_03	Albiano-Cenomaniano Paleoceno-Mioceno	Eoceno-presente	Eoceno-presente	200-1000
POD03_01	Santoniano-Eoceno	Paleoceno-Pleistoceno	Eoceno-presente	200-1600
POD03_02	Albiano-Paleoceno	Campaniano-Eoceno	Paleoceno-presente	400-2400
POD04_01	Eoceno-Mioceno	Mioceno-Plioceno	Oligoceno-presente	200-2000
POD04_02	Turoniano-Eoceno	Eoceno-Mioceno	Paleoceno-presente	200-2400
POD04_03	Albiano-Cenomaniano	Albiano-Campaniano	Cenomaniano-presente	500-4500
POD04_04	Albiano-Eoceno	Albiano-Eoceno	Cenomaniano-presente	200-1800
POD04_05	Albiano	Albiano	Santoniano-presente	1000-8000
POD04_06	Albiano	Albiano	Albiano-presente	3000-12000
POD04_07	Albiano	Albiano	Albiano-presente	2000-10000
POD04_08	Albiano-Paleoceno	Campaniano-Eoceno	Campaniano-presente	200-2000
POD04_09	Albiano-Cenomaniano	Albiano-Campaniano	Campaniano-presente	500-4500
POD04_10	Albiano	Albiano	Albiano-presente	2000-10000

Tabela 16. Tipos principais de fluidos expulsos para cada *pod* no segundo cenário.

Tipos principais de hidrocarbonetos expulsos		Caraterização do POD
POD01_01	<i>Black oil</i>	<i>Black oil</i>
POD01_02	<i>Black oil</i>	
POD02_01	<i>Black oil</i>	<i>Black oil</i>
POD02_02	<i>Black oil</i>	
POD02_03	<i>Black oil</i>	
POD03_01	<i>Black oil</i> e óleo indeterminado	<i>Black oil</i> e óleo indeterminado
POD03_02	<i>Black oil</i> , óleo indeterminado e volátil	
POD06_01	Óleo indeterminado e volátil	Norte e oeste = óleo indeterminado e volátil Centro e leste = óleo volátil e gás condensado
POD06_02	Óleo indeterminado e volátil	
POD06_03	Óleo volátil e gás condensado	
POD06_04	Óleo indeterminado e volátil	
POD06_05	Óleo volátil e gás condensado	
POD06_06	Óleo volátil e gás condensado	
POD06_07	Óleo volátil e gás condensado	
POD06_08	Óleo indeterminado e volátil	
POD06_09	Óleo volátil e gás condensado	
POD06_10	Óleo volátil e gás condensado	

Dos resultados obtidos pode-se inferir que o fluido principal expulso seria óleo para todos os *pods*, com exceção do *pod* 04, que teria capacidade de gerar gás condensado em grande parte de sua extensão (Figura 52).

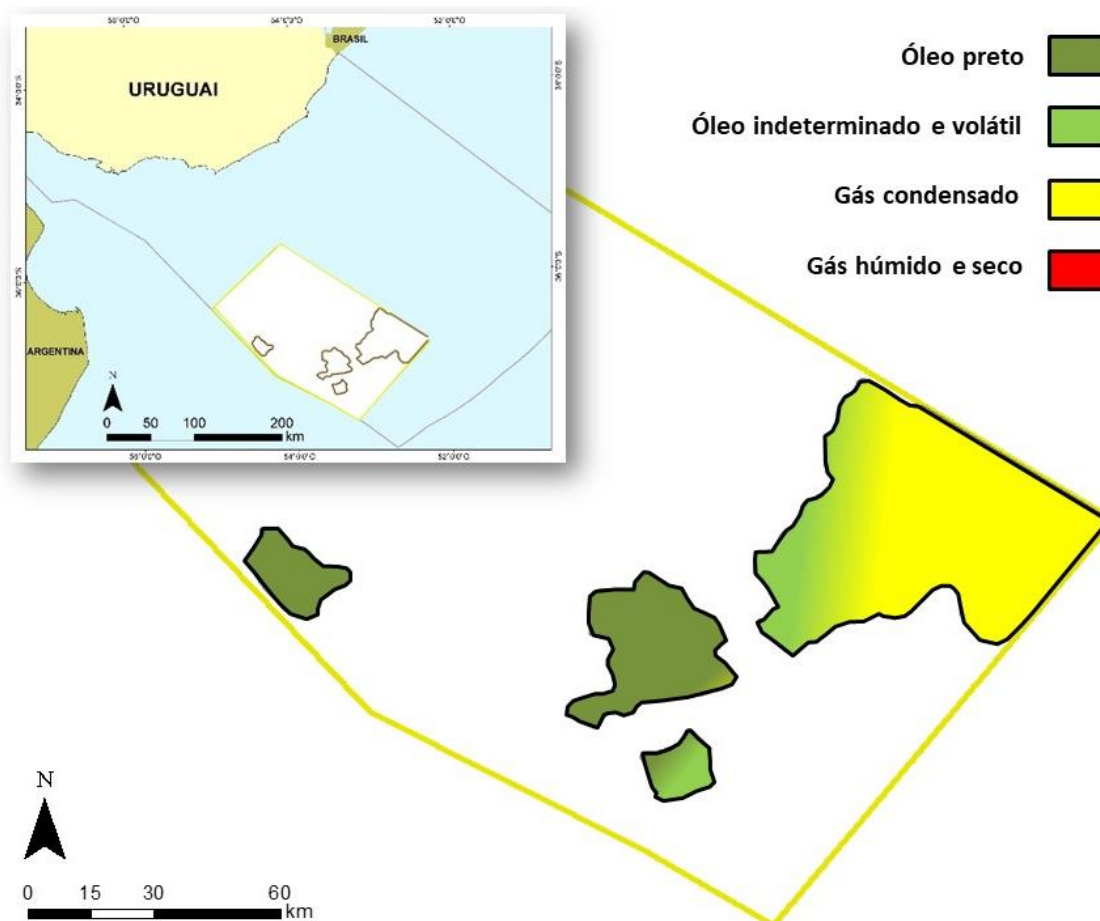


Figura 52. Fluidos principais gerados e expulsos em cada *pod* no segundo cenário.

Em relação ao período de geração, este seria variável entre os *pods*. No que concerne à geração de óleo, pode-se afirmar que a grande maioria dos pseudopoços apresenta geração principalmente no Neocretáceo. Já para o gás, o resultado é muito similar ao primeiro cenário. Nos *pods* onde o fluxo térmico foi baixo e pouco variável, o gás teria sido gerado no Cenozoico. Para o *pod* 04, o gás teria sido gerado no Neocretáceo. Para os *pods* 01, 02 e 03, a expulsão teria ocorrido no Cenozoico. E para os *pod* 04, a expulsão teria iniciado principalmente no Neocretáceo, com alguns casos particulares no Paleogeno.

Comparando-se com os resultados do cenário anterior, neste caso o enriquecimento em %COT da rocha geradora faz com que esta tenda a gerar principalmente óleo, enquanto no primeiro cenário havia a tendência para geração de

gás e óleo. Portanto, pode-se inferir que, à medida que a rocha geradora se torna mais rica em %COT, esta tende a gerar mais óleo do que gás. Rochas muito enriquecidas em %COT necessitam de muito mais calor para gerar hidrocarbonetos. O *pod* 04 gera gás em ambos os cenários, mas consegue gerar apenas gás condensado no segundo cenário. A temperatura alcançada não foi suficiente para gerar gás úmido e seco. Não foram encontradas diferenças significativas nos períodos de geração de óleo e de gás entre os cenários. Por outro lado, observam-se diferenças importantes nos períodos de expulsão e no tipo de fluido gerado.

5.6 Cálculo do volume de hidrocarbonetos gerados em função das modelagens estabelecidas

Visando estimar o volume de hidrocarbonetos gerados em cada cenário, foram desenvolvidas as cinco etapas detalhadas no item 4.4. A primeira etapa corresponde à delimitação de *pods* de geração, desenvolvida no item 5.2. Obteve-se, como resultado, quatro potenciais *pods* de geração, totalizando 4.146 km². A espessura da rocha geradora para os seis *pods* é 70 m, como foi discutido no item 4.4. Multiplicando-se a superfície dos *pods* de geração e a espessura da rocha geradora, obtêm-se os volumes de rocha para cada *pod* (Tabela 17).

Tabela 17. Volume da rocha geradora para cada *pod* de geração.

Superfície do <i>pod</i> ajustada (km ²)	Volume (cm ³)
POD 01 = 272	1,904 x 10 ¹⁶
POD 02 = 768	5,376 x 10 ¹⁶
POD 03 = 174	1,218 x 10 ¹⁶
POD 04 = 2942	2,059 x 10 ¹⁷

Após do cálculo de volumes, procede-se com o cálculo da massa de carbono orgânico da rocha geradora, considerando uma densidade média teórica devido à ausência de dados diretos. Segundo Passey et al. (2010), assumindo uma densidade média do querogênio de 1,1 g/cm³, pode-se inferir uma densidade média de 2,65 g/cm³ para a rocha geradora que foi utilizada em ambos os cenários. A Tabela 18,

apresenta os valores de massa de carbono orgânico em gramas, calculados para cada *pod* de geração em cada cenário, com a seguinte fórmula:

$$M \text{ (g TOC)} = \%COT / 100 \times \rho \text{ (g/cm}^3\text{)} \cdot V \text{ (cm}^3\text{)}$$

M = massa de carbono orgânico

ρ = densidade média da rocha geradora

V = volume da rocha geradora

Tabela 18. Cálculo da massa de carbono orgânico para cada *pod* de geração de cada cenário.

Cenário %COT = 0,6	Cenário %COT = 2
POD 01	
M = (0,6/100) x 2,65 x 1,904 x 10 ¹⁶ M = 3,02736 x 10¹⁴ g	M = (2/100) x 2,65 x 1,904 x 10 ¹⁶ M = 1,00912 x 10¹⁵ g
POD 02	
M = (0,6/100) x 2,65 x 5,376 x 10 ¹⁶ M = 8,54784 x 10¹⁴ g	M = (2/100) x 2,65 x 5,376 x 10 ¹⁶ M = 2,84928 x 10¹⁵ g
POD 03	
M = (0,6/100) x 2,65 x 1,218 x 10 ¹⁶ M = 1,93662 x 10¹⁴ g	M = (2/100) x 2,65 x 1,218 x 10 ¹⁶ M = 6,4554 x 10¹⁴ g
POD 04	
M = (0,6/100) x 2,65 x 2,059 x 10 ¹⁷ M = 3,27381 x 10¹⁵ g	M = (2/100) x 2,65 x 2,059 x 10 ¹⁷ M = 1,09127 x 10¹⁶ g

A terceira etapa consiste em calcular a estimativa da massa de hidrocarbonetos gerados por unidade de massa de carbono orgânico, baseado no IH (R). Para isso, os valores inicial e final de IH (IH₀ e IH_p respectivamente) devem ser inseridos na fórmula. Como não existem medidas diretas de IH, para IH₀ foi adotado o valor proposto para modelagem nos diferentes cenários (ou seja, 400 mgHC/gCOT). E para IH_p, aquele valor obtido da modelagem térmica. Dos resultados obtidos pode-se inferir que o *pod* 01, localizado no norte da bacia, ainda teria hidrogênio disponível para geração de hidrocarbonetos, enquanto nos *pods* localizados no centro e no sul da bacia o hidrogênio teria sido completamente esgotado.

A Figura 53 apresenta o gráfico de índice de hidrogênio do pseudopoço POD01_01. No início da deposição da rocha geradora o índice é de 400 mgHC/gCOT, como estabelecido nas variáveis da modelagem. No decorrer do tempo, o hidrogênio vai esgotando-se até atingir um valor determinado. No caso do exemplo apresentado

na figura, o valor atual teórico de índice de hidrogênio da rocha geradora é de 50 mgHC/gCOT.

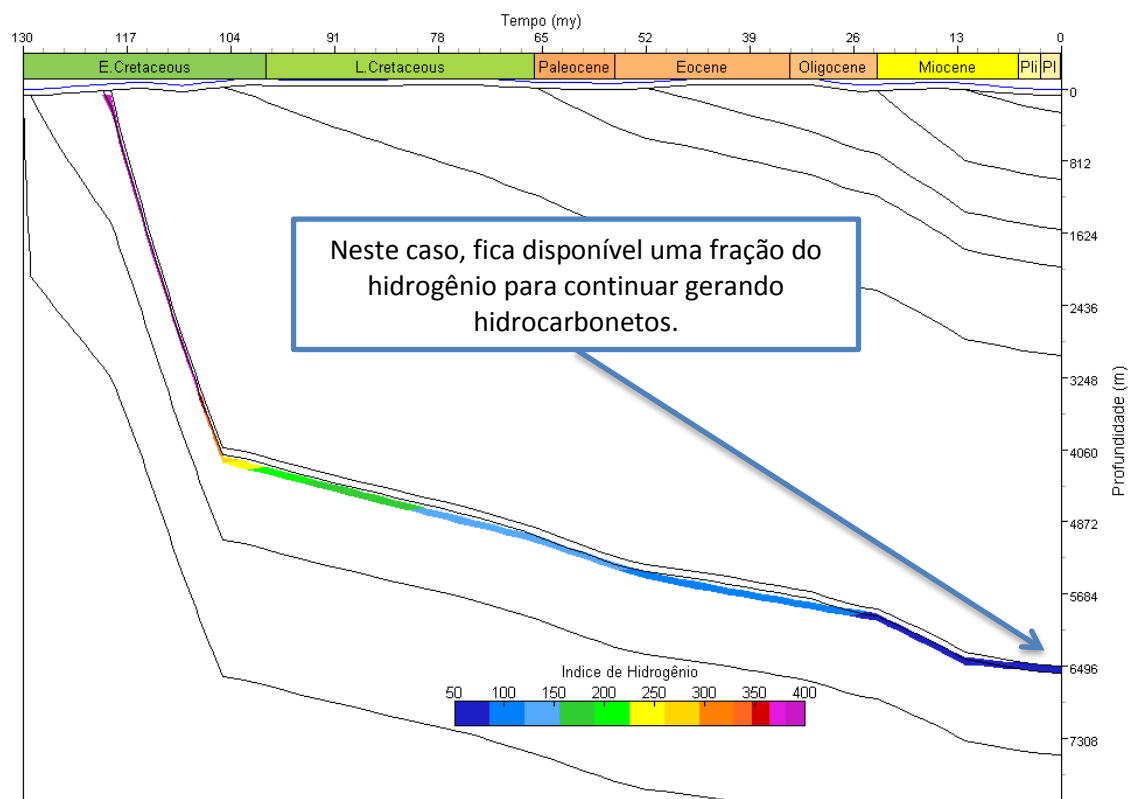


Figura 53. Gráfico de índice de hidrogênio para o POD01_P01.

A Tabela 19 apresenta os valores de índice de hidrogênio final teórico para cada pseudopoço e o cálculo de R, com a fórmula:

$$R = IH_0 - IH_p.$$

Tabela 19. Índice de hidrogênio final teórico no presente e o cálculo de R para cada pseudopoço.

	IHp	R		IHp	R	
POD01_01	50	350		POD04_01	0	400
POD01_02	50	350		POD04_02	0	400
				POD04_03	0	400
POD02_01	0	400		POD04_04	0	400
POD02_02	0	400		POD04_05	0	400
POD02_03	0	400		POD04_06	0	400
				POD04_07	0	400
POD03_01	0	400		POD04_08	0	400
POD03_02	0	400		POD04_09	0	400
				POD04_10	0	400

A última etapa de cálculo tem como objetivo obter a estimativa da massa de hidrocarbonetos gerados, multiplicando-se os valores obtidos nas etapas 2 e 3.

A Tabela 20 apresenta o cálculo em kg de HC para cada *pod* de geração de cada cenário. Para esta etapa foi utilizada a fórmula: **HCG = R x M x 10⁻⁶**.

Tabela 20. Cálculo de HCG para cada *pod* de geração de cada cenário. Unidades expressas em kg.

Cenário %COT = 0,6	Cenário com %COT = 2
POD 01	
HCG = $350 \times 3,02736 \times 10^{14} \times 10^{-6}$	HCG = $350 \times 1,00912 \times 10^{15} \times 10^{-6}$
HCG = 1,059576 x 10¹¹ kg	HCG = 3,53192 x 10¹¹ kg
POD 02	
HCG = $400 \times 8,54784 \times 10^{14} \times 10^{-6}$	HCG = $400 \times 2,84928 \times 10^{15} \times 10^{-6}$
HCG = 3,419136 x 10¹¹ kg	HCG = 1,139712 x 10¹² kg
POD 03	
HCG = $400 \times 1,93662 \times 10^{14} \times 10^{-6}$	HCG = $400 \times 6,4554 \times 10^{14} \times 10^{-6}$
HCG = 7,74648 x 10¹⁰ kg	HCG = 2,58216 x 10¹¹ kg
POD 04	
HCG = $400 \times 3,27381 \times 10^{15} \times 10^{-6}$	HCG = $400 \times 1,09127 \times 10^{16} \times 10^{-6}$
HCG = 1,309524 x 10¹² kg	HCG = 4,36508 x 10¹² kg

Como o cálculo de R é pontual para cada pseudopoço, seria necessário construir uma grande quantidade destes para determinar uma distribuição do índice de hidrogênio dentro de cada *pod* de geração, sendo um procedimento de difícil execução. Assim, para obter HCG de cada *pod*, foi utilizado o valor médio.

Finalmente, a massa total de hidrocarbonetos (kg) obtida na etapa anterior é convertida, de forma aproximada, em barris de óleo equivalente (bbl), que é a medida mais utilizada pela indústria petrolífera. Para isso, utiliza-se o gráfico de Schmoker (1994) expresso nas Figuras 54 e 55 para os cenários com %COT de 0,6 e 2 respectivamente.

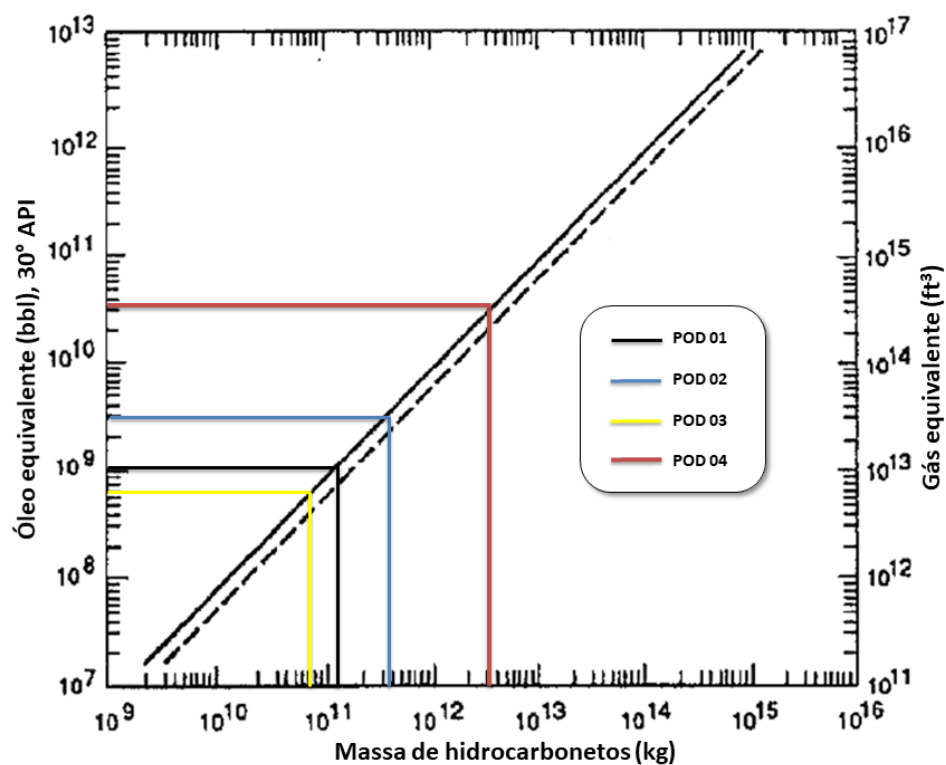


Figura 54. Conversão da massa total de hidrocarbonetos (kg) em barris de óleo equivalente (bbl) para cada *pod* de geração no cenário com %COT=0,6. Modificado de Schmoker (1994).

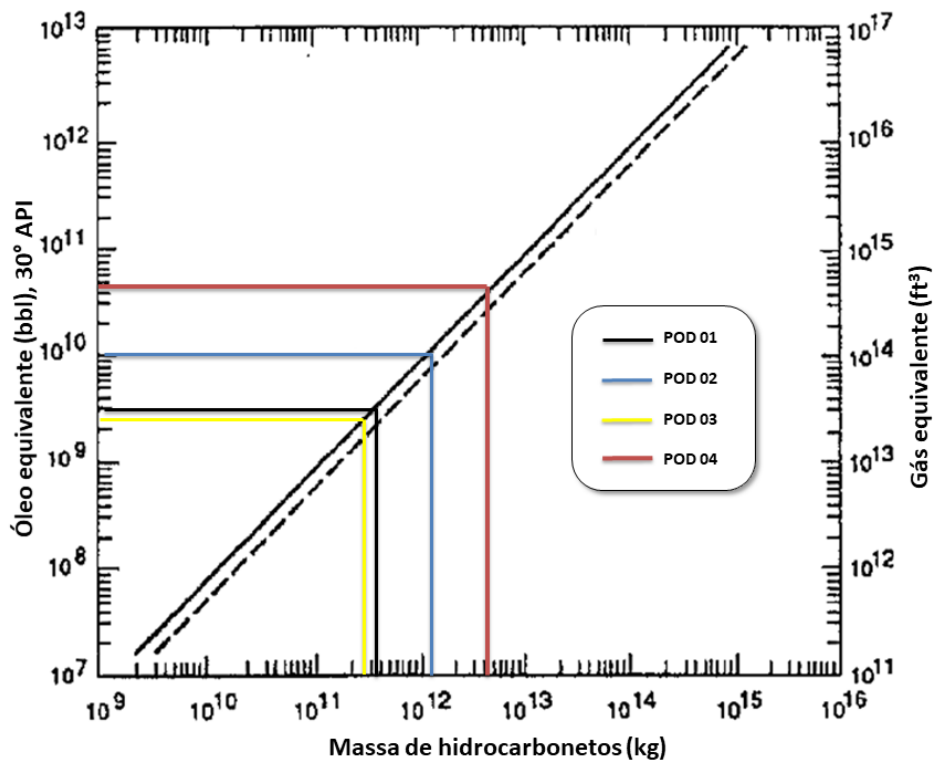


Figura 55. Conversão da massa total de hidrocarbonetos (kg) em barris de óleo equivalente (bbl) para cada *pod* de geração no cenário com %COT=2. Modificado de Schmoker (1994).

A Tabela 21 apresenta as equivalências obtidas para cada *pod* de geração em cada cenário. É possível observar que, quanto maior a %COT, maior a quantidade de hidrocarbonetos gerados.

Tabela 21. Resultados das equivalências para cada *pod* de geração expressos em bbl.

Conversão de kg de hidrocarbonetos em bbl	
Cenário com %COT = 0,6	Cenário com %COT = 2
POD 01 = $1,1 \times 10^9$	POD 01 = 3×10^9
POD 02 = 3×10^9	POD 02 = 1×10^{10}
POD 03 = 7×10^8	POD 03 = $2,5 \times 10^9$
POD 04 = 2×10^{10}	POD 04 = $4,5 \times 10^{10}$
Total = 24.800 milhões de barris	Total = 60.500 milhões de barris

Para o primeiro cenário, o potencial total de geração, somando os resultados de todos os *pods*, seria de 24.800 milhões de barris de óleo aproximadamente, enquanto o resultado para o segundo cenário foi de aproximadamente 60.500 milhões de barris de óleo.

6. SISTEMA PETROLÍFERO

Como mencionado no Capítulo 2, não existem ainda, nas bacias uruguaias, acumulações de hidrocarbonetos comprovadas. Neste caso, os sistemas petrolíferos da Bacia de Punta del Este são do tipo especulativo já que existem apenas dados geofísicos para definir os elementos e processos que os compõem. Os sistemas petrolíferos propostos neste estudo foram nomeados segundo Magoon & Dow (1994). Na ausência dos nomes das formações da coluna sedimentar da bacia, são utilizadas as idades atribuídas aos horizontes interpretados nas seções sísmicas. Neste estudo foram propostos os seguintes sistemas petrolíferos especulativos:

I – Barremiano/Aptiano-Neocretáceo (?)

II – Barremiano/Aptiano-Oligoceno/Mioceno (?)

A seguir, as Figuras 56 e 57 apresentam em duas seções sísmicas, o modelo geológico para os dois sistemas petrolíferos especulativos propostos.

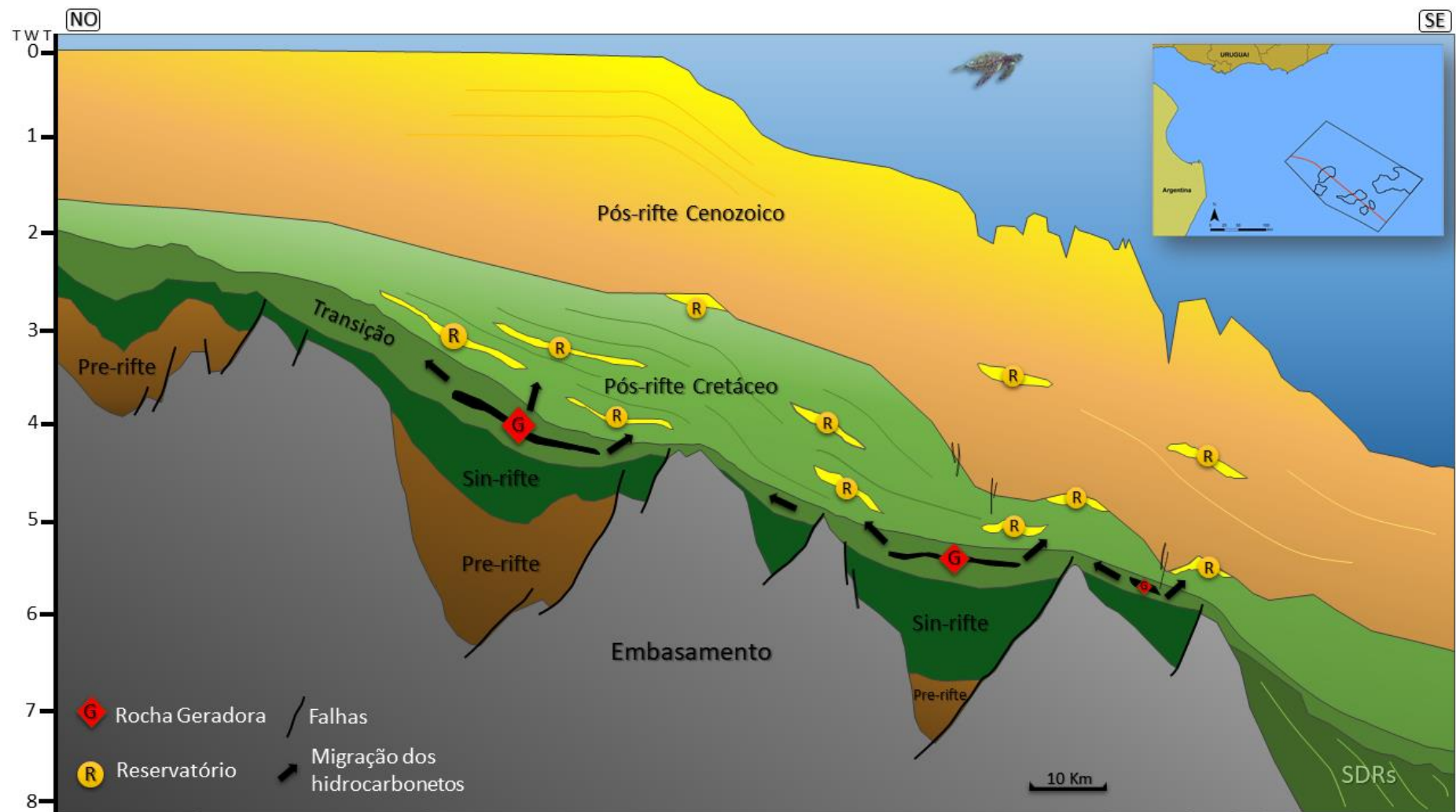


Figura 56. Modelo geológico dos sistemas petrolíferos.

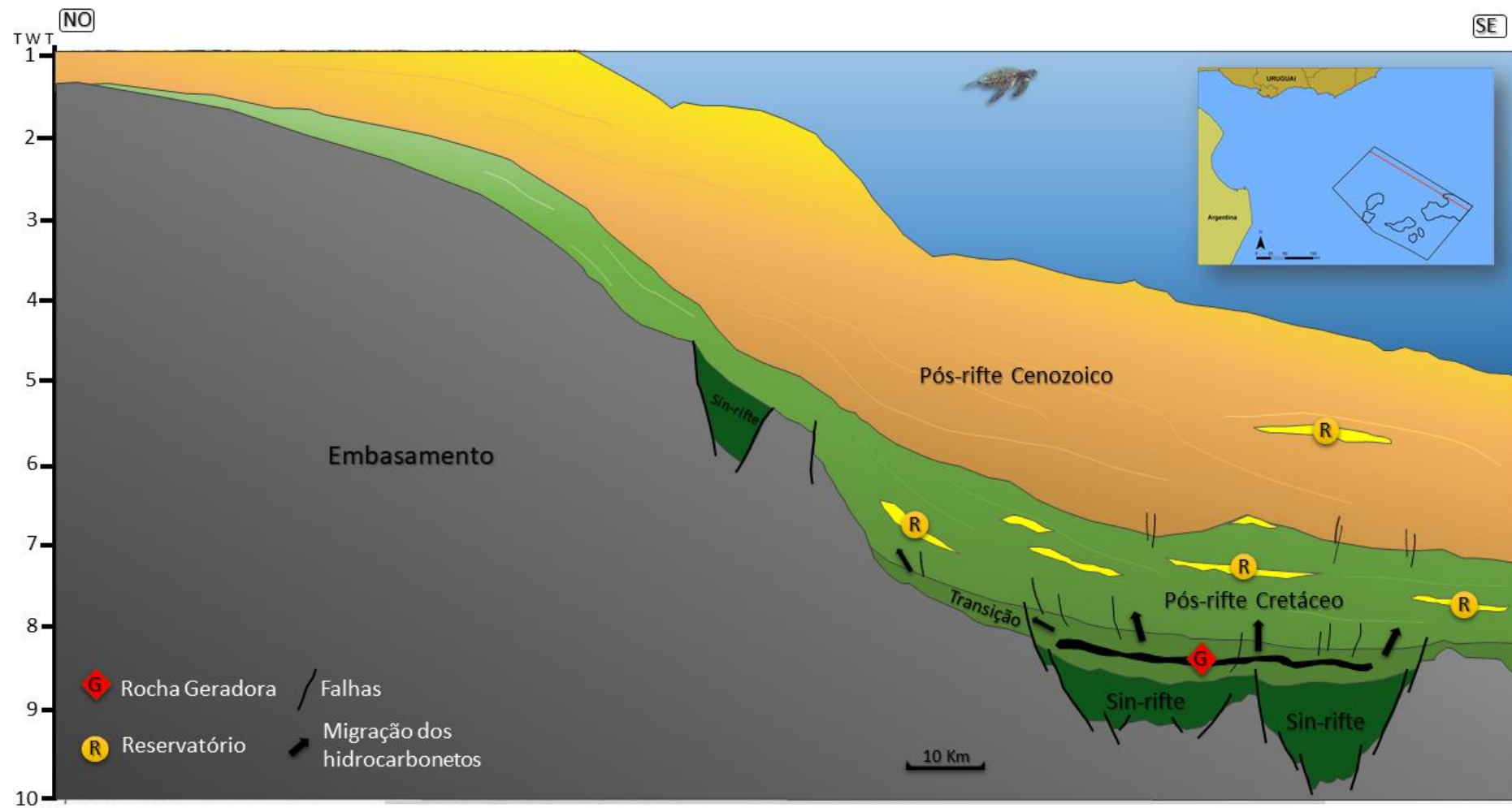


Figura 57. Modelo geológico dos sistemas petrolíferos.

6.1 Sistema petrolífero Barremiano/Aptiano-Neocretáceo (?)

O sistema petrolífero Barremiano/Aptiano-Neocretáceo (?) apresenta, como rocha geradora, os folhelhos marinhos do Barremiano-Aptiano (Figura 58). Os potenciais reservatórios correspondem a pacotes arenosos da etapa Pós-rifte Cretáceo, associados a turbiditos, leques de assoalho, leques de talude e cunhas em zonas proximais da bacia, todos depositados principalmente no Neocretáceo (MORALES et al., 2017). As rochas selantes seriam representadas pelas fácies mais finas de extensão regional, resultantes das transgressões marinhas (folhelhos) durante o Neocretáceo e o Paleoceno. Quanto à migração, ela se daria por meio de estratos permeáveis, discordâncias e falhas que conectam a geradora com os potenciais reservatórios. Em relação às armadilhas, seriam do tipo estratigráfico. Quanto à geração e expulsão de hidrocarbonetos, em geral, teria ocorrido desde o Albiano até o presente. O momento crítico deste sistema petrolífero seria no Paleoceno, onde o conjunto da maioria dos *pods* estaria gerando hidrocarbonetos, migrando e acumulando-se nos reservatórios já formados. O risco geológico desse sistema petrolífero estaria principalmente associado à presença de vias de migração efetivas que permitam a conexão entre a rocha geradora e os potenciais reservatórios.



Figura 58. Carta de eventos do Sistema Petrolífero Barremiano/Aptiano-Neocretáceo (?).

O sistema petrolífero especulativo apresenta um *timing* apropriado, com uma relação temporal e espacial de eventos favorável à acumulação de hidrocarbonetos nos reservatórios propostos.

6.2 Sistema petrolífero Barremiano/Aptiano-Oligoceno/Mioceno (?)

O sistema petrolífero Barremiano/Aptiano-Oligoceno/Mioceno (?) apresenta, como rocha geradora, os folhelhos marinhos do Barremiano-Aptiano (Figura 59). Os potenciais reservatórios correspondem a pacotes arenosos da etapa Pós-rifte Cenozoico, associados, principalmente, a turbiditos, sistemas deposicionais deltaicos e canais, depositados principalmente durante o Oligoceno e Mioceno (MORALES et al., 2017). As rochas selantes seriam folhelhos marinhos, produtos das transgressões marinhas durante o Neógeno, e as armadilhas seriam do tipo estratigráfico. A geração seguiria o mesmo processo descrito no sistema anterior. O momento crítico desse sistema petrolífero seria no Mioceno, quando a maioria do conjunto de *pods* estaria gerando hidrocarbonetos, migrando e acumulando-se nos reservatórios já formados. A diferença principal em relação ao sistema petrolífero anterior é que os *pods* ativos estariam expulsando hidrocarbonetos e, portanto, migrando antes que se formassem potenciais reservatórios.

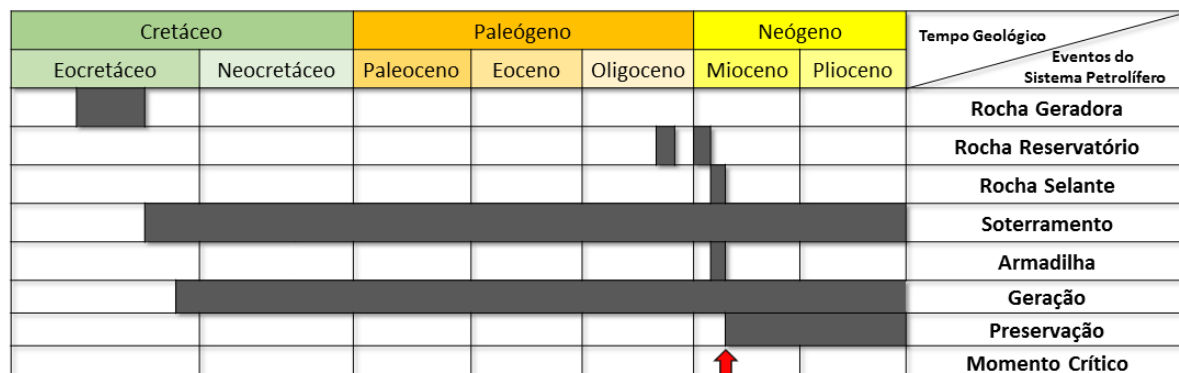


Figura 59. Carta de eventos do Sistema Petrolífero Barremiano/Aptiano-Oligoceno/Mioceno (?).

A migração é interpretada como acontecendo de forma direta por meio de estratos porosos e de falhas. O principal risco deste sistema petrolífero estaria associado à escassez de falhas de grande magnitude, que permitissem a conexão efetiva entre a rocha geradora do Eocretáceo e os potenciais reservatórios cenozoicos. Esse sistema petrolífero especulativo apresenta um *timing* regular, tendo em conta o risco elevado devido à escassez de vias de migração, que dificultaria o preenchimento desses reservatórios.

7. DISCUSSÃO

Neste trabalho foi necessário definir um modelo geológico e elaborar uma modelagem de fluxo térmico para avaliar o potencial gerador da Bacia de Punta del Este. Os valores obtidos da modelagem de fluxo térmico são uns dos principais parâmetros utilizados na simulação da maturação térmica da rocha geradora, elemento essencial para a elaboração do sistema petrolífero.

Neste capítulo é realizada uma discussão sobre os principais resultados associados aos pontos críticos dos métodos utilizados que poderiam acrescentar incertezas às análises, comparação crítica sobre as pesquisas realizadas, interpretação dos resultados e a base técnica que conduz ao resultado.

Modelo geológico e sistema petrolífero

A Bacia de Punta del Este é um aulacógeno, no qual são identificadas quatro sequências principais: pré-rifte, sin-rifte, transição e pós-rifte. Uma interpretação sismoestratigráfica foi desenvolvida a partir dos dados do poço Gaviotin X1 e das seções sísmicas 2D e 3D para caracterizar o modelo geológico.

Quanto à identificação e ao mapeamento do horizonte sísmico atribuído ao Barremiano-Aptiano, considerada a sequência que contém a rocha geradora potencial e provada em nível regional, foram adotados critérios estratigráficos e antecedentes bibliográficos que a enquadram como a primeira transgressão marinha da bacia, coincidindo com o primeiro evento anóxico do Cretáceo. A principal característica estratigráfica que caracteriza esta transgressão é um padrão retrogradacional, onde observam-se geometrias *onlap* dos refletores acima do sin-rifte ou embasamento (Figura 60).

Esse mesmo padrão é descrito por outros autores (PATON et al., 2007; GRASSMANN et al., 2011; CONTI et al., 2017 e MORALES et al., 2017) para as Bacias de Punta del Este, Salado, Pelotas (porção uruguaia) e Orange, na Namíbia. Isso enquadra a etapa de transição do Barremiano-Aptiano da Bacia de Punta del Este em um ambiente geológico marinho restrito, e em uma fase em que a deposição sin-rifte (ambiente lacustre) está finalizando e começando a formar um oceano no Aptiano.

Nesse ambiente geológico foram encontradas rochas geradoras e produtoras do tipo II em toda a margem atlântica do Segmento Sul. No Segmento Central, para essa mesma idade, o ambiente geológico dominante nas bacias brasileiras e africanas é do tipo lacustre. Com base nesta análise, para a elaboração do modelo geológico e do sistema petrolífero, apenas as histórias evolutivas das bacias do Segmento Sul são consideradas como condições ambientais análogas.

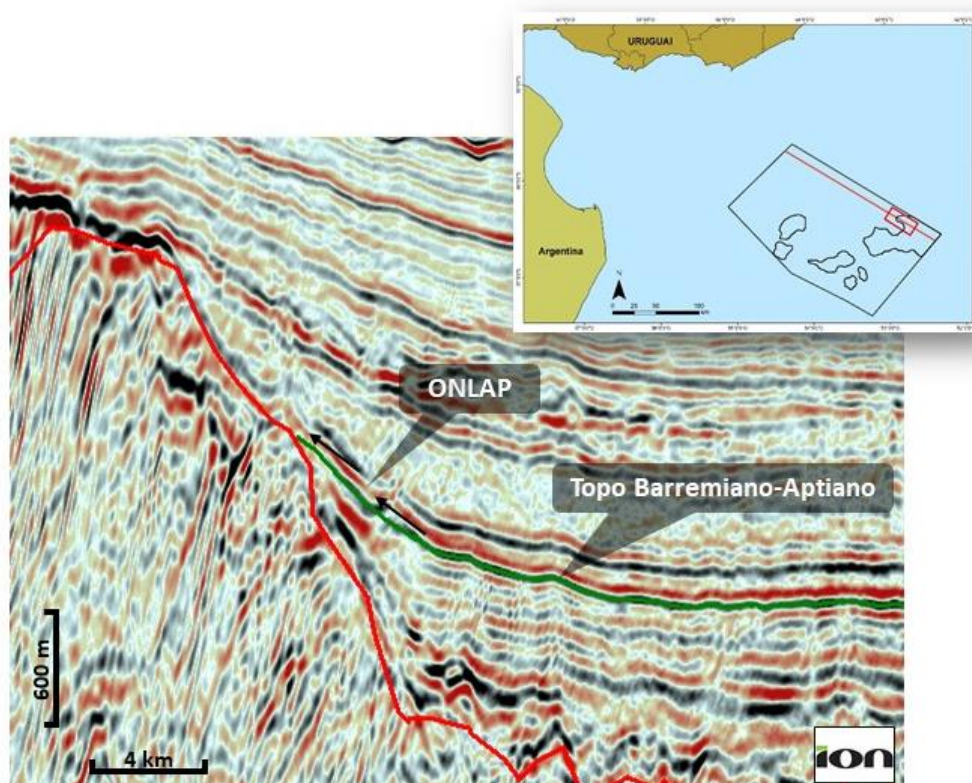


Figura 60. Topo do horizonte Barremiano-Aptiano. Observe-se o *onlap* dos refletores sobre o embasamento.

A identificação do padrão retrogradacional na sísmica é relevante do ponto de vista da interpretação sismo-estratigráfica, uma vez que os poços disponíveis para obtenção de dados diretos sobre a estratigrafia e palinologia da Bacia de Punta del Este (Lobo X1 e Gaviotín X1) estão localizados muito próximos um do outro, na zona proximal da bacia, onde a escassez e a qualidade de seções sísmicas 2D dificultam a interpretação.

O poço Raya X1, localizado na porção uruguaia da Bacia de Pelotas, em águas profundas, perfurou somente até um turbidito do Oligoceno. Portanto, não apresenta informações diretas sobre os pacotes sedimentares mais antigos e mais profundos, sendo de pouca utilidade para este trabalho. O horizonte Barremiano-Aptiano não

possui um ponto de amarração bioestratigráfica com os poços da bacia. O poço Gaviotín X1 fornece informações palinológicas em todas as etapas da evolução da bacia, exceto na etapa de transição.

Embora no perfil sônico seja possível identificar uma descontinuidade entre o que seria a fase de transição e a fase pós-rifte a partir das quebras principais de velocidades, a fim de ajustar a profundidade do horizonte e realizar a sua extensão, foram avaliadas diversas interpretações sísmicas e estratigráficas realizadas por outros autores, tanto na Bacia de Punta del Este quanto nas bacias vizinhas geneticamente relacionadas, como a Bacia de Orange e Bacia de Salado: Stoakes et al. (1991), Light et al. (1993), Hinz et al. (1999); Paton et al. (2007); Grassmann et al. (2011) e Morales et al. (2017).

Depois de analisar os critérios interpretativos, e em conjunto com a avaliação e a interpretação dos dados disponíveis, foi possível interpretar, em todas as campanhas sísmicas disponíveis, um horizonte ao qual foi atribuída uma provável idade Barremiano-Aptiano.

O padrão retrogradacional não é claro na área proximal. É possível que o Aptiano marinho não esteja representado na zona proximal da bacia (*pod 01*) e seja de origem lacustre, além do fato de a sísmica disponível nesse setor não ter uma boa resolução para caracterizar a área.

Para este trabalho, foi conveniente nomear os sistemas petrolíferos com as idades atribuídas aos horizontes sísmicos interpretados na Bacia de Punta del Este, devido à falta de nomes das formações que a compõem. Como em todo sistema petrolífero, o momento crítico é muito importante para determinar a sua viabilidade. Neste estudo, o momento crítico foi situado no Eoceno, tempo em que haveria maior potencial para a geração e expulsão de hidrocarbonetos, além de já estabelecer a grande maioria das armadilhas geológicas.

Embora os cenários analisados apresentem condições favoráveis à geração de hidrocarbonetos, com diferenças nos fluidos gerados e a expulsão, este tipo de modelagem não permite prever ou estimar o que aconteceria com os hidrocarbonetos logo que atingissem os reservatórios. A preservação e o tipo de fluido que seriam armazenados nos reservatórios potenciais, tanto do Cretáceo quanto do Cenozoico, apresentam incertezas.

Nos sistemas petrolíferos apresentados no Capítulo 6, os reservatórios potenciais identificados na sísmica seriam depósitos de turbiditos do Neocretáceo e com menor ocorrência no Cenozoico. Os resultados da modelagem térmica da rocha geradora fornecem informações sobre o tipo de fluido e o tempo geológico de geração e expulsão da rocha geradora, mas não sobre as condições dos fluidos armazenados nos reservatórios.

Segundo Blanc & Connan (1994), o craqueamento do petróleo é um processo que pode ocorrer na armadilha geológica quando a temperatura aumenta devido ao soterramento progressivo do reservatório, favorecendo a formação de hidrocarbonetos mais leves, com o aumento do GOR. Porém, segundo esses mesmos autores, os hidrocarbonetos líquidos podem ser encontrados em reservatórios que atualmente estão sujeitos a altas temperaturas (165 °C), devido à sobrepressão no reservatório, gerando um atraso na maturação da matéria orgânica.

Zhonghong et al. (2014), por meio de testes de laboratório, verificaram que a alta pressão inibe ou difere o craqueamento de óleo para gás e retarda o início do craqueamento. Na Figura 61, pode-se observar a evolução da temperatura no poço POD03_01 ao longo do tempo geológico.

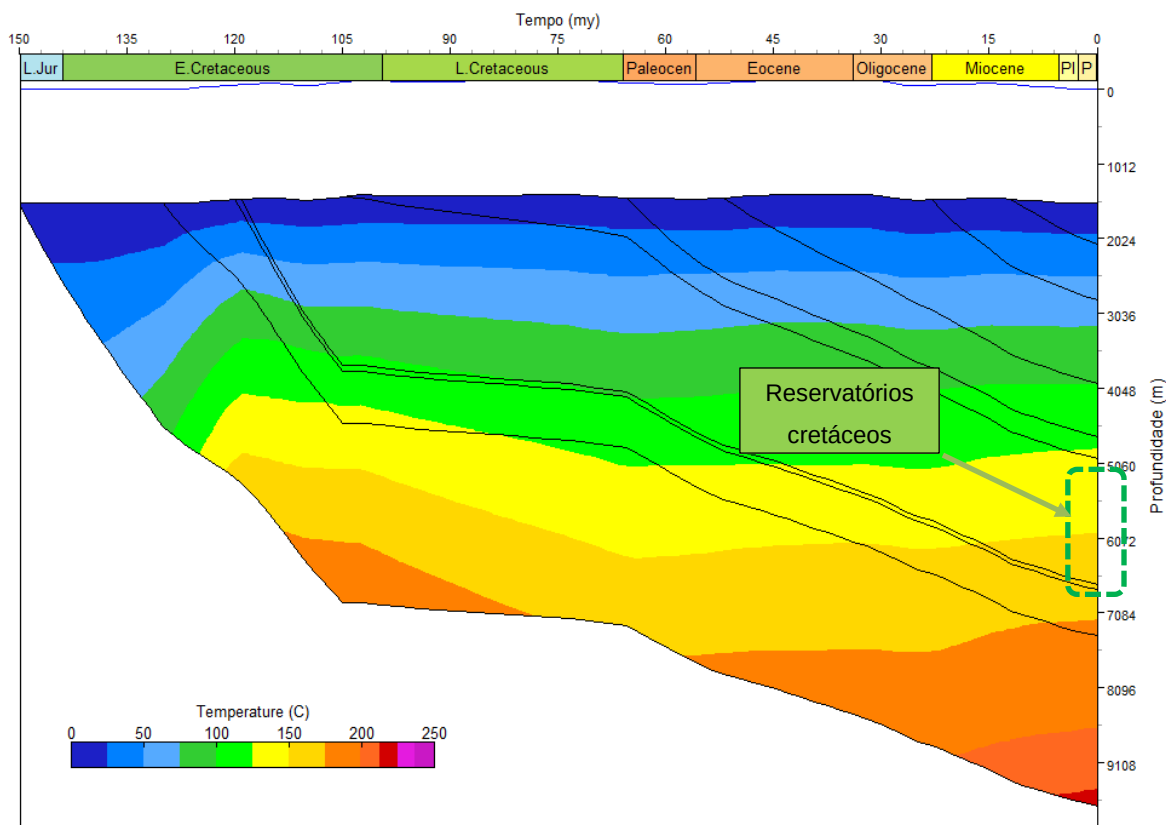


Figura 61. Evolução da temperatura ao longo do tempo geológico no pseudopoço POD03_01.

Atualmente os reservatórios potenciais do Cretáceo estariam na janela de gás úmido, conforme indicado no gráfico. Por outro lado, o modelo de maturação térmica nesse pseudopoço indica que o fluido gerado é principalmente *black oil* para ambos os cenários, expulso no Eoceno. É possível que a contribuição sedimentar do Cone do Rio Grande tenha causado um desequilíbrio de compactação devido à sua alta contribuição de sedimentos na região, gerando um rápido soterramento dos reservatórios do Cretáceo (MACGREGOR, 2012).

Essa alta taxa de sedimentação pode ter gerado sobrepressão nos reservatórios e os efeitos de retardo do craqueamento. Embora não haja medições diretas de sobrepressão em poços, se esta houvesse, poderia ter um impacto significativo na preservação do fluido originalmente expelido da rocha geradora.

Modelo do fluxo térmico

Os resultados da modelagem do fluxo térmico indicam uma evolução diferencial de temperatura em relação aos domínios estruturais da bacia, onde a zona de hiperextensão apresenta os maiores valores não só na atualidade, mas durante a evolução da etapa de rifteamento. Segundo Morgan (1982), os valores de fluxo térmico para uma bacia de tipo rifte estão dentro de uma faixa média que vai de 20 mW/m² a 100 mW/m², onde os valores mais altos estão perto da zona com maior atenuação crustal.

No caso da Bacia de Punta del Este, desde a zona de crosta oceânica até a zona sem atenuação crustal, as medições de fluxo térmico concordam com a distribuição indicada por Morgan (1982). A crosta oceânica apresenta valores menores que 45 mW/m², na zona de hiperextensão o valor máximo atinge os 74 mW/m², e na zona proximal da bacia os valores ficam abaixo dos 60 mW/m².

Além da técnica utilizada para medir o fluxo térmico no fundo do mar, que envolve muitos fatores e variáveis a serem levados em consideração para determinar a confiabilidade da medição e sua margem de erro, o estudo global das medições feitas na bacia indica que, tanto a sua distribuição quanto os seus valores medidos se ajustam a uma bacia do tipo rifte. Portanto, os valores do fluxo térmico da Bacia de Punta del Este possuem coerência geológica, seguindo um padrão de acordo com os domínios estruturais definidos.

Conforme mencionado no item 5.3.1, as medições de fluxo térmico foram tomadas na zona distal da bacia. Por isso o fluxo térmico foi calculado com base nas medições de temperatura do poço Gaviotín X1, para complementar a informação da distribuição do fluxo térmico no presente. O valor calculado apresentou resultado alto em relação à tendência geral da bacia (alto fluxo térmico para o sul, onde a atenuação crustal é muito perceptível, diminuindo progressivamente para o norte).

Os relatórios de perfuração desse poço apontam quebras e problemas em medições geofísicas. É provável que os dados de temperatura do poço tenham sido medidos incorretamente, gerando uma anomalia térmica fictícia. Apesar disso, os dados de fluxo de calor calculados no poço Gaviotín influenciam localmente, portanto, considera-se que o mapa pode ser usado como informação válida para a modelagem.

Para elaborar o modelo de fluxo térmico foi necessário calcular o fator β , com base na interpretação da espessura crustal prévia ao rifteamento e na Descontinuidade do Mohorovičić. Os resultados da interpretação de seções sísmicas sugerem que o valor inicial de crosta continental prévio ao rifteamento é de 32 km. Para conferir maior robustez aos resultados, foram analisados outros trabalhos regionais, como o modelo global da crosta continental CRUST2, elaborado por Laske (2013). Este modelo tem a desvantagem de ter baixa resolução, carecendo de precisão para análises detalhadas. Os dados correspondentes ao entorno da Bacia de Punta del Este indicam que a crosta não atenuada teria cerca de 31 a 34 km de espessura prévia ao rifteamento. Os dados do *offshore* da Namíbia indicam a mesma faixa de espessura. Outro trabalho que assume um valor inicial da crosta continental é o de Stewart et al. (2000), onde estes fazem uma análise tridimensional de subsidência do *offshore* da Namíbia, assumindo um valor inicial da crosta continental de 31,2 km, sem fazer referência a outros autores ou justificar a sua escolha. Embora os dados pareçam bastante precisos e consistentes com o que foi interpretado na Bacia de Punta del Este, não foram tomados como referência.

Outro trabalho avaliado foi o de Biari et al. (2021). Os autores fazem uma reconstrução da abertura do Gondwana, contrastando uma linha sísmica do *offshore* do Uruguai com outra na costa da Namíbia. A linha *offshore* do Uruguai não atinge áreas proximais da bacia, portanto não é possível observar como seria a reconstrução para áreas sem atenuação crustal. No entanto, a linha que é projetada da Namíbia

passa pela crosta sem atenuação, onde pode ser estimada uma espessura original prévia ao rifteamento entre 30 e 32 km.

Com base na informação analisada, os resultados obtidos na interpretação da crosta sem atenuação apresentam concordância em relação às outras interpretações ou estimativas realizadas por outros autores.

Em relação aos resultados da interpretação da Descontinuidade de Mohorovičić, os refletores das seções sísmicas apresentam boa continuidade. Mas, para sudoeste, na zona de hiperextensão crustal, o conjunto de refletores que se identifica com essa estrutura poderia ter distintas interpretações e, portanto, poder-se-ia obter diferentes resultados.

Na Figura 62 pode-se observar, na seção sísmica, a interpretação original e uma interpretação alternativa. O critério principal adotado para interpretar essa descontinuidade foi a mudança dos refletores sísmicos da crosta para o manto. Os refletores na crosta apresentam um ordenamento parcial em relação à disposição caótica no manto. Essa linha, difusa em algumas partes, poderia ter diferentes interpretações.

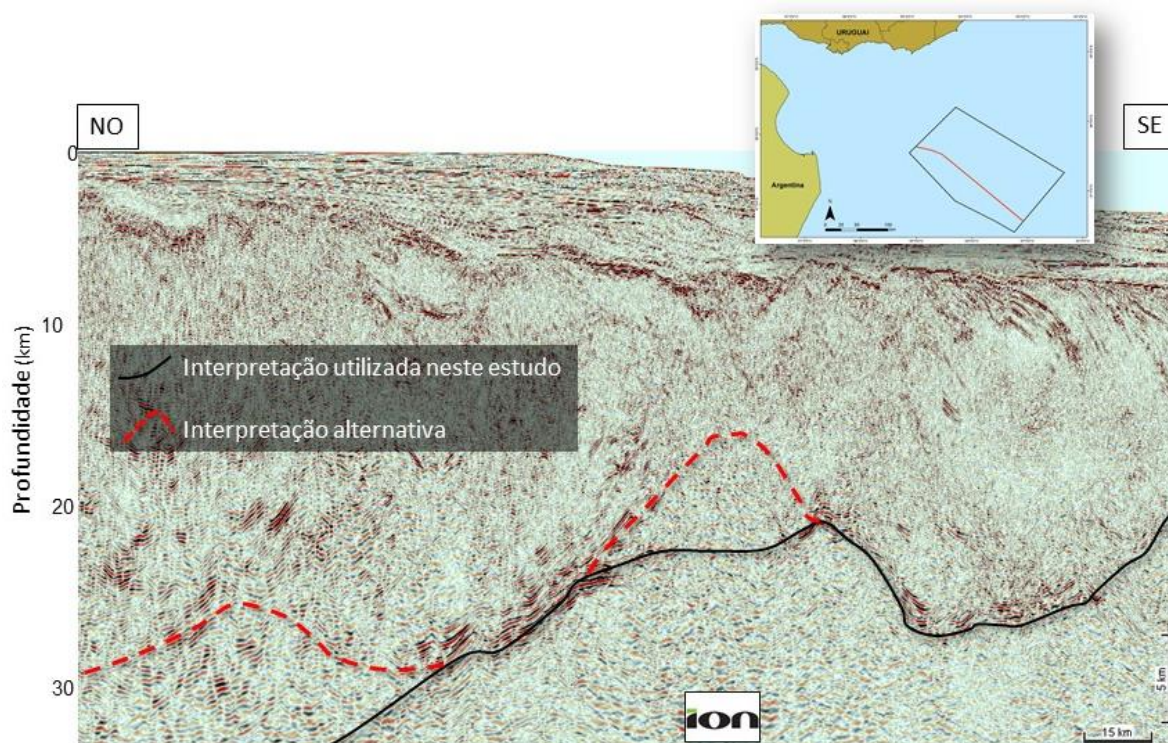


Figura 62. Interpretação original e alternativa da Descontinuidade de Mohorovičić.

Interpretações dessemelhantes podem levar a resultados diferentes no cálculo do fator β . Segundo Beardsmore et al. (2001), anomalias de calor podem imitar a

distribuição do fator β , onde regiões com alto β correspondem a anomalias de alto fluxo de calor. Portanto, se o afinamento crustal for maior, o fator β será maior, o que leva a um maior fluxo de calor.

Isso tem uma consequência direta na maturação de uma rocha geradora. Embora a rocha de sobrecarga seja, com destaque, o principal elemento do sistema petrolífero que influencia diretamente na maturação da rocha geradora, um aumento no fluxo térmico poderia provocar uma mudança na janela de geração de hidrocarbonetos, influenciando, por sua vez, os períodos de geração e expulsão destes.

Neste trabalho observou-se, para toda a bacia de forma geral, que uma possível interpretação alternativa da Descontinuidade de Mohorovičić não levaria a mudanças drásticas nos resultados de maturação. Analisando o pseudopoço POD02_02, o cálculo original do fator β foi de 2,86, que posteriormente, no modelo de maturação, resultou em uma faixa de GOR entre 200 e 700 scf/bbl, sendo o óleo o fluido expulso. A interpretação alternativa da descontinuidade nesse ponto sugere que a profundidade seria 8 km mais rasa que a original.

Refazendo os cálculos obtém-se um fator $\beta = 3,69$. A faixa de GOR resultante permanece praticamente inalterada em relação à anterior, com uma pequena modificação no período de expulsão dos hidrocarbonetos. No primeiro caso seria no início do Eoceno, e no segundo caso iniciaria mais cedo, aos 58 Ma, correspondendo ao final do Paleoceno (Figura 63).

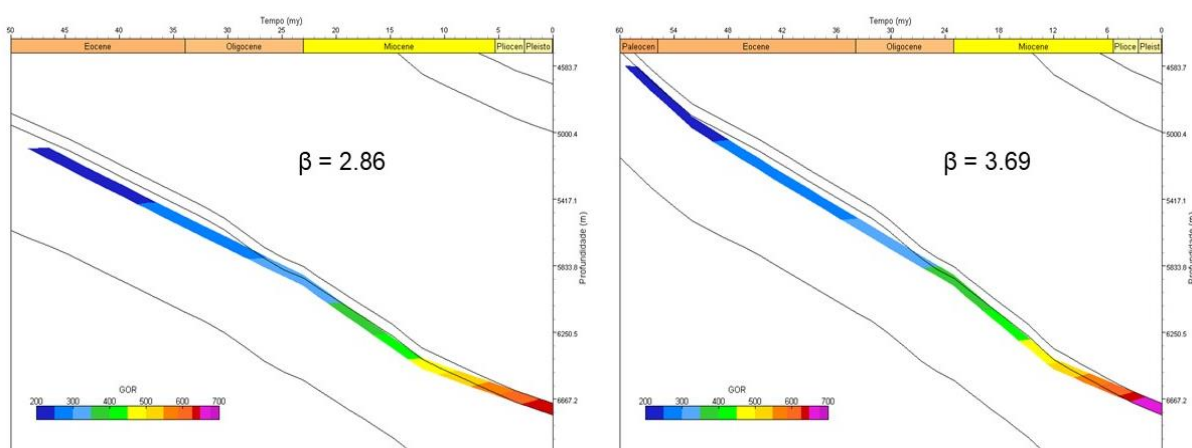


Figura 63. Comparação da maturação térmica da rocha geradora com variações do fator β .

A análise de sensibilidade para essa variável indica que pequenas variações nos dados de origem não implicam em grandes mudanças nos resultados de maturação da rocha geradora. Se, hipoteticamente, essas variações forem levadas a

um extremo maior, é evidente que haverá mudança nos resultados do tipo de fluido gerado e nos períodos de geração e expulsão, superestimando o potencial de geração.

Potencial petrolífero

Com base no modelo de maturação térmica, foram definidos 4 *pods* de geração. A partir da modelagem verifica-se que a zona do poço Gaviotín X1 não tem potencial de geração, além de não existir uma rocha geradora neste poço. Nesta zona, a rocha de sobrecarga é insuficiente para gerar pressão e temperatura na rocha geradora, além da baixa influência que o processo de rifteamento teve no aquecimento da base da bacia.

Inclusões fluidas encontradas em sedimentos cretáceos do poço Gaviotín X1 indicam que houve um sistema petrolífero ativo que expulsou fluidos (TAVELLA & WRIGHT, 1996). Essas inclusões fluidas estão dentro de uma faixa de densidade em graus API entre 12 e 25, correspondendo a óleo pesado a intermediário. Portanto, estas micropartículas de hidrocarbonetos devem derivar de outro local de geração, provavelmente de depocentros mais profundos.

O *pod* mais próximo identificado nesta pesquisa é o *pod* 01, localizado a 35 km do poço Gaviotín X1. A simulação indica que, na atualidade, os reservatórios cretáceos potenciais perto da zona do poço Gaviotín X1 estão na janela de óleo, como pode-se observar na Figura 64.

A modelagem de maturação térmica no *pod* 01 resultou na geração e expulsão de *black oil* em ambos os cenários, principalmente entre o Albiano e o Maastrichtiense. Apesar de estar a uma distância bastante grande (40 km) do poço Gaviotín X1, a presença dessas inclusões fluidas pode ser explicada pela migração lateral de óleo daquele *pod* de geração para a área do poço Gaviotín X1.

Segundo Gluyas & Swabrick (2004), a geração e a eficiência de expulsão de hidrocarbonetos aumentam com a profundidade da rocha geradora. Em todas as áreas selecionadas, antes da determinação dos *pods* ativos de geração, foi realizada uma avaliação do potencial de geração e de eficiência de expulsão. Para este caso, também foi feita uma análise das mudanças na eficiência de expulsão, variando hipoteticamente o fator β .

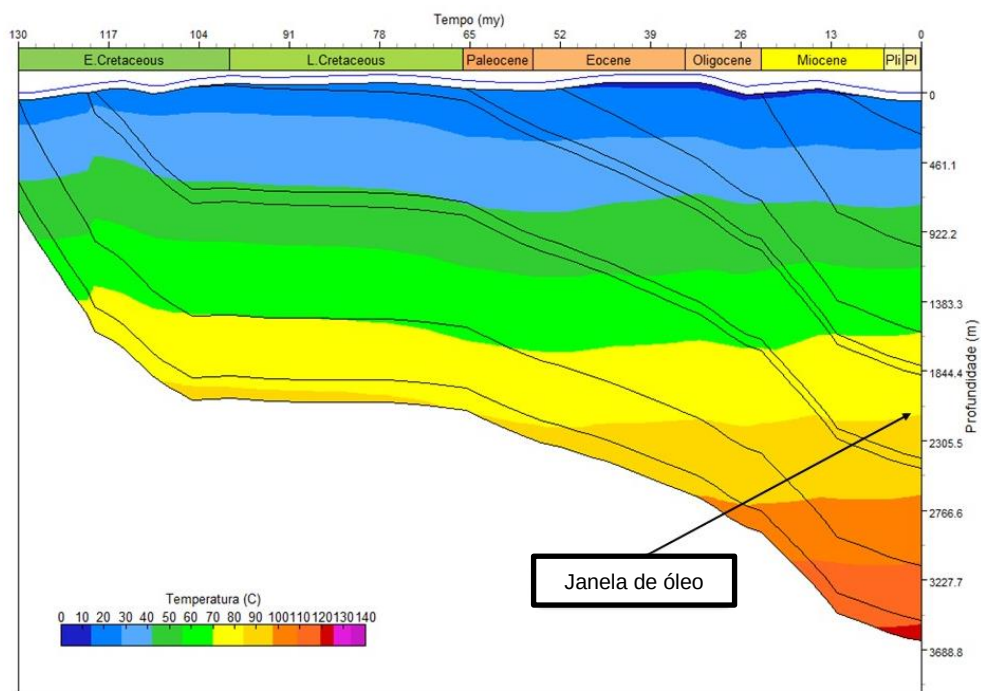


Figura 64. Evolução da temperatura ao longo do tempo geológico no poço Gaviotín X1.

O aumento ou a diminuição desse parâmetro em nenhum caso gerou mudanças nos resultados da eficiência de expulsão. Depreende-se desta análise que, para a Bacia de Punta del Este, o calor proveniente do evento de rifteamento não influenciou nas porcentagens de eficiência de expulsão de hidrocarbonetos, correspondendo apenas ao soterramento progressivo ao qual a rocha geradora foi submetida, sendo maior em direção às áreas distais da bacia.

A etapa seguinte foi a avaliação da maturação da rocha geradora por meio da distribuição aleatória de pseudopoços. Neste sentido, foram criados dois cenários hipotéticos: um conservador, com rocha geradora regular com %COT=0,6; e outro mais otimista, com %COT=2. Esta escolha de porcentagens de COT foi considerada adequada para não superestimar os resultados em relação ao potencial de geração e expulsão de hidrocarbonetos.

Embora seja possível que a rocha geradora, antes de passar pelo processo de transformação em querogênio, tivesse um COT superior a 2%, é razoável usar dados conservadores para obter resultados prudentes. Dois fatores resultaram fundamentais para a avaliação do potencial de geração: a rocha de sobrecarga e o fator β .

Segundo Deming (1994), a geração de hidrocarbonetos deve-se ao soterramento da rocha geradora. Este autor menciona que existe uma ligação direta entre a evolução térmica e estrutural em uma bacia do tipo rifte. Mas, isso teria

relevância limitada ao estimar a temperatura da bacia no momento da geração de hidrocarbonetos, uma vez que a magnitude do evento térmico inicial associado à geração da bacia diminui com o tempo. Nesse sentido, quando há rocha de sobrecarga suficiente para iniciar a maturação na rocha geradora, a influência do evento térmico do rifteamento pode ser relativamente pequena. É o que se observa na área do poço Gaviotín X1: a rocha de sobrecarga é insuficiente para gerar hidrocarbonetos.

Em caráter experimental, foram testados nesse poço valores β bem acima do valor calculado, enquanto os outros parâmetros foram fixados para não introduzir outras variantes na análise. Em nenhum caso o modelo gerou hidrocarbonetos. Portanto, na área do poço Gaviotín X1, pode-se inferir que, se houvesse um afinamento da crosta maior do que o existente, o calor do manto não teria influenciado, em absoluto, a geração de hidrocarbonetos.

Para o caso do pseudopoço POD02_02 do *pod* 02, com um fator $\beta=3$ calculado, a rocha de sobrecarga é de aproximadamente 6 km e a coluna d'água de 1,3 km. O resultado do GOR é uma faixa entre 200 e 700 scf/bbl, com *black oil* como principal fluido expulso. Tal como foi testado no poço Gaviotín X1, o fator β foi alterado para estudar a maturação da rocha geradora. Para um fator β próximo de 1 (sem atenuação da crosta continental), o resultado foi o mesmo que para o β calculado. Pode-se deduzir, neste caso, que a rocha de sobrecarga é mais importante para a geração de hidrocarbonetos do que o calor proveniente do processo de rifteamento.

No entanto, para um fator $\beta=4$, começam a ocorrer pequenas mudanças no fluido gerado e expulso. Processando o modelo com um fator $\beta=6$ (o dobro do calculado), o resultado obtido é diferente, obtendo-se um GOR de 200 a 1.600 scf/bbl, sendo óleo indeterminado o principal fluido expulso. Neste caso hipotético há uma influência importante do calor proveniente do processo de rifteamento.

Os pseudopoços do *pod* 06 estão localizados em zona de hiperextensão crustal, zona esta que teve forte influência do processo de rifteamento e possui alto fluxo térmico no presente. No pseudopoço POD04_07 foi calculado um fator $\beta=5,9$, a rocha de sobrecarga possui 5,4 km e a coluna d'água é de aproximadamente 2,8 km. O GOR para esse pseudopoço situa-se entre 2.000 e 10.000 scf/bbl, sendo gás condensado o fluido principalmente gerado e expulso. Aumentar o fator β não produz praticamente nenhuma alteração, pois o valor calculado originalmente é alto.

Testando o modelo térmico com valores menores pode-se observar que, para um fator de $\beta=3$, o GOR situa-se entre 500 e 4.000 scf/bbl, sendo óleo volátil e gás condensado os principais fluidos expulsos. Se este mesmo pseudopoço fosse localizado numa zona de crosta continental sem atenuação, o GOR abrangeria uma faixa entre 200 e 2.400 scf/bbl, sendo óleo indeterminado e óleo volátil o fluido gerado e expulso.

É evidente a influência que o calor, produto do processo de rifteamento, teve neste *pod*. Por conseguinte, é importante estudar caso a caso o comportamento da variação do fator β em relação à maturação da rocha geradora. Na Figura 65, observa-se que, para este mesmo pseudopoço, se o fator β estivesse próximo a 1, o período de geração de gás se atrasaria até praticamente o Paleoceno, enquanto no cálculo original os hidrocarbonetos começaram a ser gerados no Albiano.

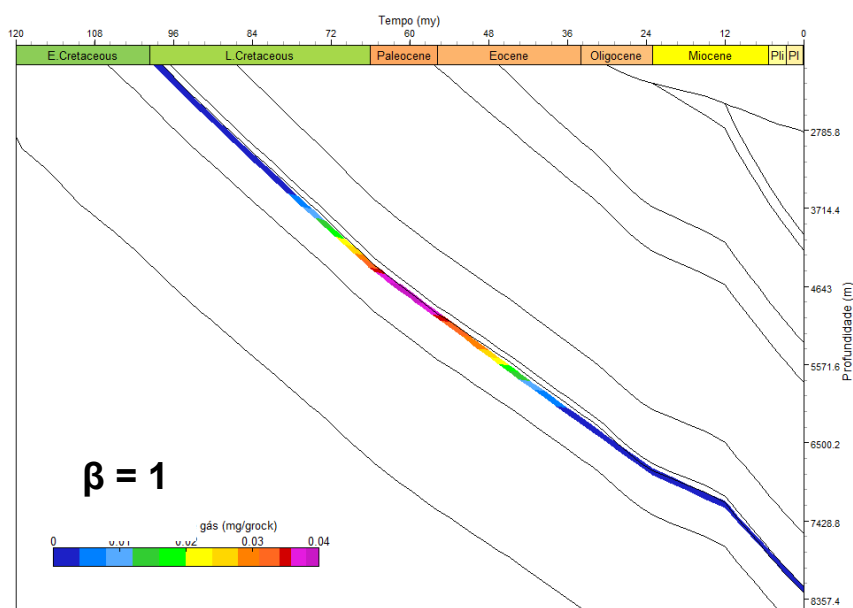


Figura 65. Taxa de geração de gás para o pseudopoço POD04_07 com fator $\beta = 1$.

Nesse sentido, é confirmado que a rocha de sobrecarga é o principal fator para a maturação da rocha geradora. Sem isso, é praticamente impossível gerar hidrocarbonetos em uma bacia. No entanto, a influência do processo de rifteamento na bacia pode desempenhar um papel importante, não apenas no tipo de fluido que poderia ser gerado e expulso da rocha geradora, mas também no período de geração e expulsão de hidrocarbonetos.

8. CONCLUSÕES

A análise estrutural baseada na interpretação de seções sísmicas permitiu identificar a Descontinuidade de Mohorovičić e definir três domínios crustais, na área de estudo: crosta sem atenuação, *necking zone* e crosta com hiperextensão.

Foi elaborado um modelo de fluxo térmico para a Bacia de Punta del Este que apresenta evolução diferencial desde a zona proximal até a zona distal, com forte relação entre o fluxo térmico e a espessura crustal. Desde a *necking zone* até a zona de hiperextensão crustal, o rifteamento é cada vez mais influente quanto à temperatura, onde haveria maior potencial de geração de hidrocarbonetos. Os valores máximos de fluxo térmico foram atingidos próximo ao final da etapa rifte, há aproximadamente 120 Ma.

Com base na bibliografia analisada, foi proposta, para a avaliação do potencial gerador de hidrocarbonetos da bacia, uma rocha geradora de idade Barremiano-Aptiano. A análise conjunta do modelo de fluxo térmico, o mapa de isópacas e a maturação térmica nos pseudopoços permitiram identificar quatro potenciais *pods* ativos de geração de hidrocarbonetos.

Foram propostos dois cenários hipotéticos de maturação térmica da rocha geradora em relação ao conteúdo total de carbono orgânico. O primeiro cenário com %COT=0,6 e o segundo cenário com %COT=2. Ambos os cenários apresentaram condições propícias para gerar hidrocarbonetos, sem diferenças significativas quanto aos períodos de geração de óleo e de gás.

No entanto, foram encontradas diferenças quanto ao período de expulsão e ao tipo de fluido expulso. A expulsão de hidrocarbonetos teria sido alcançada 20 Ma mais cedo em média no segundo cenário, e em ambos os cenários a expulsão teria começado primeiro na zona mais distal da bacia, no final do Eocretáceo e começo do Neocretáceo, continuando progressivamente em direção à zona proximal da bacia, no Turoniano-Eoceno

Os tipos de fluidos que potencialmente teriam sido gerados são os seguintes: no primeiro cenário, principalmente *black oil* para a *pods* 01 e 02, óleo volátil e gás condensado para o *pods* 03, e principalmente gás úmido e seco para o *pod* 04; e no segundo cenário, *black oil* para todos os *pods* 01 e 02, *black oil* e óleo indeterminado para o *pod* 03 e principalmente gás condensado para o *pod* 04, além de óleo.

O volume potencial de geração de hidrocarbonetos da Bacia de Punta del Este para uma rocha geradora do Barremiano-Aptiano é de 24.800 milhões de barris de óleo equivalente no primeiro cenário, e de 60.500 milhões de barris de óleo equivalente no segundo cenário.

Foram propostos dois sistemas petrolíferos especulativos definidos para a etapa de transição na qual se encontraria a rocha geradora de idade Barremiano-Aptiano. O sistema petrolífero Barremiano/Aptiano-Neocretáceo (?) apresenta o *timing* apropriado para a acumulação de hidrocarbonetos em reservatórios siliciclásticos desenvolvidos principalmente no setor central e distal da bacia. O sistema petrolífero Barremiano/Aptiano-Oligoceno/Mioceno (?) apresenta *timing* regular para a acumulação de hidrocarbonetos nos reservatórios siliciclásticos desenvolvidos no setor meridional da bacia. O maior risco estaria associado à escassez de vias de migração desde a rocha geradora para os reservatórios formados no Oligoceno, e expulsão antecipada de hidrocarbonetos em relação à formação de armadilhas geológicas.

BIBLIOGRAFIA

Adekola, S.; Akinlua, A.; Mangelsdorf, K. Organic geochemical evaluation of Cretaceous shale samples from the Orange Basin, South Africa. *Applied Geochemistry*. 27. 1633–1642. 2012.

Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (ANCAP). Estudio geoquímico de la materia orgánica contenida en testigos de corona provenientes de la Cuenca de Santa Lucía, República Oriental del Uruguay. Informe Final. 1974.

Akinlua, A.; Maende, A.; Adekola, S.; Swakamisa, O.; Fadipe, O. & Akinyemi, S. Source rock potential of selected Cretaceous shales, Orange Basin, South Africa, *International Geology Review*, 53:13, 1508-1521. 2011.

Allen, P. A. and Allen, J. R. *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*. Blackwell Publishing Ltd, U. K. 2005.

Anka, Z.; Loegering, M. J.; di Primio, R.; Marchal, D.; Rodríguez, J. F.; Vallejo, E. Distribution and origin of natural gas leakage in the Colorado Basin, offshore Argentina Margin, South America: seismic interpretation and 3D basin modelling. *Geologica Acta*, Vol. 12, N°4, p. 269–285. 2014.

Barker, C.E. A paleolatitude approach to assessing surface temperature history for use in burial heating models. *Coal Geology* 43, 121-135. 2000.

Beardsmore, G.R.; Cull, J.P. *Crustal Heat Flow. A Guide to Measurement and Modelling*. Cambridge University Press. p. 331. 2001.

Biddle, K.T. & Wielchowsky, C.C. Hydrocarbon Traps, in L.B. Magoon and W.G. Dow, (eds.), *The Petroleum System—From Source to Trap: AAPG Memoir 60*, p. 211–217. 1994.

Biari, Y.; Klingelhoefer, F.; Franke, D.; Funck, T.; Loncke, L.; Sibuet, J.; Roest, W. R. Structure and evolution of the Atlantic passive margins: A review of existing rifting models from wide-angle seismic data and kinematic reconstruction, 126. 2021.

Blanc, P. & Connan, J. Preservation, Degradation, and Destruction of Trapped Oil, in L.B. Magoon and W.G. Dow, (eds.), *The Petroleum System—From Source to Trap*: AAPG Memoir 60, p. 237–247. 1994.

Bott, M.H.P. Passive margins and their subsidence. *Journal of the Geological Society London* 149, 805-812. 1992.

Broad, D.S.; Jungslager, E.; McLachlan, I.R.; Roux, J.; Van der Spuy, D. South Africa's offshore Mesozoic basins. *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps*, p. 535-566. 2012.

Bryant, I.; Dailly, P.; Dribus, J.; Fainstein, R.; Harvey, N.; McCoss, A.; Montaron, B.; Quirk, D.; Tapponnier, P. Basin to Basin: Plate Tectonics in Exploration. *Oilf. Rev.* 24, 1–20. 2012.

Chaboureau, A.C.; Guillocheau, F.; Robin, C.; Rohais, S.; Moulin, M. & Aslanian, D. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications. *Tectonophysics* 604, 191–223. 2013.

Chang, H.K.; Kowsmann, R.O.; Ferreira Figueiredo, A.M. & Bender, A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*. V. 213, p. 97-138. 1992.

Chauvet, F.; Sapin, F.; Geoffroy, L.; Ringenbach, J. C. & Ferry, J. N. Conjugate volcanic passive margins in the austral segment of the South Atlantic – Architecture and development. *Earth-Science Reviews*. p. 212. 2021.

Chevron Overseas Petroleum Inc. Ditch Sample Palynological Analysis. Report. 1976.

Conti, B.; Perinotto, J. A. de J.; Veroslavsky, G.; Castillo, M. G.; de Santa Ana, H.; Soto, M.; & Morales, E. Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, offshore Uruguay. *Marine and Petroleum Geology*, 83, 1–25. 2017.

Conti, B.; Ferro, S.; Tomasini, J.; Gristo, P. Deep water Aptian Turbidite System in Punta del Este Basin, a New Play Offshore Uruguay. AAPG, Buenos Aires, Argentina. 2019.

Coole, P. & Koch, C. Hydrocarbon potential of offshore Namibia. Geoexpro, Geoscience & Technology Explained. V. 11, N° 3, p. 61-62. 2014.

Cornford, C. Source rocks and hydrocarbons of the North Sea. In Glennie, K. W. (ed.) Petroleum Geology of the North Sea, Basic Concepts and Recent Advances. Blackwell Science, Oxford. p. 376. 1998.

Creaser, A.; Hernández-Molina, F.; Badalini, G.; Thompson, P.; Walker, R.; Soto, M.; Conti, B. A Late Cretaceous mixed (turbidite-contourite) system along the Uruguayan Margin: Sedimentary and palaeoceanographic implications. Marine Geology. p. 234-253. 2017.

Daners, G.; de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. Paleozoico Superior en la plataforma continental uruguaya: evidencias geológicas y palinológicas. In: XII Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Buenos Aires, Argentina. Resúmenes. p. 31. 2003.

Daners, G. & Guerstein, R. Dinoflagelados del Maastrichtiense – Paleógeno en la Formación Gaviotín, Cuenca Punta del Este, de Veroslavsky G, Ubilla M, & Martinez S (eds.) Cuencas sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos minerales – Cenozoico. Dirac-Facultad de Ciencias, Montevideo. P. 37-62. 2004.

Davies, C.P.N. & van der Spuy, D. Geochemistry report on Kudu 9A-2 and Kudu 9A-3, Soekor, pp. 16. 1988.

Davies, C.P.N. & van der Spuy, D. The Kudu wells: Results of a biomarker study related to burial history modelling. Communications of the Geological Survey of Namibia 8, 45-56. 1993.

Davis, M. & Kusznir, N. Depth-Dependent Lithospheric Stretching at Rifted Continental Margins. Proc. NSF Rifted Margins Theoretical Institute. 2004.

Davison, I.; Rodriguez, K.; Eastwell, D. Seismic Detection of Source Rocks. *Geoexplor, Geoscience & Technology Explained*. V. 15, p. 20-25. 2018.

Deming, D. Overburden rock, temperature and heat flow, in L.B. Magoon and W.G. Dow, (eds.), *The Petroleum System—From Source to Trap: AAPG Memoir 60*, p. 211–217. 1994.

Dow, W.G. Kerogen studies and geological interpretations. *Journal of Geochemical Exploration* 7, 79-99. 1977a.

Eastwell, D.; Hodgson, N. & Rodriguez, K. Source rock characterization in frontier basins - A global approach. *First Break* 36, p. 53–60. 2018.

England, W.A. Secondary migration and accumulation of hydrocarbons, in L.B. Magoon and W.G. Dow, (eds.), *The Petroleum System—From Source to Trap: AAPG Memoir 60*, p. 211–217. 1994.

Ewing, M.; Ludwig, W. & Ewing, J. Geophysical investigations in the submerged Argentine coastal plain. *Bulletin Geological Society of America* 74: 275-292. 1963.

Franke, D.; Neben, S.; Ladage, S.; Schreckenberger; B. & Hinz, K. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Mar. Geol.* 244, p. 46–67. 2007.

Gluyas, J. and Swarbrick, R. *Petroleum Geoscience*. Blackwell Science Ltd. p. 288. 2004.

Grassmann, S.; Franke, D.; Neben, S.; Schnabel, M. & Damm, V. Maturity model of the deepwater continental margin of Argentina. *Zeitschrift der Dtsch. Gesellschaft für Geowissenschaften*, 162, p. 79-89. Stuttgart. 2011.

Hantschel, T.; and Kauerauf A.I. *Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling*. Springer Science & Business Media. 2009.

Hartwig, A.; di Primio, R.; Anka, Z. & Horsfield, B. Source rock characteristics and compositional kinetic models of Cretaceous organic rich black shales offshore southwestern Africa. *Org. Geochem*, p. 51, 17–34. 2012.

Heine, C., Zoethout, J. & Müller, R. D. Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth* 4, 215–253. 2013.

Hernández-Molina, J.; Soto, M.; Piola, A.; Tomasini, J.; Preu, B.; Thompson, P.; Paterlini, M. A contourite depositional system along the Uruguayan continental margin: sedimentary, oceanographic and paleoceanographic implications. *Marine Geology*, 378, 333-349. 2016.

Hernández-Molina, J.; Campbell, S.; Badalini, G.; Thompson, P.; Soto, M.; Conti, B.; Preu, B.; Thieblemont, A.; Hyslop, L.; Miramontes, E.; Morales, E. Large bedforms on contourite terraces: Sedimentary and conceptual implications. *Geology*.46: 27-30. 2017.

Hinz, K. A hypothesis on terrestrial catastrophes: wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins—their origin and paleoenvironmental significance. *Geol. Jahrb., Reihe E, Geophys*, p.22, 3–28. 1981.

Hodgson, N.; Intawong, A. Derisking deep-water Namibia. *Petroleum Geology and Basins*. V. 31, p. 91–96. 2013.

Hunt, J.M. Distribution of carbon in crust of earth. *AAPG Bulletin* 56 (11), p. 2273-2277. 1972.

Jarvis, G.T. and McKenzie, D.P. The development of sedimentary basins with finite extension rates. *Earth Planet. Sci. Letters* 48, p. 42-52. 1980.

Jungslager, E.H.A. Petroleum habitats of the Atlantic margin of South Africa. In: The oil and gas habitats of the South Atlantic, *Geological Society SpecialPublication* 153 (ed. CAMERON, N.R., R.H. BATE, and V.S. CLURE), Geological Society London. pp. 153-168. 1999.

Koopmann, H., Schreckenberger, B., Franke, D., Becker, K. & Schnabel, M. The late rifting phase and continental break-up of the southern South Atlantic: the mode and timing of volcanic rifting and formation of earliest oceanic crust. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 420, 315–340. 2014.

Laske, G.; Masters, G.; Ma, Z.; and Pasyanos, M. Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth's Crust. *Geophys. Res. Abstracts*, 15, Abstract EGU2013-2658. 2013.

Le Pichon, X. and Sibuet J.C. Passive margins: A model of formation. *Geophys Res.* 86, p. 3708-3720. 1981.

Leyden, R.; Ludwig, W.J. & Ewing, M. Structure of the continental margin of Punta del Este, Uruguay and Rio de Janeiro, Brazil. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists* 55: 2161-2173. 1971.

Løseth, H.; Wensaas, L.; Gading, M.; Duffaut, K.; & Springer, M. Can hydrocarbon source rocks be identified on seismic data? *Geology*, 39(12), 1167–1170. 2011.

Ludwig, W. J. & Krasheninnikov, V. A. DSDP Site 511. Initial Reports DSDP, Leg 71, Valparaiso to Santos, 1980, Part 1, 06(January), 21–109. 1983

Macdonald, D.; Gómez-Pérez, I.; Franzese, J.; Spalletti, L.; Lawver, L.; Gahagan, L.; Dalziel, I.; Thomas, C.; Trewin, N.; Hole, M.; Paton, D. Mesozoic break-up of SW Gondwana: Implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*. 20. 287-308. 2003.

Macgregor, D. S. Late cretaceous-cenozoic sediment and turbidite reservoir supply to south atlantic margins. *Geological Society Special Publication*, 369(1), 109–128. 2012.

Magoon, L.B. & Beamont, E.A. Petroleum system, in Beaumont E.A. and Foster, N.H., eds., *Exploring for oil and gas traps: American Association of Petroleum Geologist Treatise of Petroleum Geology*, Chap. 3, p.3.1-3.34. 1999.

Magoon, L.B., & Dow G.W. The petroleum system, in L.B. Magoon and W.G. Dow, (eds.), *The Petroleum System—From Source to Trap: AAPG Memoir 60*, p. 3–24. 1994.

Magoon, L.B. & Schmoker, J.W. The total petroleum system – The natural fluid network that constrains the assessment unit, in U.S. Geological Survey Digital Data Series 60. 2000.

McCain, W. D., Spivey, J. P., & Lenn, C. P. Petroleum reservoir fluid property correlations. PennWell Corp. 2011.

McCarthy, K.; Rojas, K.; Niemann, M.; Palmowsky, D.; Peters, K. & Stankiewicz, A. La geoquímica básica del petróleo para la evaluación de las rocas generadoras. *Oilfield Review*: 23 (2). 2011

McKenzie, D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40, p. 25-32. 1978.

Mello, M.R.; Mohriak, W.U.; Koutsoukos, E.A.M. & Figueira, J.C.A. Brazilian and West African oils: generation, migration, accumulation and correlation. 13th World Petroleum Congress (Buenos Aires), 2, p. 153-164. 1991.

Mello, M. R.; De Azambuja Filho, N.C.; Bender, A.A.; Barbanti, S.M.; Mohriak; W.U.; Schmitt, P. & De Jesus, C.L.C. The Namibian and Brazilian southern South Atlantic petroleum system: are they comparable analogues? In: Mohriak, W.U.; Danforth, A.; Post, P.J.; Brown, D.E.; Tari, G.C.; Nemcok, M. & Sinha, S.T. (eds). *Conjugate divergent margins*. Geological Society, London, Special Publications, 369. 2011.

Mohriak, W. U.; Turner, J. P. & Valente, S. C. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. *Geological Society of America* 159–202. 2002.

Morales, E. Evolução tectônica e estratigráfica das bacias da margem continental do Uruguai. Tese de Doutorado, Rio Claro, 166 p. 2013.

Morales, E. Chang, H.; Soto, M.; Corrêa, F.; Veroslavsky, G.; de Santa Ana, H.; Conti, B.; Daners, G. Tectonic and stratigraphic evolution of the Punta del Este and Pelotas basins (offshore Uruguay). *Pet. Geosci.* 23, 415–426. 2017.

Morales, E. Chang, H.; Soto, M.; Veroslavsky, G.; Conti, B.; de Santa Ana, H.; Corrêa, F. Speculative petroleum systems of the Punta del Este Basin (offshore Uruguay). *Brazilian J. Geol.* 47, 645–656. 2017.

Morgan, P. Heat flow in rift zones. *Continental and Oceanic Rift V.8*. American Geophysical Union, Washington D.C., and Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. 8, p. 107-122. 1982.

Moulin, M.; Aslanian, D.; Olivet, J.; Contrucci, I.; Matias, L.; Géli, L.; Klingelhoefer, F.; Nouze, H.; Rénhault, J. and Untemehr, P. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project). *Geophysical Journal International*, Blackwell Publishing, 162, p. 739. 2005

Moulin, M.; Aslanian, D. & Unternehr, P.A. new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth Science Reviews* (0012-8252). Vol. 98 , N. 1-2 , p. 1-37. 103. 2010.

Niño-Guiza, C.; Zubiri, M.; Martins, T.; Teixeira, B.; Afonso, J.; Legget, M.; Cersosimo, S. Constraining the Barremian / Aptian Source Rock Facies of the Walvis Basin, Offshore Namibia – Integration of Seismic Inversion and Petroleum Systems Modeling. 2016.

Passey, Q.R.; Bohacs, K.M.; Esch, W.L.; Kilmentidis, R.; and Sinha, S. From oil-prone source rocks to gas-producing shale reservoir - Geologic and petrophysical characterization of unconventional shale gas reservoirs. Chinese Petroleum Society/Society of Petroleum Engineers International Oil and Gas Conference and Exhibition. Beijing, China. p. 29. 2010.

Paton, D. A., Pindell, J., McDermott, K., Bellingham, P. & Horn, B. Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights from the South Atlantic. *Geology* 45, 439–442. 2017.

Pepper, A.S. and Corvi, P.J. Simple kinetic models of petroleum formation. Part I: oil and gas generation from kerogen. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 12 N°3, p. 291-319. 1995.

Pérez-Díaz, L. & Eagles, G. South Atlantic paleobathymetry since early Cretaceous. *Sci. Rep.* 7, 1–16. 2017.

Peters, K.E. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *AAPG Bulletin* 70 (3), 318-329. 1986.

Posamentier, H. W. & V. Kolla. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, V. 73, p. 367–388. 2003.

Poulsen, C.; Eric, B.; Arthur, M.A. and Peterson, W. Response of the Mid-Cretaceous global oceanic circulation to tectonic and CO₂ forcings. *Paleoceanography*, V. 16, N. 6, 576-592. 2001.

Raggio, F.; Gerster, R. & Welsink, H. Cuencas del Salado y Punta del Este. VIII Congr. Explor. y Desarro. Hidrocarburos Simp. Cuencas Argentinas visión actual, p. 80–87. 2011.

Reading, H. G. & Richards, M. Turbidite system in deepwater basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin* 78, pp. 792-822. 1994.

Robertson – CGG. Petroleum Geological Evaluation of Uruguay: Uruguau Report. Relatório Interno, ANCAP. 2015.

Rossello, E.; de Santa Ana, H & Veroslavsky, G. El lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. *Revista Brasileira de Geociências*. v30, no 4, p. 749-756. 2000.

Scotese, C. Atlas of Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, volume 2, The Cretaceous, Maps 23-31, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL. 2014.

Sheriff, R.E. Encyclopedic dictionary of applied geophysics. Society of Exploration Geophysicists. 47-8. 2002.

Sleep, N.H. Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break up. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 24 (4), 325-350. 1971.

Soto, M.; Morales, E.; Veroslavsky, G.; de Santa Ana, H.; Ucha, N.; Rodríguez, P. The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1676–1689. 2011.

Souche, A.; Schmid, D. W. & Rüpke, L. Interrelation between surface and basement heat flow in sedimentary basins. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 101, p. 1697–1713. 2017.

Stewart, J.; Watts, A.B. and Bagguley, J.G. Three-dimensional subsidence analysis and gravity modelling of the continental margin offshore Namibia. *Geophysical Journal International* 141, 724-746. 2000.

Stoakes, F.; Campbell, C.; Cass, R. & Ucha, N. Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este Basin, offshore Uruguay, South America. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 75, 219–240. 1991.

Svartman Dias, A.E.; Hayman, N.W. and Lavier, L.L. Thinning factor distributions viewed through numerical models of continental extension. *Tectonics*, 35, 3050–3069. 2016.

Tavella, G.F. & Wright, C.G. Cuenca del Salado. In. *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds). Capítulo 6: p. 95-116. 1996.

Tissot, B.; Welte, D.H. *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer Verlag, Berlin, 699 p. 1978.

Tomasini, J.; de Santa Ana, H.; Conti, B.; Ferro, S.; Gristo, P.; Marmisolle, J.; Morales, E. Assessment of marine gas hydrates and associated free gas distribution offshore Uruguay. *Journal of Geological Research*. 2011.

Turrini, L.; Jackson, C. A. L. & Thompson, P. Seal rock deformation by polygonal faulting, offshore Uruguay. *Mar. Pet. Geol.* 86, p. 892–907. 2017.

Ucha, N.; de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. La Cuenca Punta del Este: Geología y Potencial Hidrocarburoífero, en Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales – Mesozoico*. DIRAC, Montevideo. Pp 171-190. 2004.

Uliana, M.; Bidlle, K. and Cerdan, J. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic*

margins. AAPG Memoir 46 (ed. Tankard, A. and Balkwill, H.), pp. 599-614. American Association of Petroleum Geologists. 1989.

Ulmishek, G.F. & Klemme, H.D. In Depositional controls, distribution, effectiveness of world's petroleum source rock. US Geological Survey Bulletin, Report B, 1931. 1990.

Ussami, N.; Chaves, C. A. M.; Marques, L. S.; Ernesto, M. Origin of the Rio Grande Rise–Walvis Ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modelling. Geological Society, London, Special Publications, 369(1), p.129–146. 2012.

Van der Spuy, D. Aptian source rocks in some South African Cretaceous basins. Geological Society, London, Special Publications, 207(1), 185–202. 2003.

van Hinsbergen, D.J.J.; de Groot, L.V.; van Schaik, S.J.; Spakman, W.; Bijl, P.K.; Sluijs, A.; Langereis, C.G.; Brinkhuis, H. A Paleolatitude Calculator for Paleoclimate Studies. PLoS ONE 10(6): e0126946. 2015.

Waples, D. W. A new model for heat flow in extensional basins: Estimating Radiogenic Heat Production. Natural Resources Research, Vol. 11, No. 2, p. 227–238. 2002.

Welte, D. H. & Yalçın, M. N. Basin modeling - A new methodology in petroleum geology: in Advances in Organic Geochemistry. Eds. L. Mattavelli and L. Novelli, p. 141-152, Pergamon Press, Oxford. 1988.

Welte, D.H.; Horsfield, B. & Baker, D.R. Petroleum and Basin Evolution. Insights from Petroleum Geochemistry, Geology and Basin Modeling. Springer Verlag. Berlin Heidelberg. p. 535. 1997.

White, R. & McKenzie, D.P. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. Journal of Geophysical Research 94 (B6), 7685-7729. 1989.

Wygrala, B.P. Integrated study of an oil field in the southern Po basin, northern Italy. Dissertation, University of Köln. 1989.

Zalán, P. Similarities and Differences between Magma-Poor and Volcanic Passive Margins – Applications to the Brazilian Marginal Basins. International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, Brazil. 37–42. 2015.

Zalán, P. The Differentiated Petroleum Potential of the Spectrum of Types of Passive Margins. 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, Brazil. 2017.

Zhonghong, C.; Zunjing, M.; Ming, Z.; Xiaoyu, S.; Shouchun, Z.; & Youshu, B. The effects of high pressure on oil-to-gas cracking during laboratory simulation experiments. *Journal of Petroleum Geology*, 37(2), p. 143–162. 2014.

ANEXOS

ANEXO A – Informação dos pseudopoços para avaliação do potencial de geração de hidrocarbonetos

As litologias estão apresentadas com o código utilizado no *software* Genesis: ss=arenito, si=siltito, sh=argila, ssh=argila com areia, cg=conglomerado e ig=vulcânica.

POD01_01			
Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	70	Plioceno-Recente	ss70,si25,sh5
Topo pós-rifte 5	274	Mioceno	ss15,si70,sh15
Topo pós-rifte 4	1022	Eoceno	ss25,si45,sh30
Topo pós-rifte 3	1585	Paleoceno	ss30,si50,sh20
Topo pós-rifte 2	2000	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss80,si10,ig5,cg5
Topo pós-rifte 1	3000	Albiano	ss65,si20,ig10,cg5
Topo rocha geradora	6500	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	6580	Barremiano-Aptiano	ss50,si20,sh20,ig5,cg5
Topo sin-rifte	7500	Cretáceo inferior	ss30,si25,sh25,ig20
Topo embasamento	9000	Precambriano	

POD01_02			
Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	60	Plioceno-Recente	ss70,si25,sh5
Topo pós-rifte 5	274	Mioceno	ss15,si70,sh15
Topo pós-rifte 4	1022	Eoceno	ss25,si45,sh30
Topo pós-rifte 3	1585	Paleoceno	ss30,si50,sh20
Topo pós-rifte 2	2000	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss80,si10,ig5,cg5
Topo pós-rifte 1	3000	Albiano	ss65,si20,ig10,cg5
Topo rocha geradora	6200	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	6280	Barremiano-Aptiano	ss50,si20,sh20,ig5,cg5
Topo sin-rifte	7400	Cretáceo inferior	ss30,si25,sh25,ig20
Topo embasamento	8600	Precambriano	

POD02_01			
Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	1000	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	2105	Mioceno	ssh10,sh90
Topo pós-rifte 4	2850	Eoceno	si10,ssh10,sh80
Topo pós-rifte 3	3985	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	4700	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	5000	Albiano	ss30,si20,sh50
Topo rocha geradora	6700	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	6770	Barremiano-Aptiano	ss20,si20,sh60
Topo sin-rifte	7400	Cretáceo inferior	ss40,si35,sh20,ig5
Topo embasamento	9700	Precambriano	

POD02_02

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	1400	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	2105	Mioceno	ssh10,sh90
Topo pós-rifte 4	2850	Eoceno	si10,ssh10,sh80
Topo pós-rifte 3	3985	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	4700	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	5000	Albiano	ss30,si20,sh50
Topo rocha geradora	7000	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	7070	Barremiano-Aptiano	ss20,si20,sh60
Topo sin-rifte	8000	Cretáceo inferior	ss40,si35,sh20,ig5
Topo embasamento	9200	Precambriano	

POD02_03

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	1550	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	2105	Mioceno	ssh10,sh90
Topo pós-rifte 4	2850	Eoceno	si10,ssh10,sh80
Topo pós-rifte 3	3985	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	4700	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	5000	Albiano	ss30,si20,sh50
Topo rocha geradora	7500	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	7570	Barremiano-Aptiano	ss10,si20,sh70
Topo sin-rifte	8000	Cretáceo inferior	ss40,si35,sh20,ig5
Topo embasamento	10500	Precambriano	

POD03_01

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	1800	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	2105	Mioceno	ssh10,sh90
Topo pós-rifte 4	2850	Eoceno	si10,sh90
Topo pós-rifte 3	3985	Paleoceno	ss15,sh85
Topo pós-rifte 2	4700	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss35,sh65
Topo pós-rifte 1	6500	Albiano	ss30,si20,sh50
Topo rocha geradora	6765	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	6835	Barremiano-Aptiano	ss20,si10,sh70
Topo sin-rifte	7150	Cretáceo inferior	ss40,si35,sh20,ig5
Topo embasamento	7950	Precambriano	

POD03_02

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	2600	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	2735	Mioceno	si10,sh90
Topo pós-rifte 4	3775	Eoceno	si10,sh90
Topo pós-rifte 3	4250	Paleoceno	ss15,sh85
Topo pós-rifte 2	5610	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss35,sh65

Topo pós-rifte 1	6000	Albiano	ss25,si15,sh60
Topo rocha geradora	7340	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	7420	Barremiano-Aptiano	ss20,si10,sh70
Topo sin-rifte	8000	Cretáceo inferior	ss40,si35,sh20,ig5
Topo embasamento	7850	Precambriano	

POD04_01

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	1550	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	3455	Mioceno	ssh10,sh90
Topo pós-rifte 4	4325	Eoceno	sh100
Topo pós-rifte 3	5455	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	6000	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	6200	Albiano	ss35,si15,sh50
Topo rocha geradora	6530	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	6600	Barremiano-Aptiano	ss35,si20,sh45
Topo sin-rifte	6900	Cretáceo inferior	ss39,sh11,ig50
Topo embasamento	7040	Precambriano	

POD04_02

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	1510	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	2467	Mioceno	sh100
Topo pós-rifte 4	3770	Eoceno	si10,sh90
Topo pós-rifte 3	4225	Paleoceno	ss5,si10,sh85
Topo pós-rifte 2	5270	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	7065	Albiano	ss35,si15,sh50
Topo rocha geradora	7855	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	7915	Barremiano-Aptiano	ss40,si20,sh40
Topo sin-rifte	8315	Cretáceo inferior	ss35,si20,sh25,ig20
Topo embasamento	9260	Precambriano	

POD04_03

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	2460	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	3455	Mioceno	ssh10,sh90
Topo pós-rifte 4	4325	Eoceno	sh100
Topo pós-rifte 3	5455	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	6000	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	7570	Albiano	ss35,si15,sh50
Topo rocha geradora	8300	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	8380	Barremiano-Aptiano	ss35,si20,sh45
Topo sin-rifte	8845	Cretáceo inferior	ss39,sh11,ig50
Topo embasamento	9745	Precambriano	

POD04_04

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	2070	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	3210	Mioceno	sh100
Topo pós-rifte 4	4010	Eoceno	sh100
Topo pós-rifte 3	4910	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	5925	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	7285	Albiano	ss35,si15,sh50
Topo rocha geradora	8075	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	8155	Barremiano-Aptiano	ss40,si20,sh40
Topo sin-rifte	8685	Cretáceo inferior	ss39,sh28,ig33
Topo embasamento	9740	Precambriano	

POD04_05

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	3020	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	3790	Mioceno	sh100
Topo pós-rifte 4	4515	Eoceno	sh100
Topo pós-rifte 3	5420	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	6360	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	7485	Albiano	ss35,si15,sh50
Topo rocha geradora	8405	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	8465	Barremiano-Aptiano	ss40,si20,sh40
Topo sin-rifte	9320	Cretáceo inferior	ss40,sh20,ig40
Topo embasamento	10600	Precambriano	

POD04_06

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	2850	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	3790	Mioceno	ssh10,sh90
Topo pós-rifte 4	4515	Eoceno	sh100
Topo pós-rifte 3	5420	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	6360	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	7485	Albiano	ss35,si15,sh50
Topo rocha geradora	8600	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	8680	Barremiano-Aptiano	ss40,si20,sh40
Topo sin-rifte	10500	Cretáceo inferior	ss39,sh22,ig39
Topo embasamento	11700	Precambriano	

POD04_07

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	2850	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	4030	Mioceno	ssh10,sh90
Topo pós-rifte 4	4215	Eoceno	sh100
Topo pós-rifte 3	5315	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	5785	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	7585	Albiano	ss35,si15,sh50

Topo rocha geradora	8215	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	8295	Barremiano-Aptiano	ss40,si20,sh40
Topo sin-rifte	8815	Cretáceo inferior	ss40,sh20,ig40
Topo embasamento	10565	Precambriano	

POD04_08

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	1510	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	2467	Mioceno	sh100
Topo pós-rifte 4	3770	Eoceno	si10,ssh10,sh80
Topo pós-rifte 3	4225	Paleoceno	ss11,si12,sh77
Topo pós-rifte 2	5270	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	7065	Albiano	ss35,si15,sh50
Topo rocha geradora	7855	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	7935	Barremiano-Aptiano	ss40,si20,sh40
Topo sin-rifte	8315	Cretáceo inferior	ss38,si19,sh25,ig19
Topo embasamento	9260	Precambriano	

POD04_09

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	2650	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	3670	Mioceno	ssh10,sh90
Topo pós-rifte 4	4065	Eoceno	sh100
Topo pós-rifte 3	5165	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	5635	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	7435	Albiano	ss35,si15,sh50
Topo rocha geradora	8065	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	8145	Barremiano-Aptiano	ss40,si20,sh40
Topo sin-rifte	8665	Cretáceo inferior	ss40,sh10,ig50
Topo embasamento	10415	Precambriano	

POD04_10

Nome	Profundidade (m)	Idade	Litologia
Topo pós-rifte 6	3060	Plioceno-Recente	sh100
Topo pós-rifte 5	3790	Mioceno	ssh10,sh90
Topo pós-rifte 4	4515	Eoceno	sh100
Topo pós-rifte 3	5420	Paleoceno	ss10,si10,sh80
Topo pós-rifte 2	6360	Cenomaniano-Maastrichtiano	ss25,sh75
Topo pós-rifte 1	7485	Albiano	ss35,si15,sh50
Topo rocha geradora	8400	Barremiano-Aptiano	sh100
Topo transição	8480	Barremiano-Aptiano	ss40,si20,sh40
Topo sin-rifte	9650	Cretáceo inferior	ss40,sh10,ig50
Topo embasamento	10200	Precambriano	

ANEXO B – Figuras correspondentes aos gráficos dos pseudopoços para cenário com COT=0,6% e IH=400 (mg HC/gCOT).

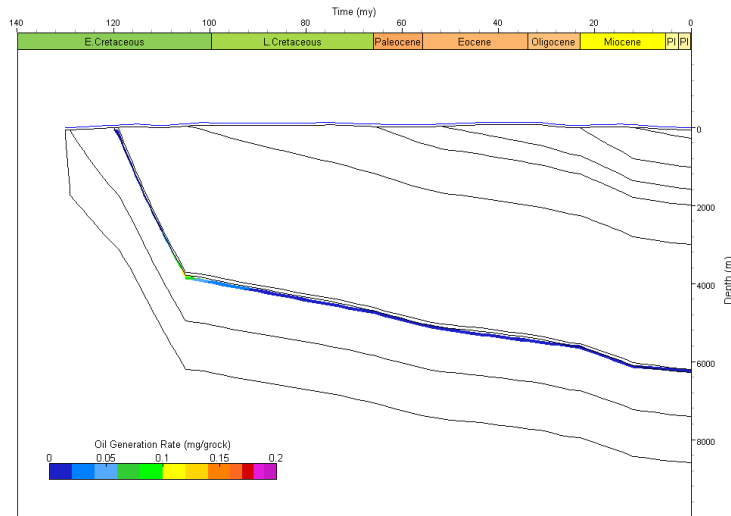


Figura 66. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD01_02.

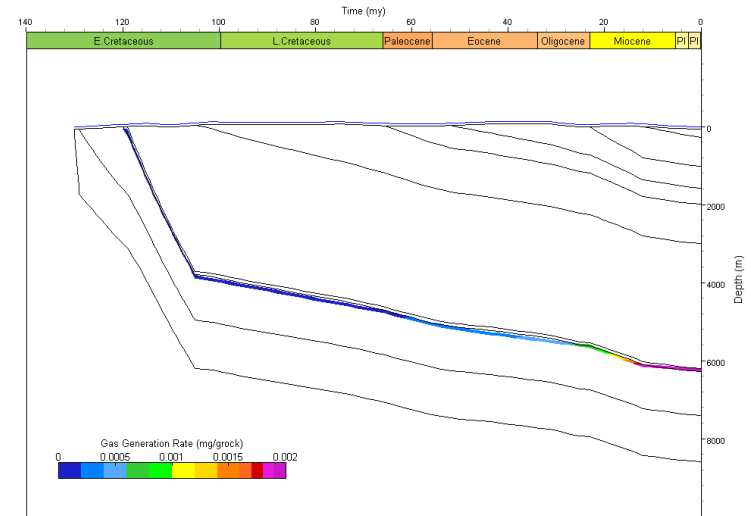


Figura 67. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD01_02.

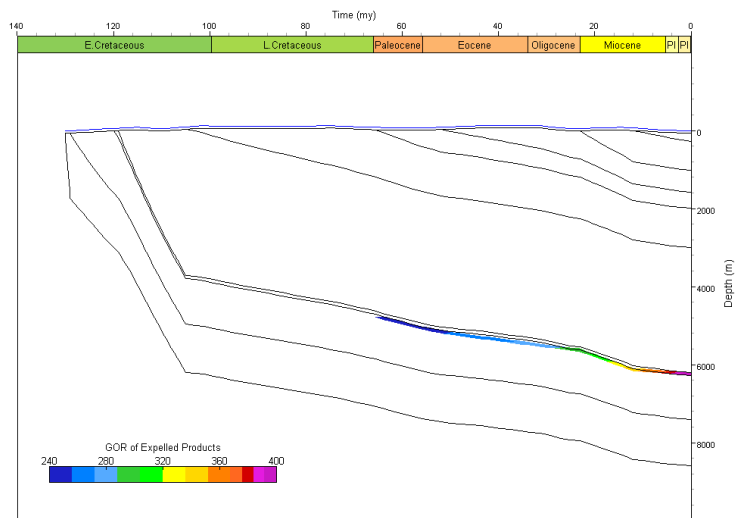


Figura 68. GOR do pseudopoço POD01_02.

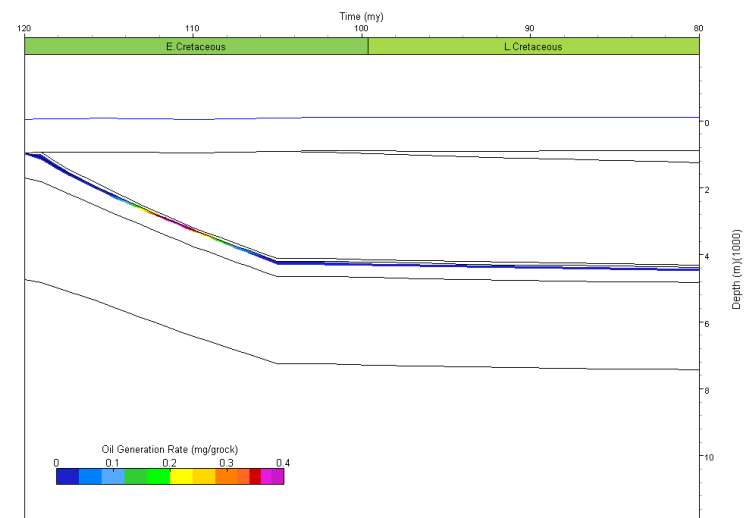


Figura 69. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_01.

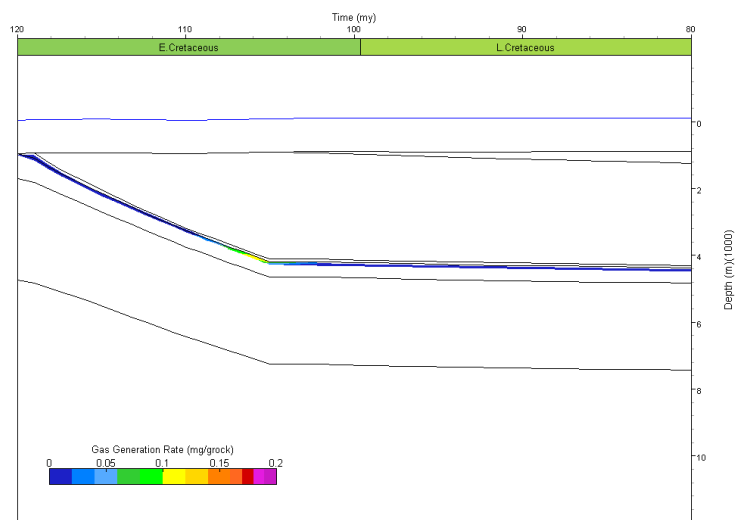


Figura 70. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_01.

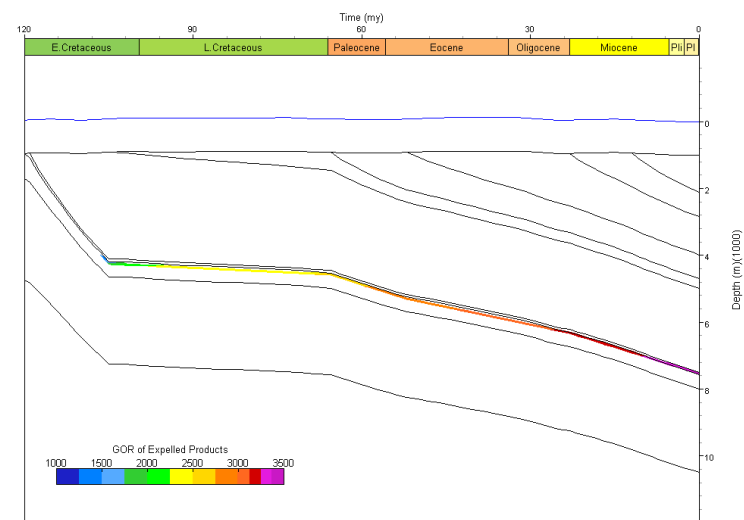


Figura 71. GOR do pseudopoço POD02_01.

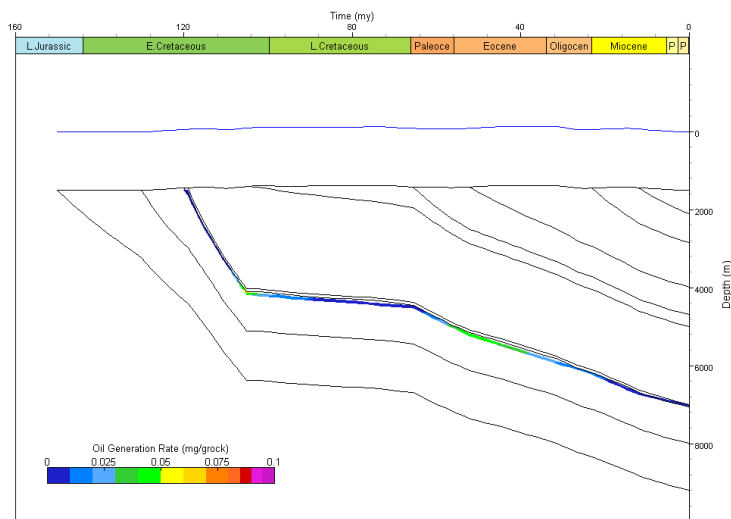


Figura 72. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_02.

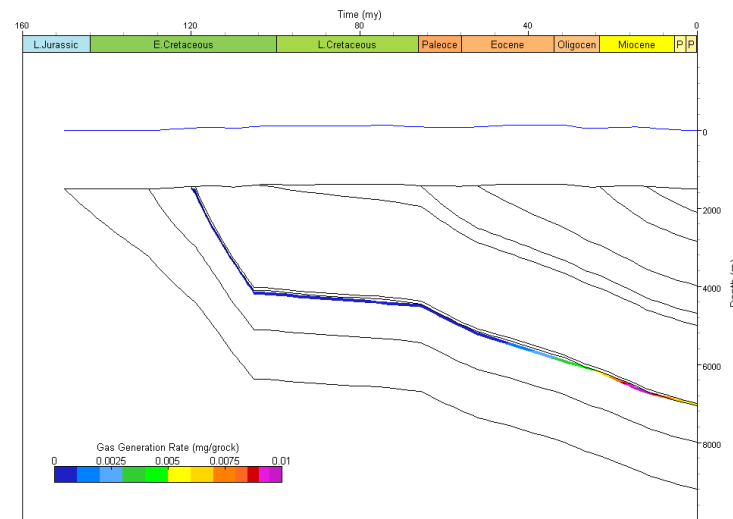


Figura 73. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_02.

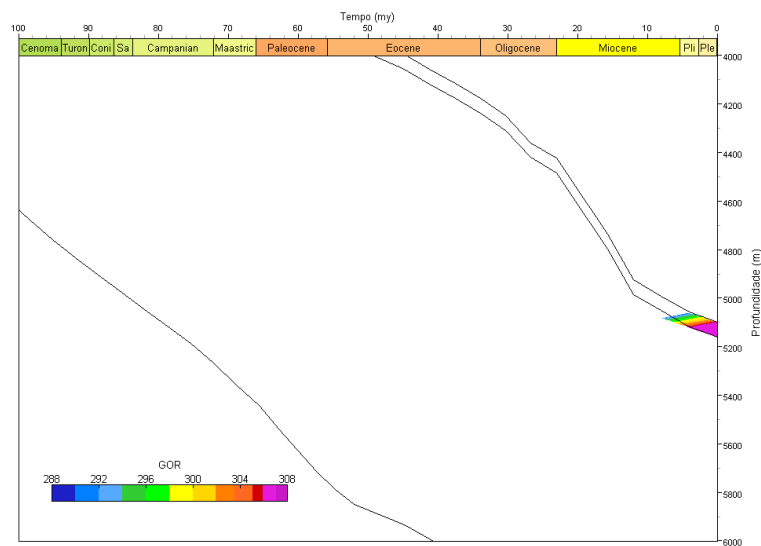


Figura 74. GOR do pseudopoço POD02_02.

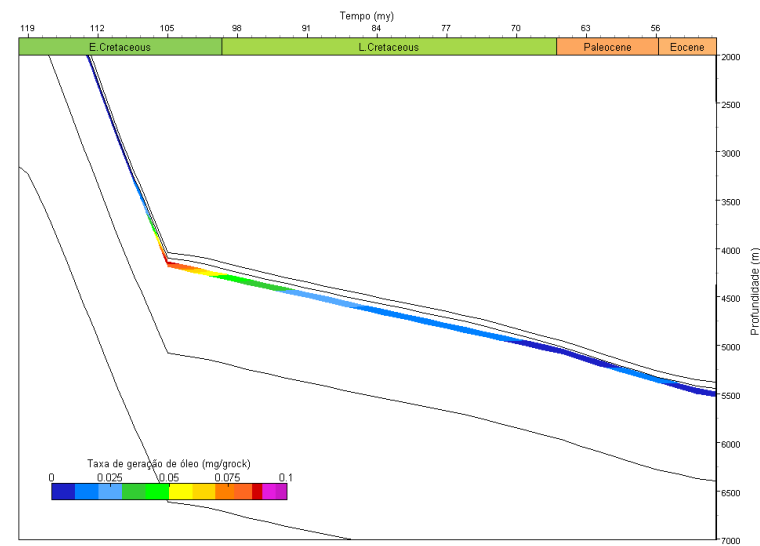


Figura 75. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_01.

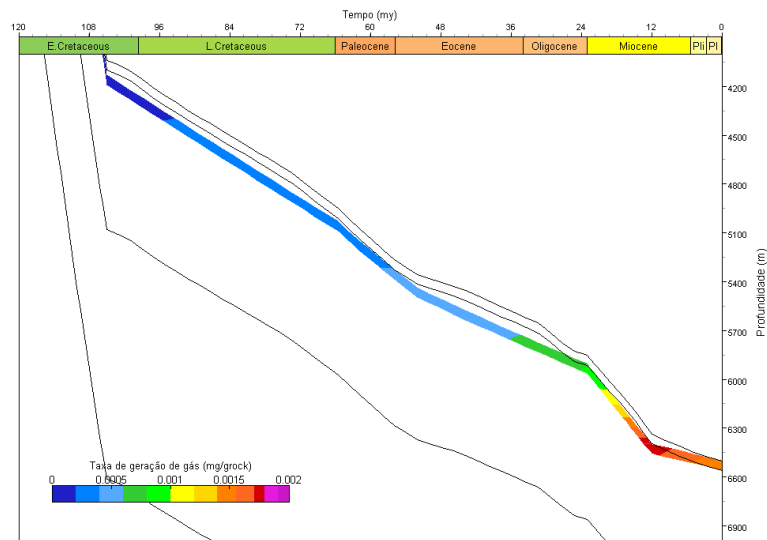


Figura 76. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_01.

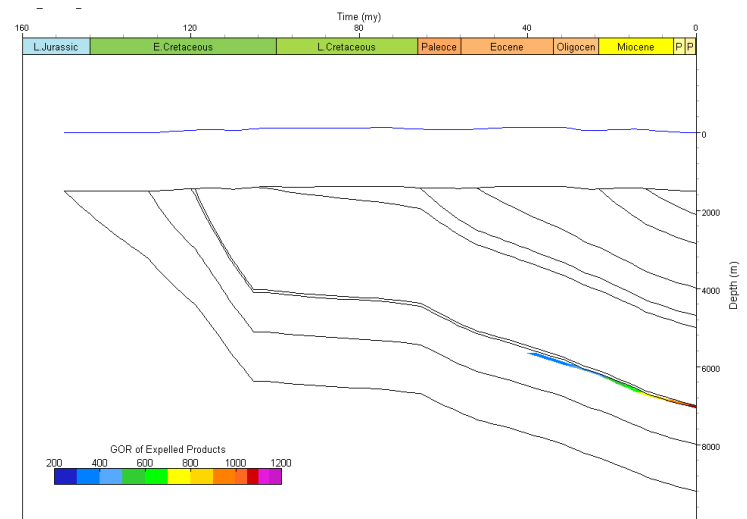


Figura 77. GOR do pseudopoço POD02_01.

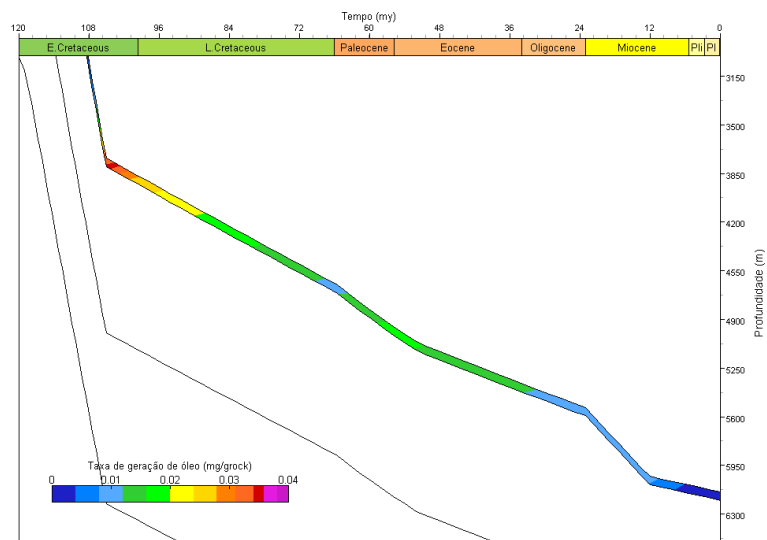


Figura 78. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_02

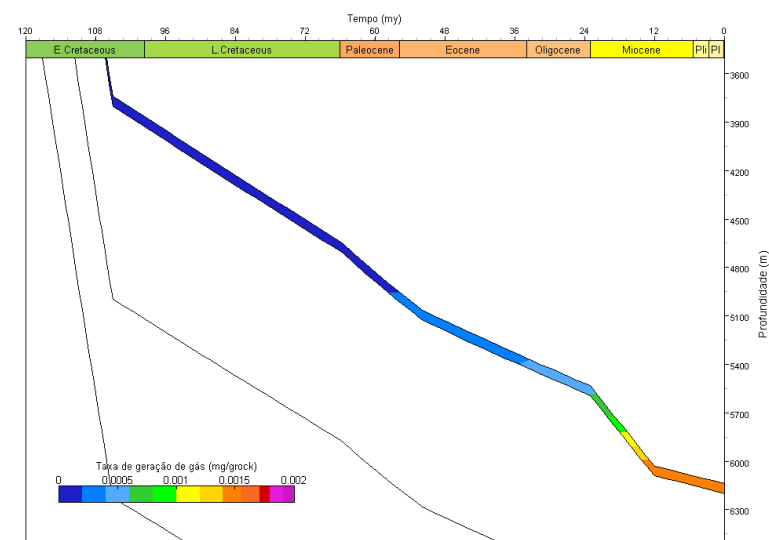


Figura 79. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_02.

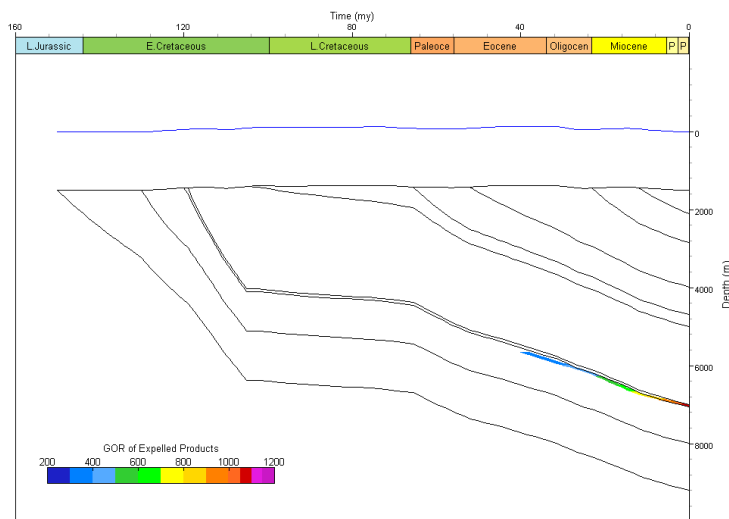


Figura 80. GOR do pseudopoço POD02_02.

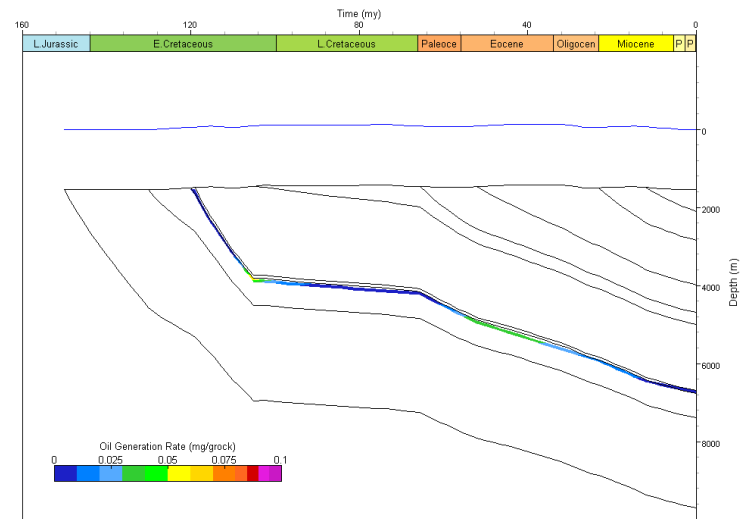


Figura 81. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_03.

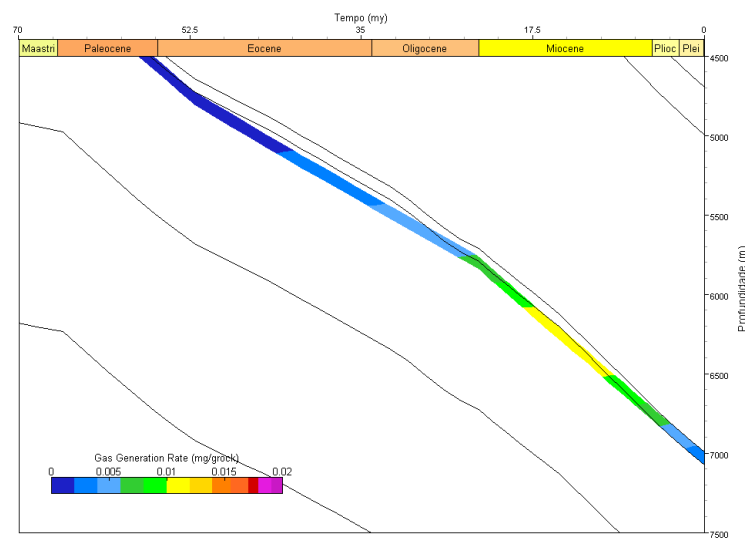


Figura 82. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_03.

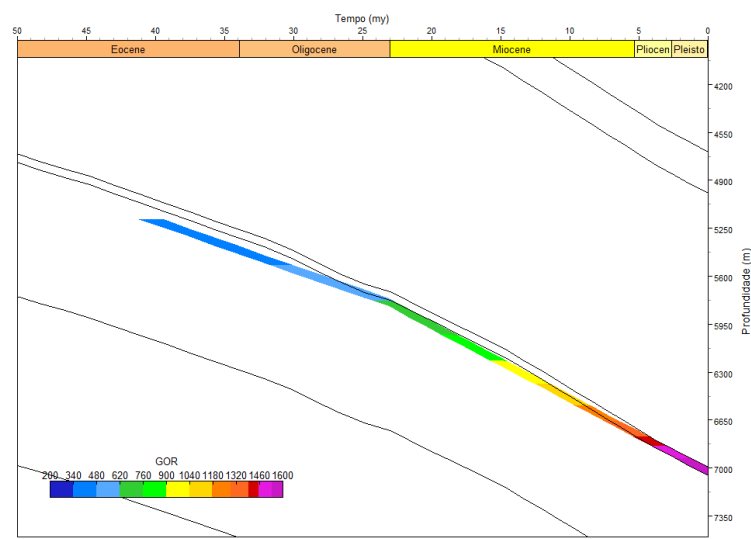


Figura 83. GOR do pseudopoço POD02_03.

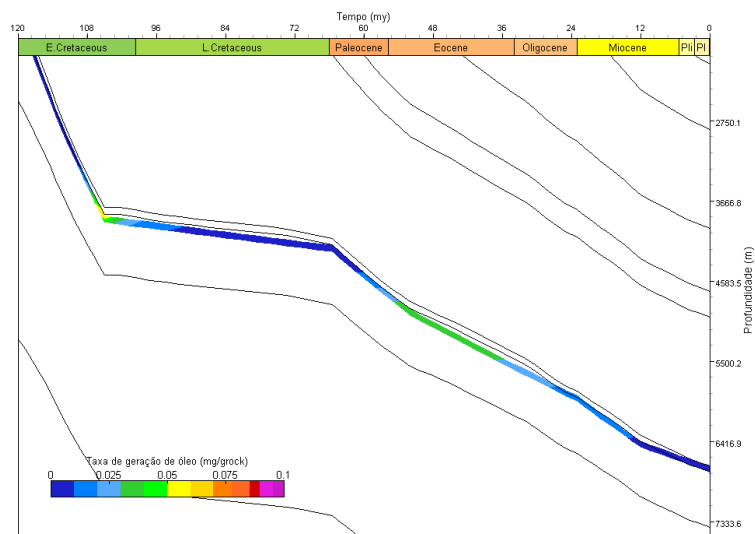


Figura 84. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_03

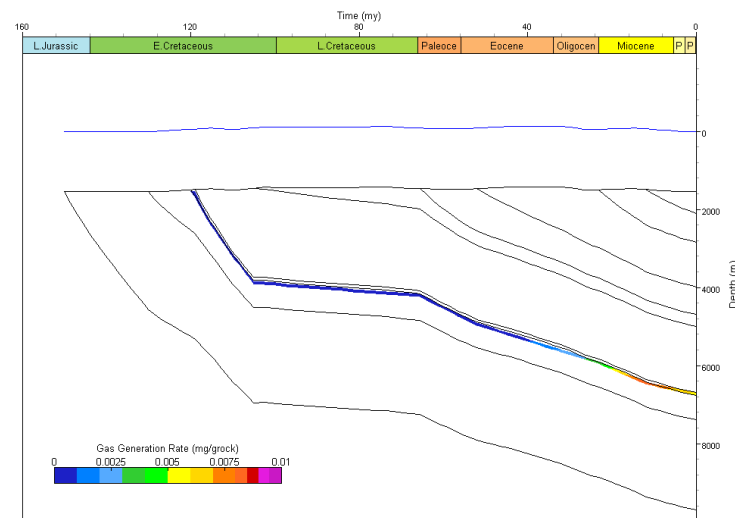


Figura 85. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_03.

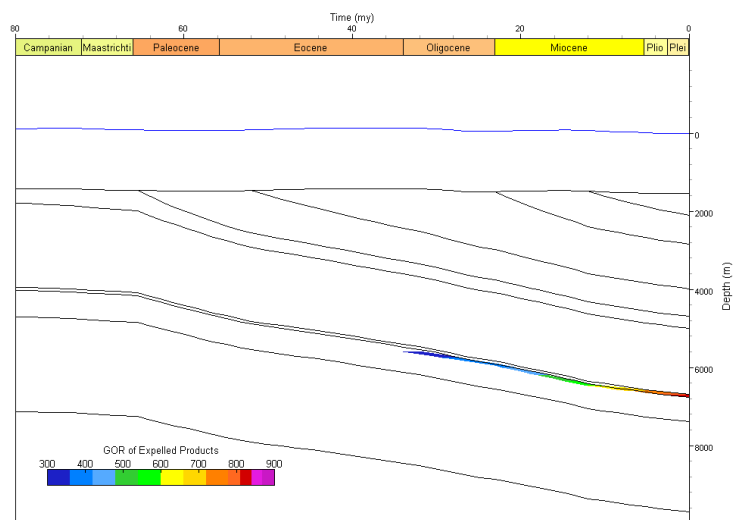


Figura 86. GOR do pseudopoço POD02_03.

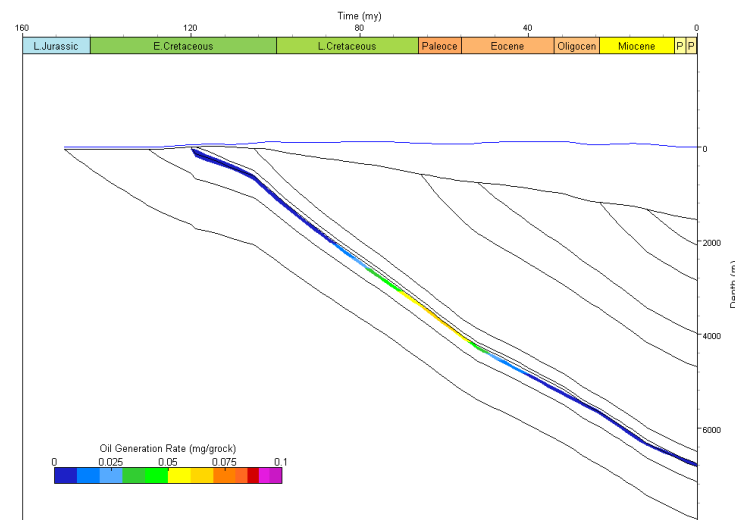


Figura 87. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD03_01.

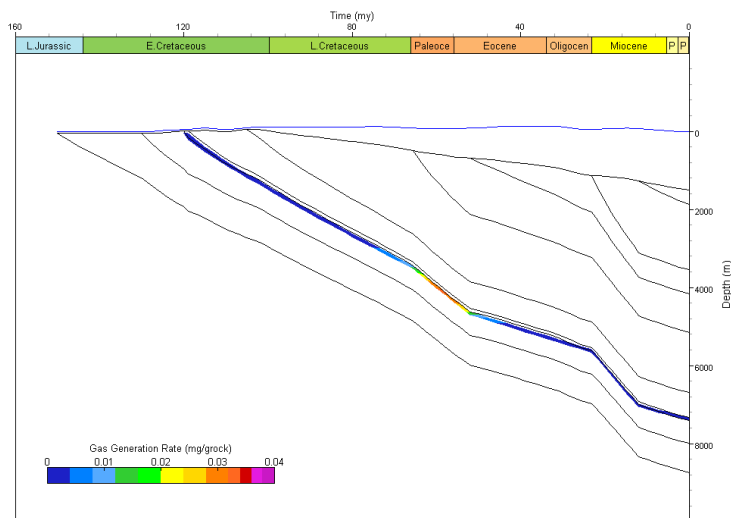


Figura 88. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD03_01.

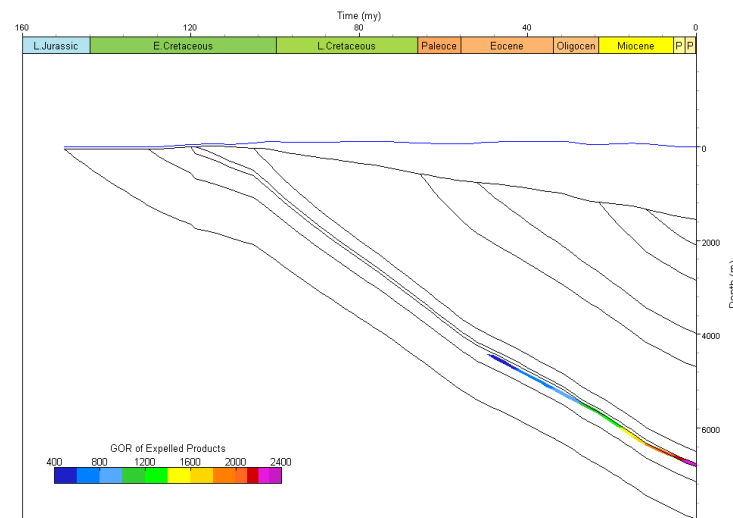


Figura 89. GOR do pseudopoço POD03_01.

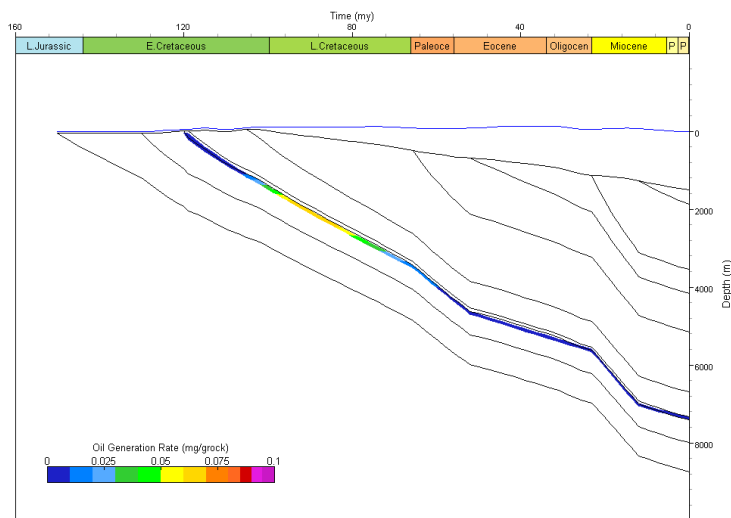


Figura 90. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD03_02.

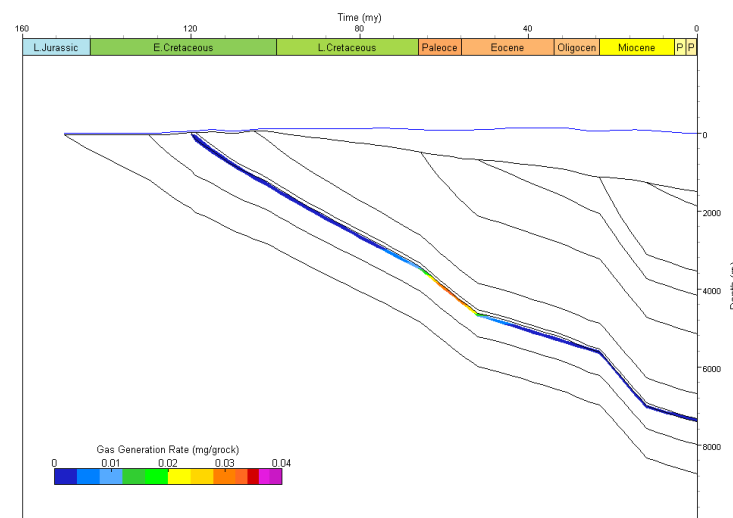


Figura 91. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD03_02.

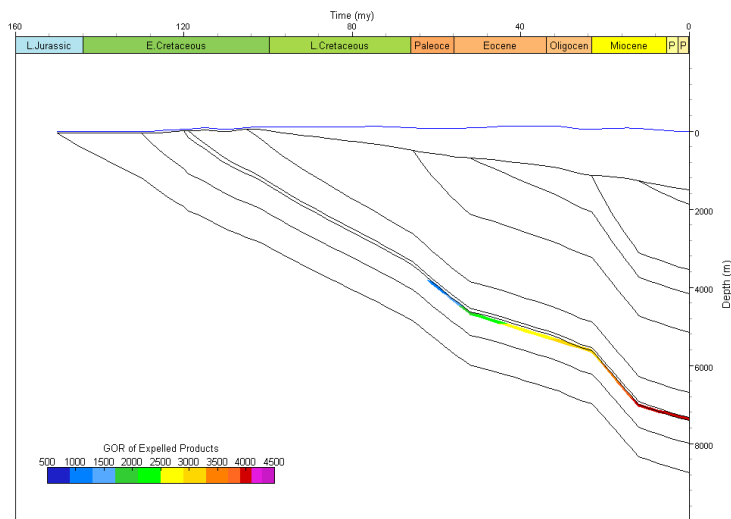


Figura 92. GOR do pseudopoço POD03_02.

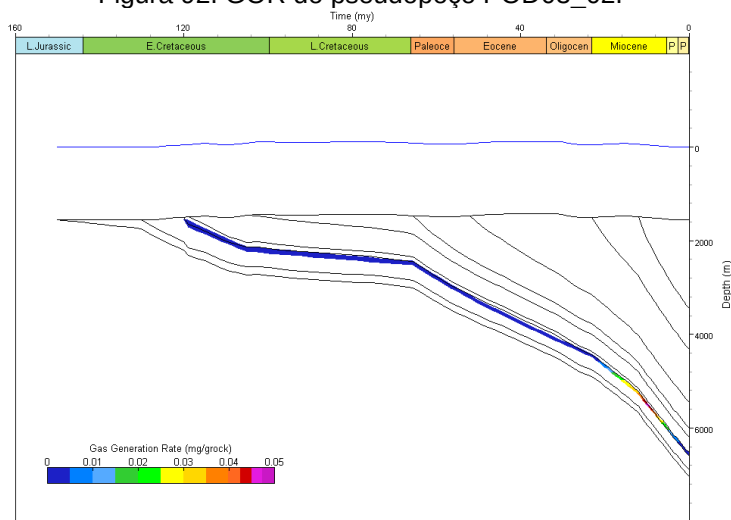


Figura 94. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_01.

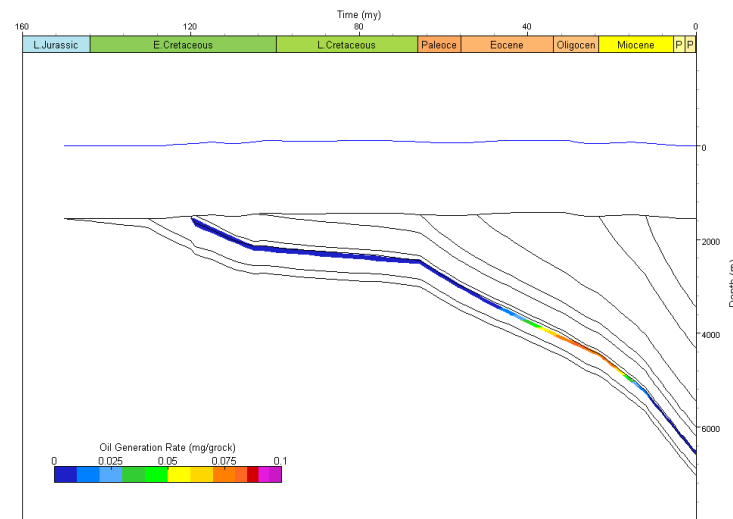


Figura 93. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_01.

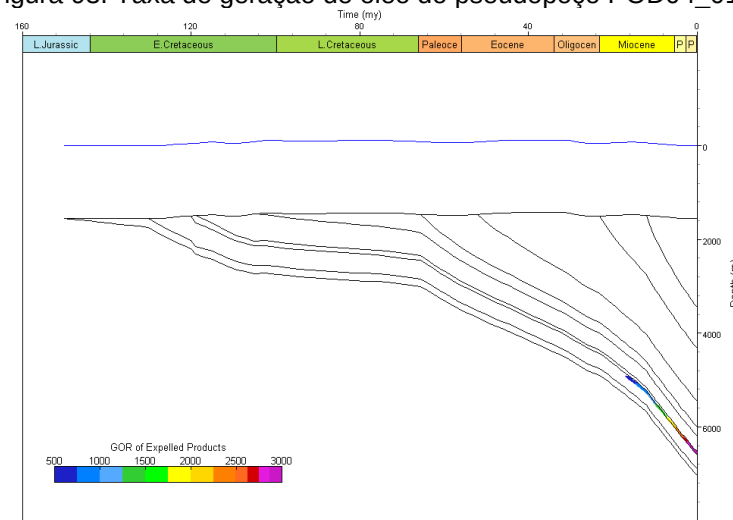


Figura 95. GOR do pseudopoço POD04_01.

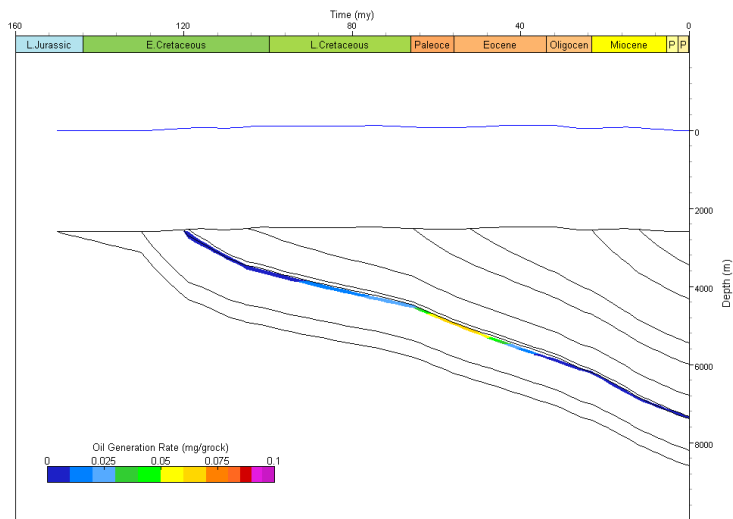


Figura 96. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_02.

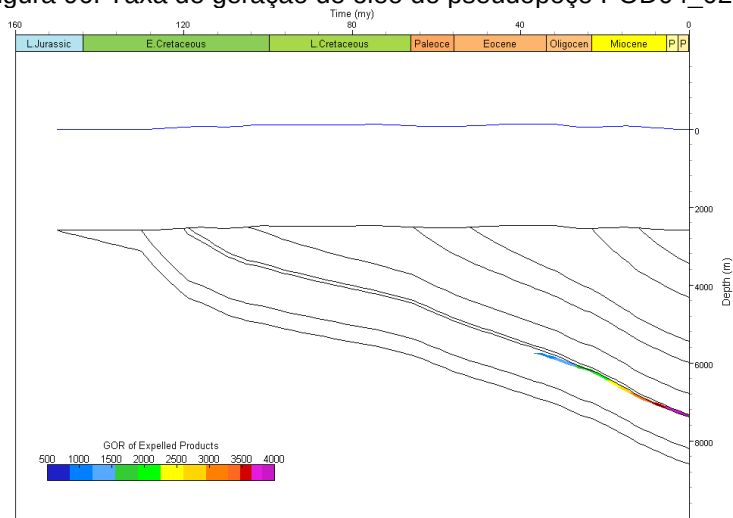


Figura 98. GOR do pseudopoço POD04_02.

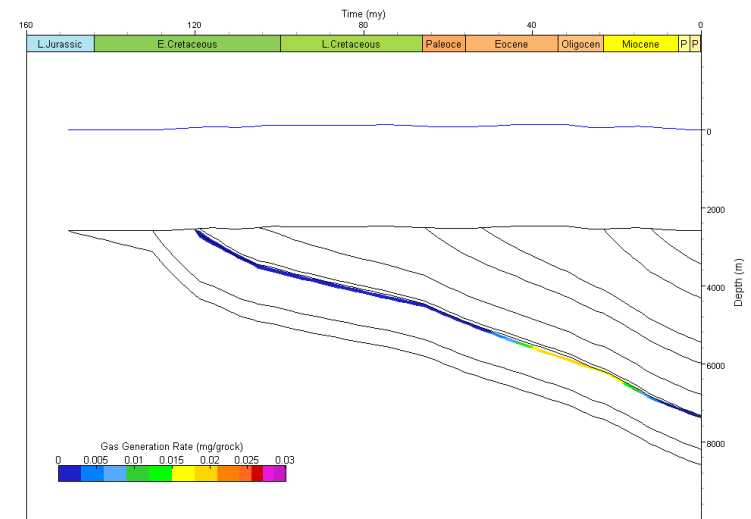


Figura 97. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_02.

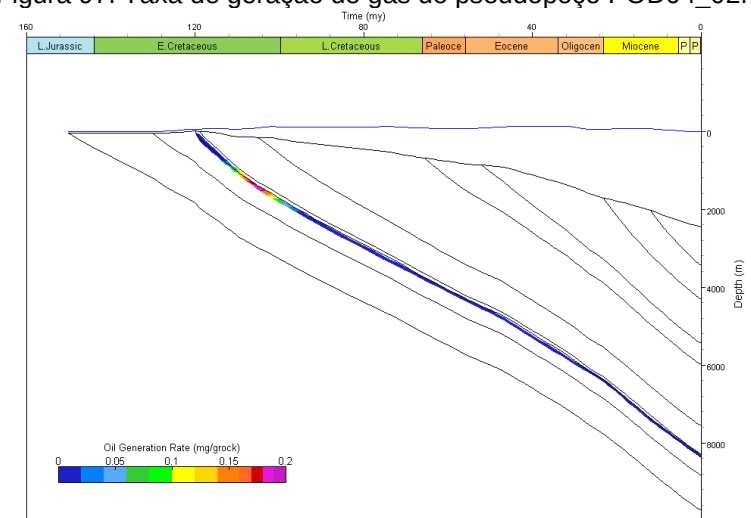


Figura 99. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_03.

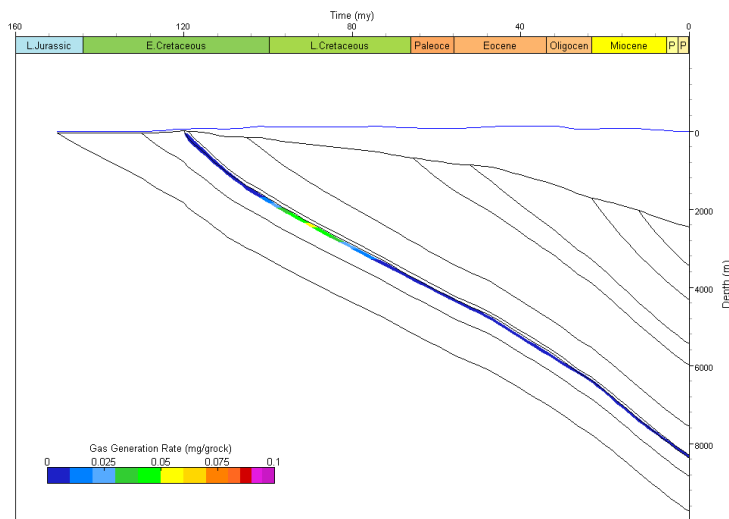


Figura 100. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_03.

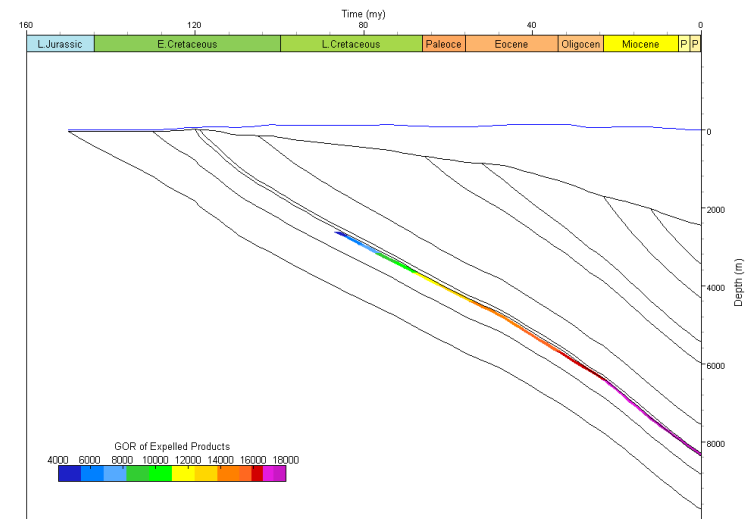


Figura 101. GOR do pseudopoço POD04_03.

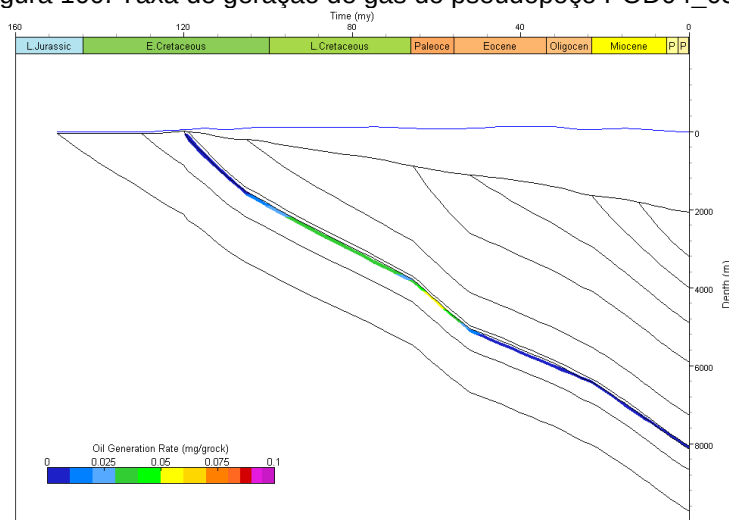


Figura 102. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_04.

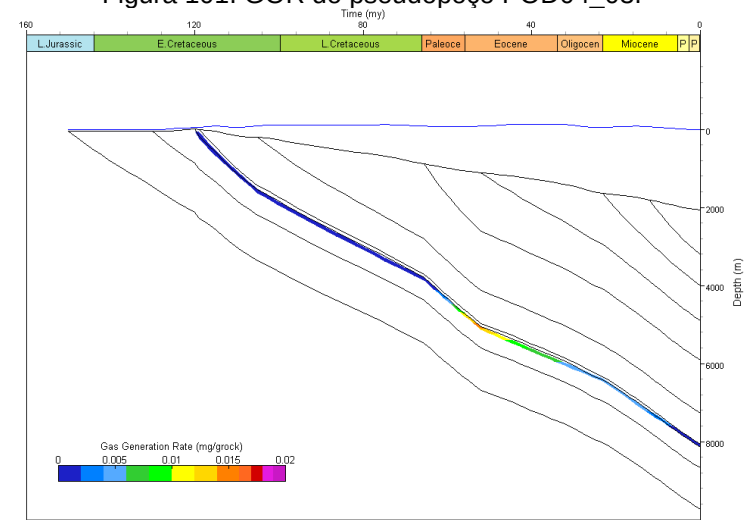


Figura 103. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_04.

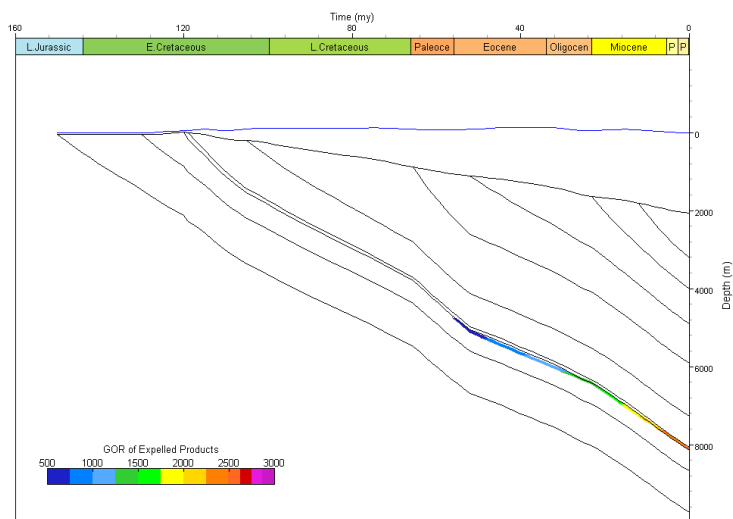


Figura 104. GOR do pseudopoço POD04_04.

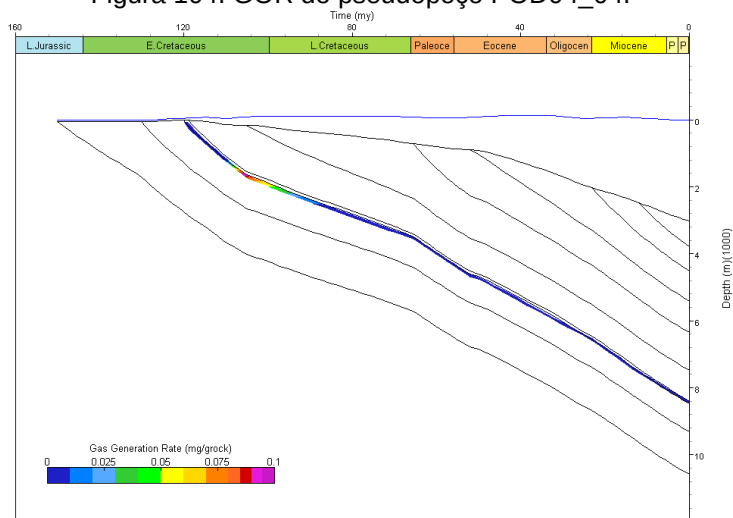


Figura 106. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_05.

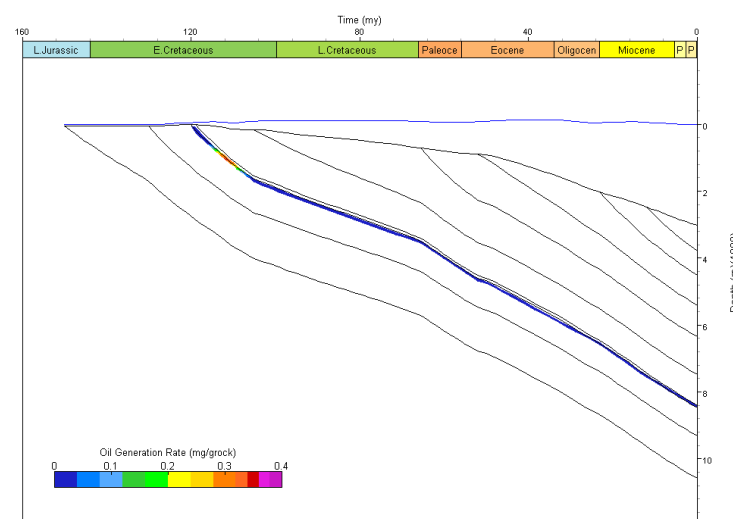


Figura 105. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_05.

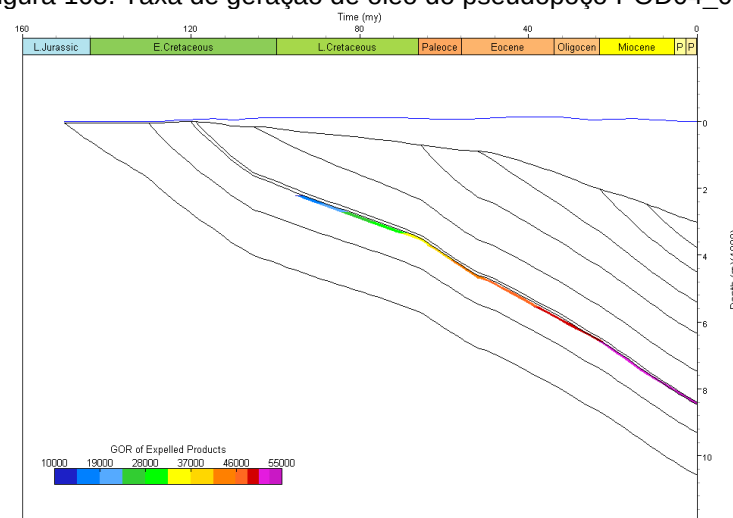


Figura 107. GOR do pseudopoço POD04_05.

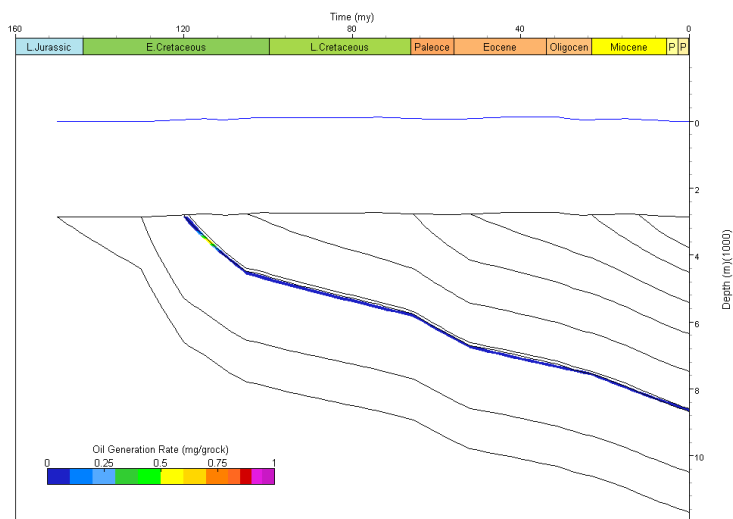


Figura 108. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_06.

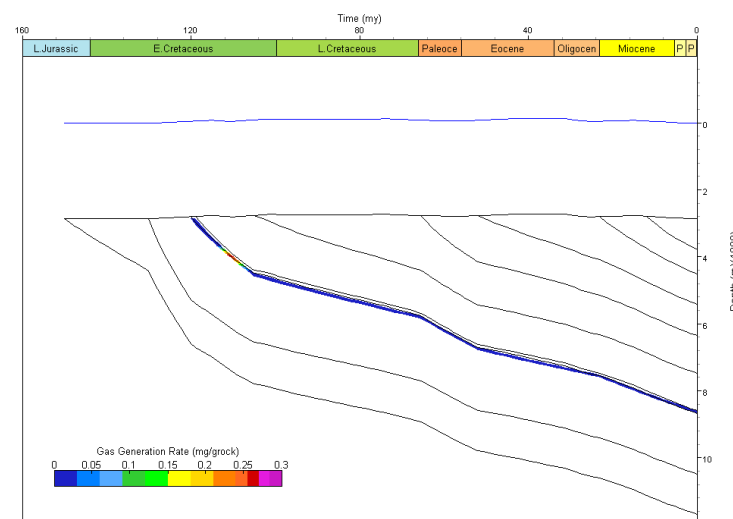


Figura 109. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_06.

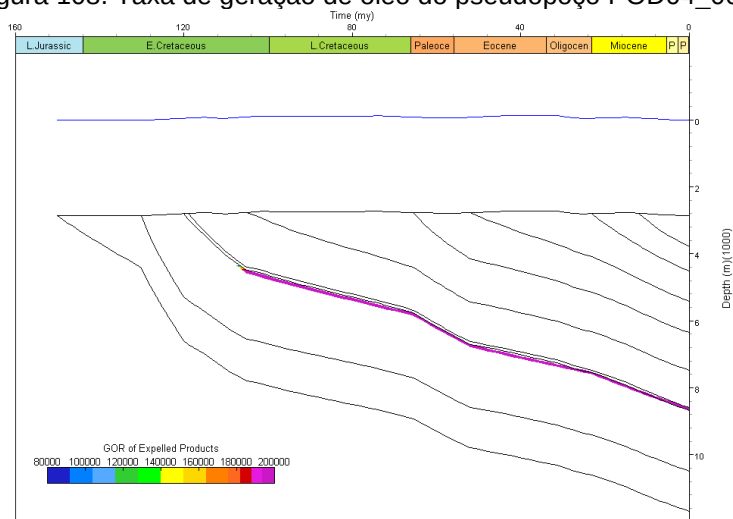


Figura 110. GOR do pseudopoço POD04_06.

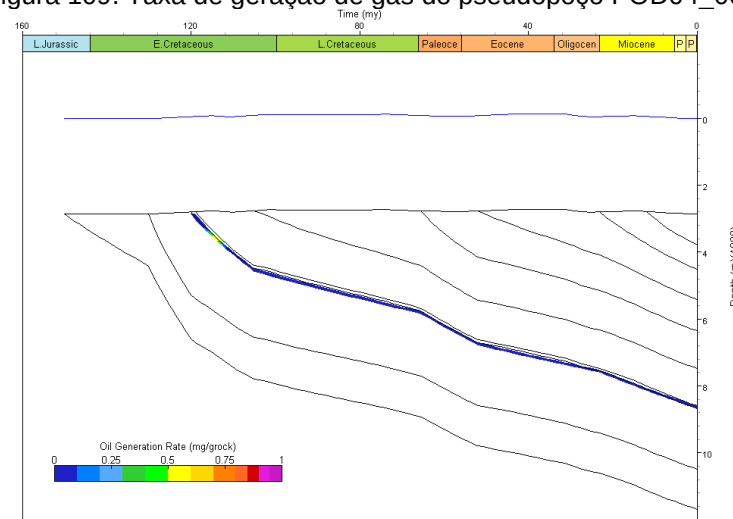


Figura 111. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_07.

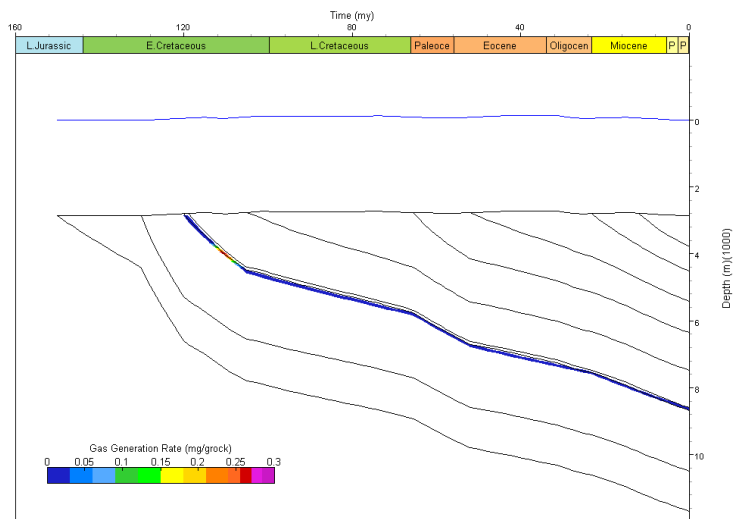


Figura 112. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_07.

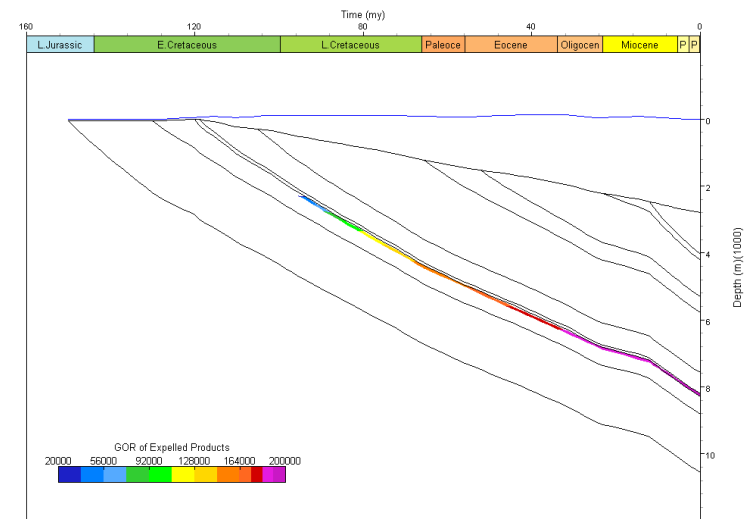


Figura 113. GOR do pseudopoço POD04_07.

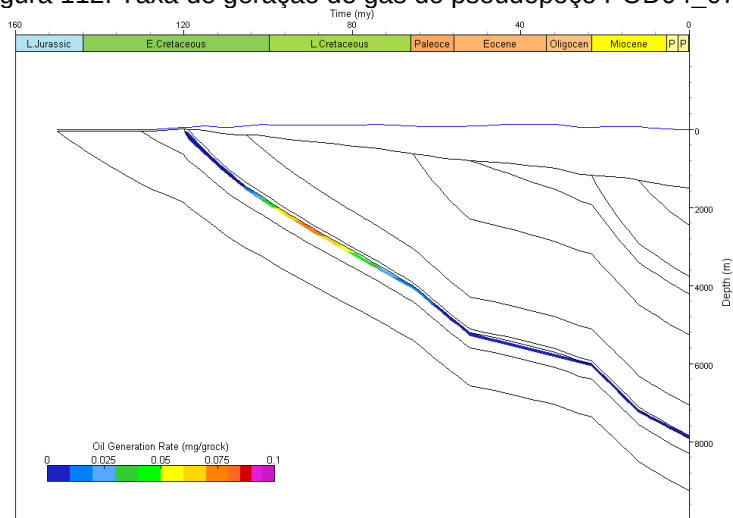


Figura 114. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_08.

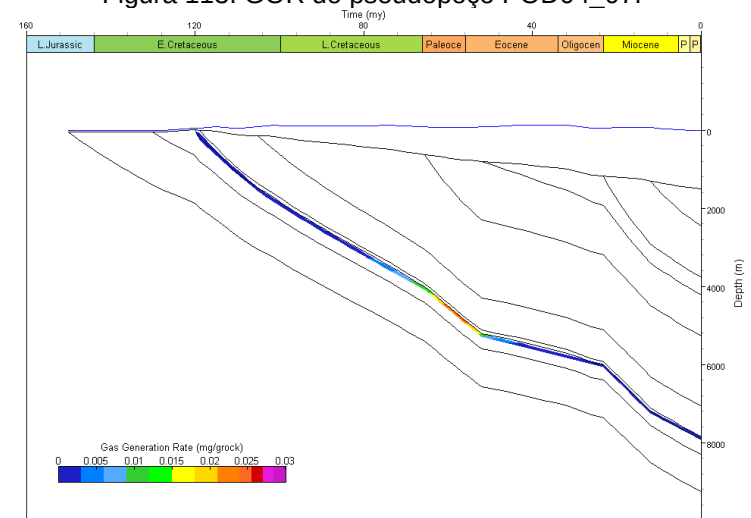


Figura 115. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_08.

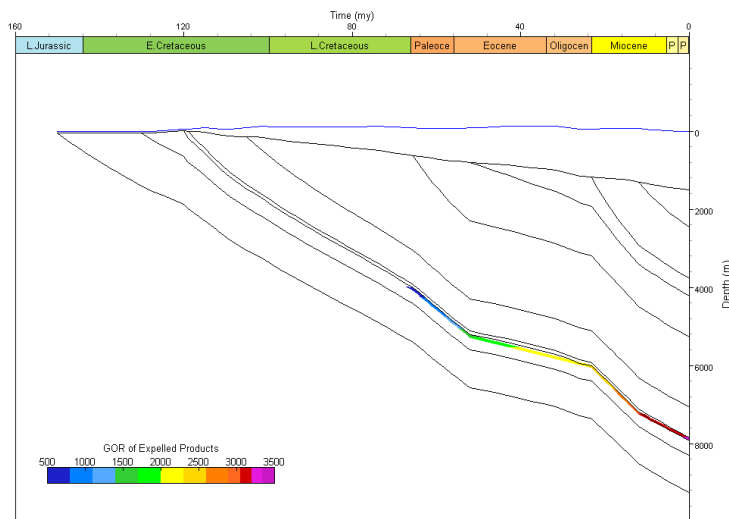


Figura 116. GOR do pseudopoço POD04_08.

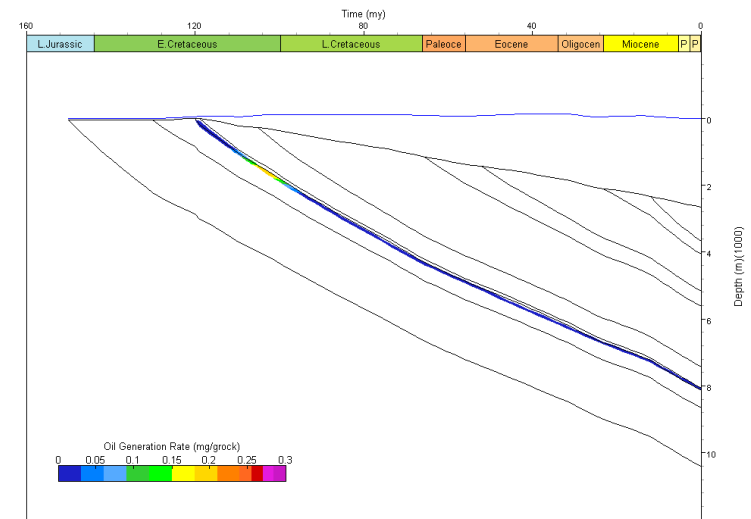


Figura 117. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_09.

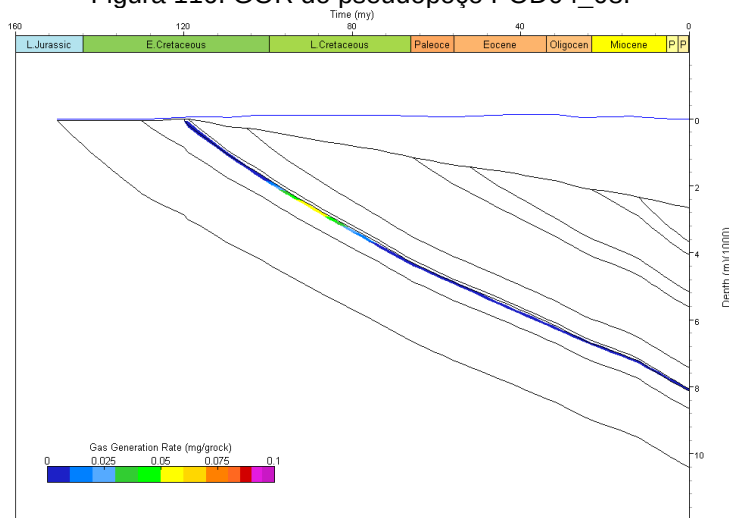


Figura 118. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_09.

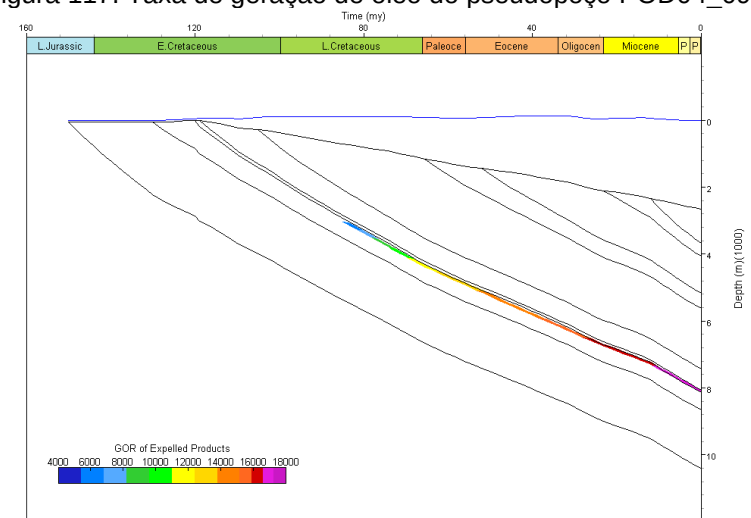


Figura 119. GOR do pseudopoço POD04_09.

ANEXO C – Figuras correspondentes aos gráficos dos pseudopoços para cenário com COT=2% e IH=400 (mg HC/ gCOT).

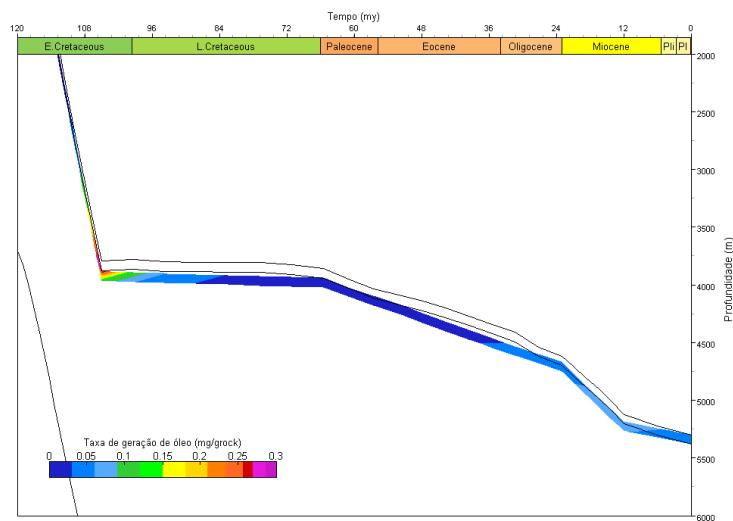


Figura 120. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD01_01.

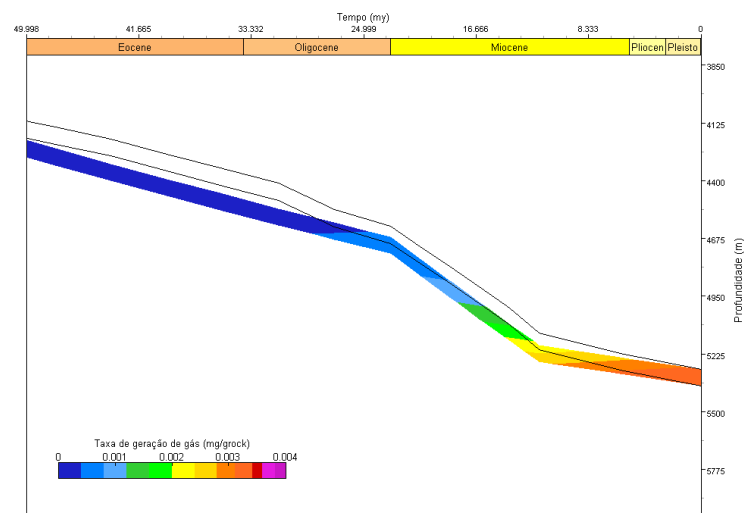


Figura 121. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD01_01.

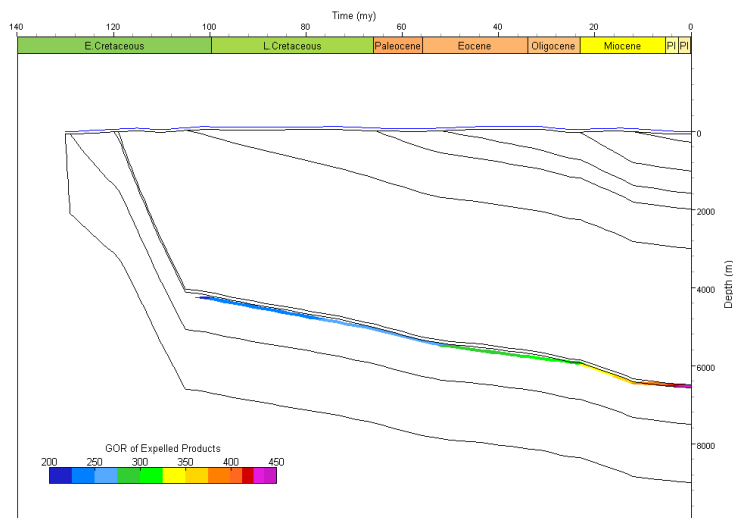


Figura 122. GOR do pseudopoço POD01_01.

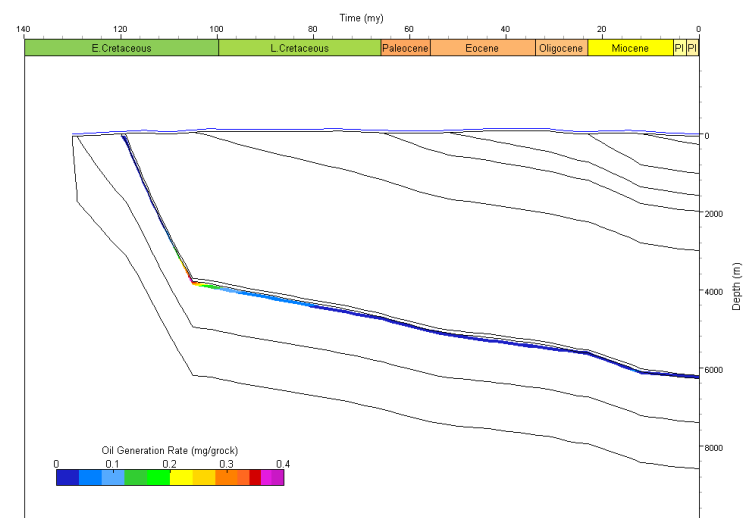


Figura 123. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD01_02.

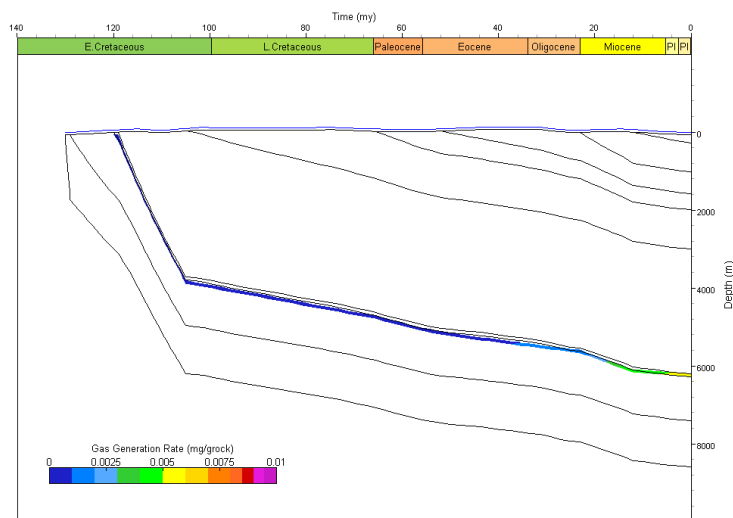


Figura 124. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD01_02.

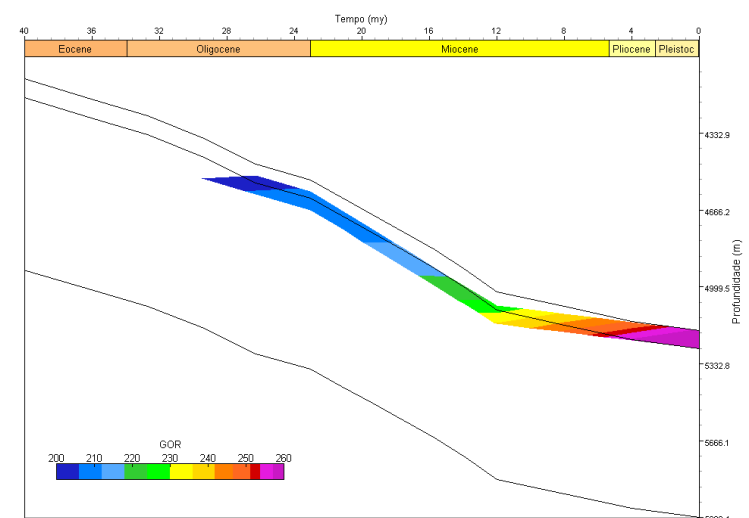


Figura 125. GOR do pseudopoço POD01_02.

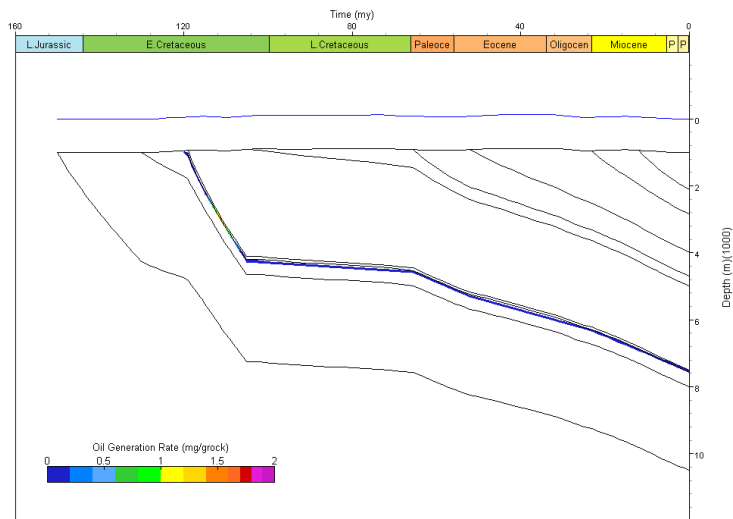


Figura 126. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_01.

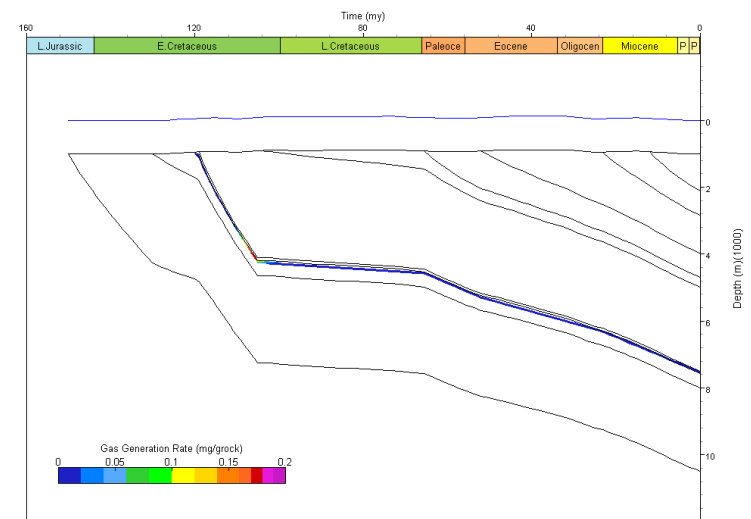


Figura 127. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_01.

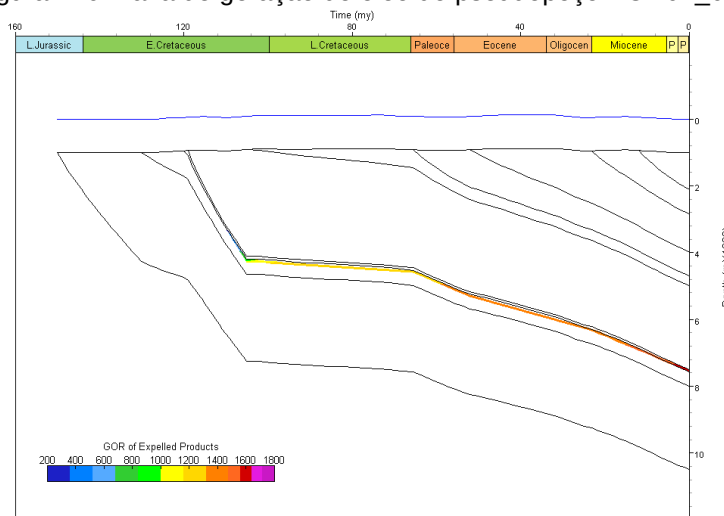


Figura 128. GOR do pseudopoço POD02_01.

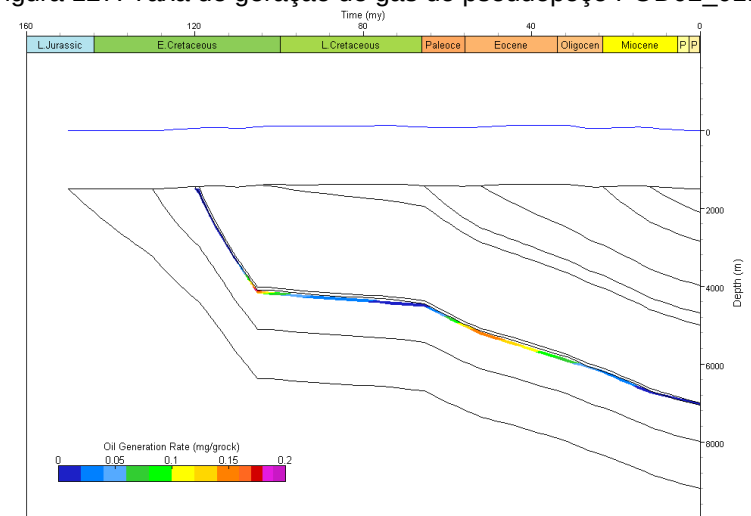


Figura 129. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_02.

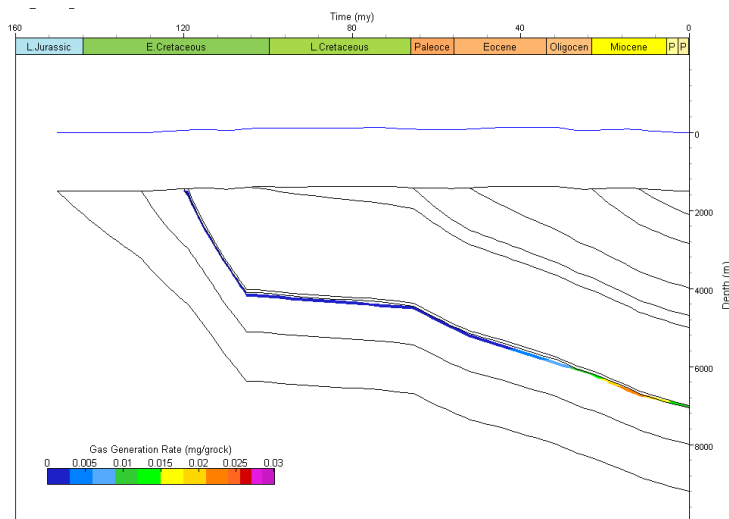


Figura 130. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_02.

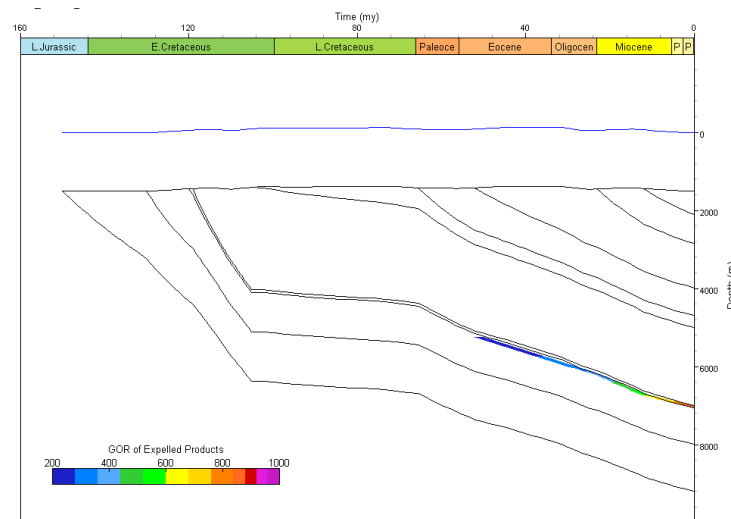


Figura 131. GOR do pseudopoço POD02_02.

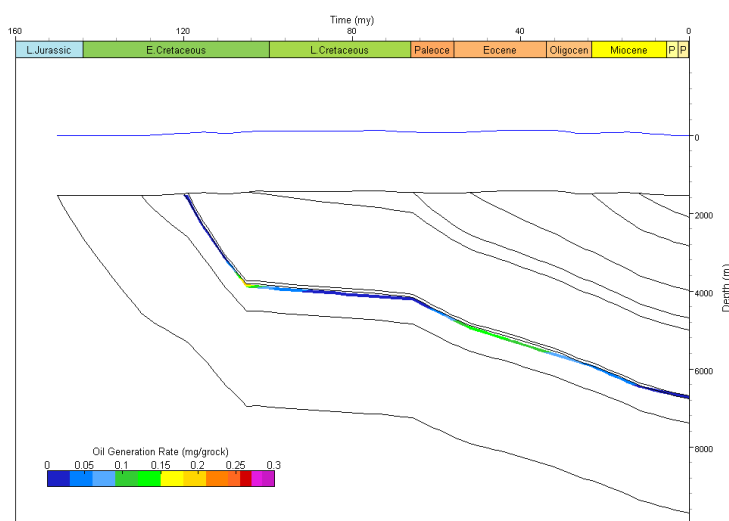


Figura 132. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD02_03.

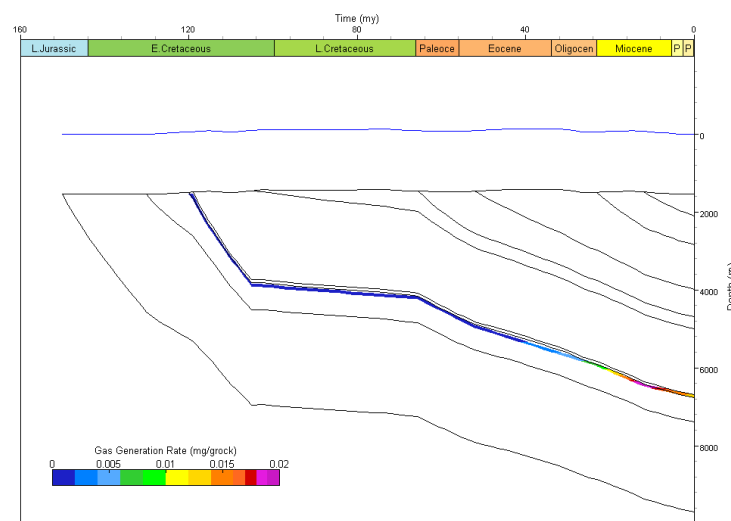


Figura 133. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD02_03.

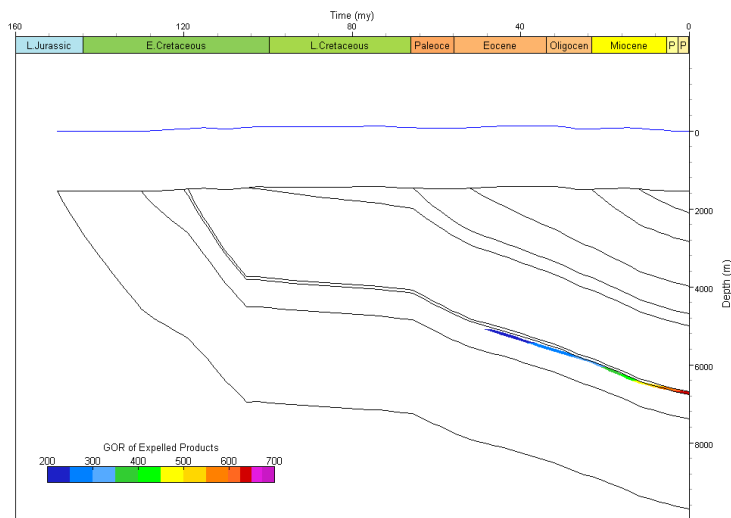


Figura 134. GOR do pseudopoço POD02_03.

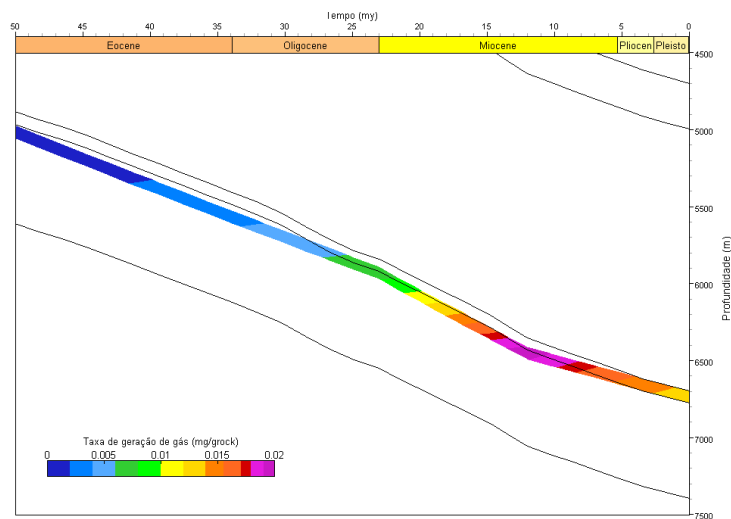


Figura 136. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD03_01.

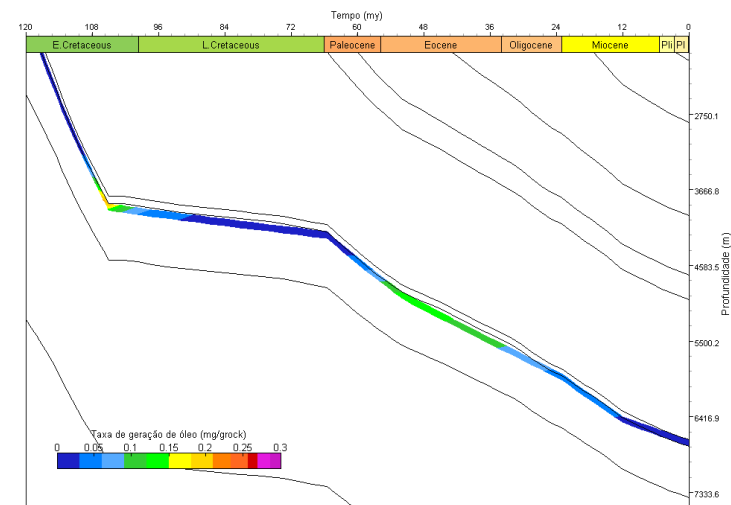


Figura 135. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD03_01.

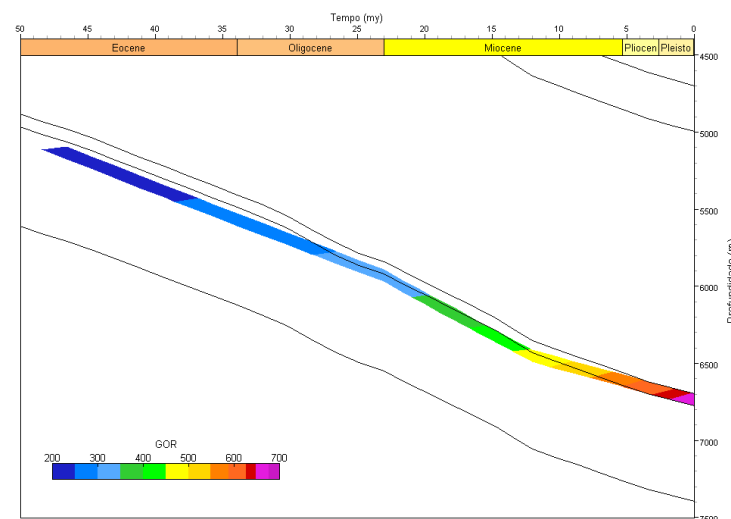


Figura 137. GOR do pseudopoço POD03_01.

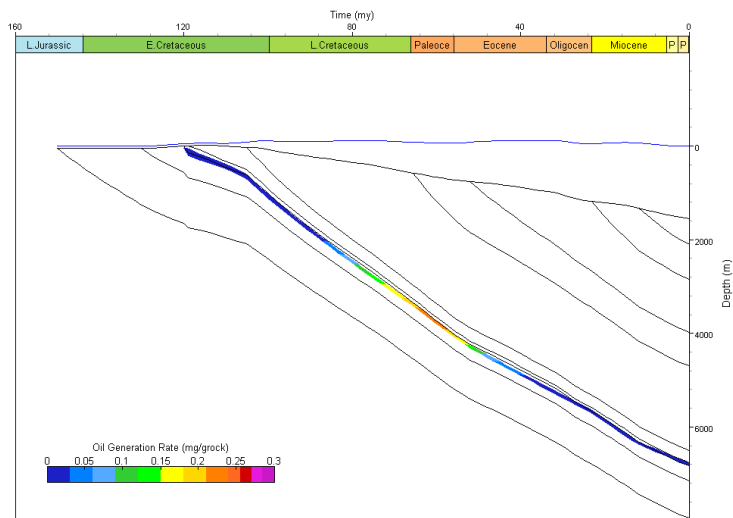


Figura 138. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD03_02.

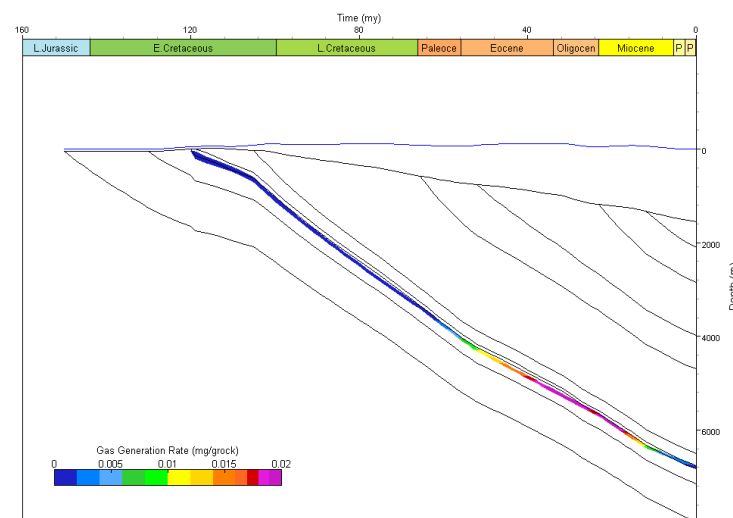


Figura 139. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD03_02.

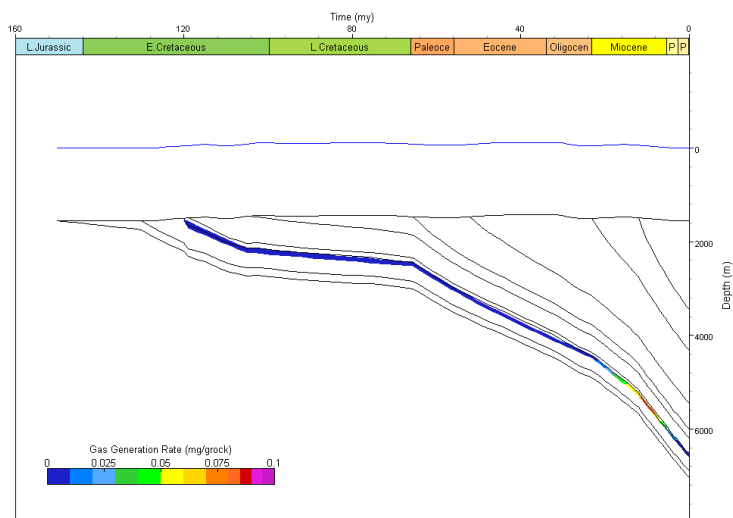


Figura 140. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_01.

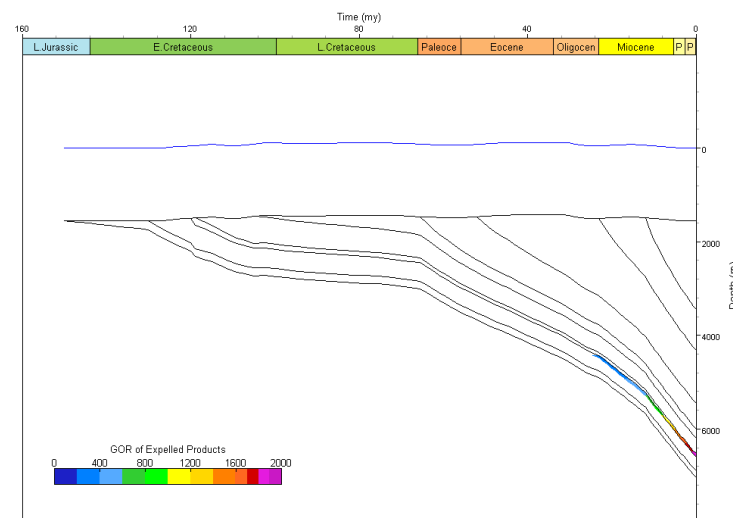


Figura 141. GOR do pseudopoço POD04_01.

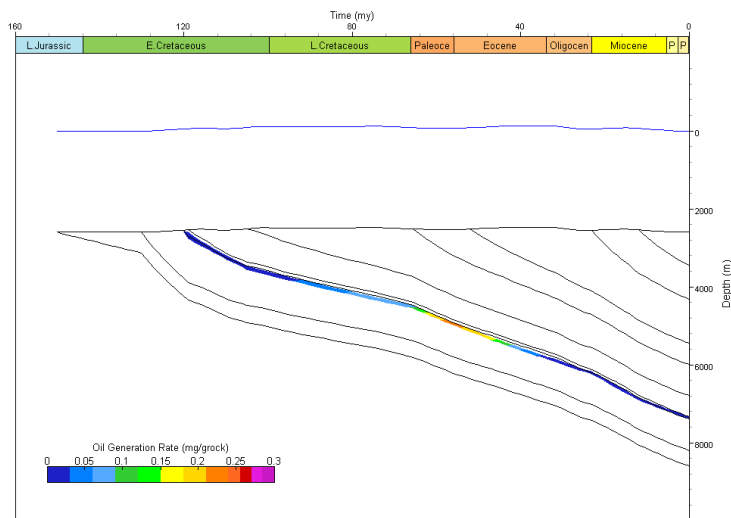


Figura 142. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_02.

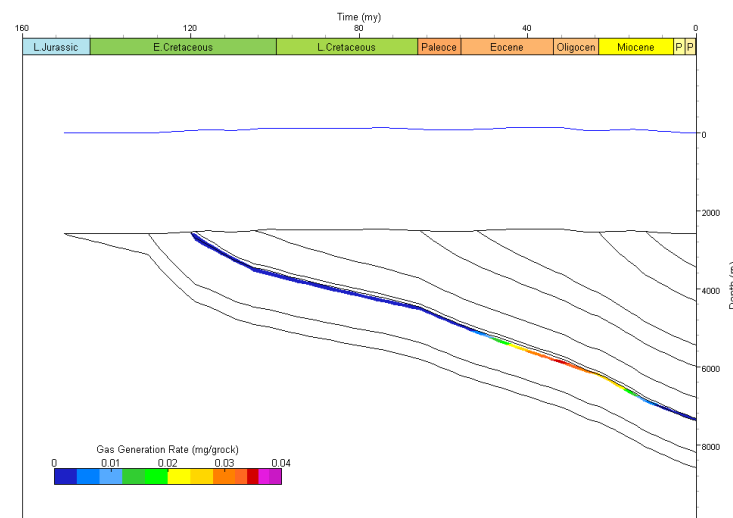


Figura 143. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_02.

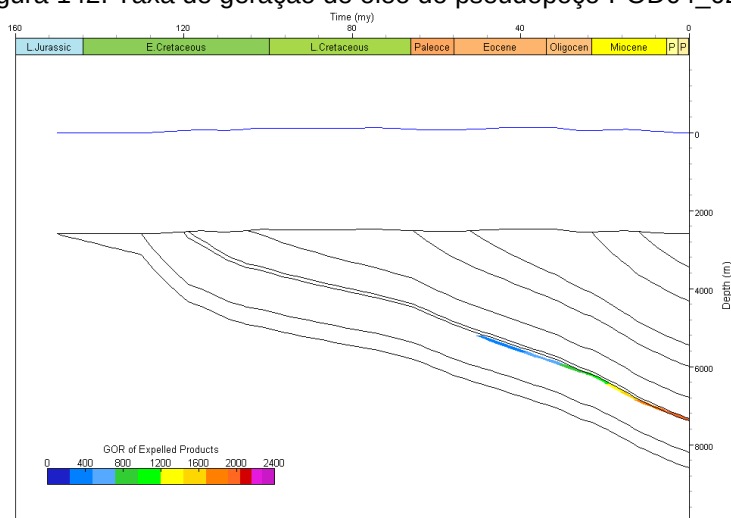


Figura 144. GOR do pseudopoço POD04_02.

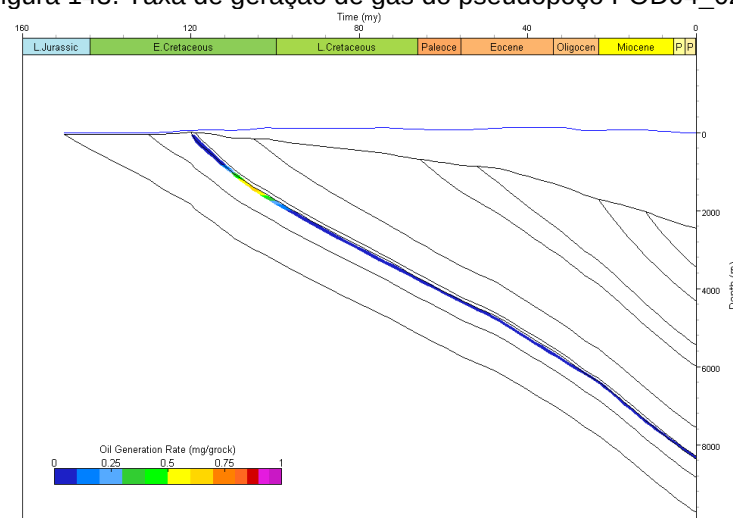


Figura 145. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_03.

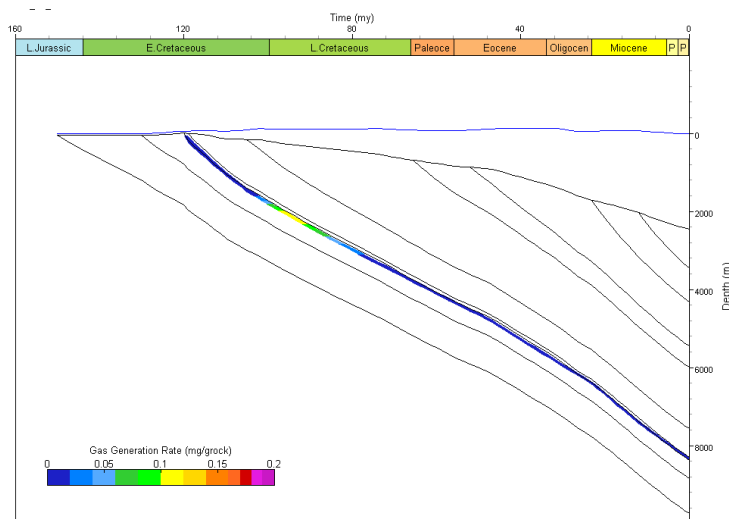


Figura 146. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_03.

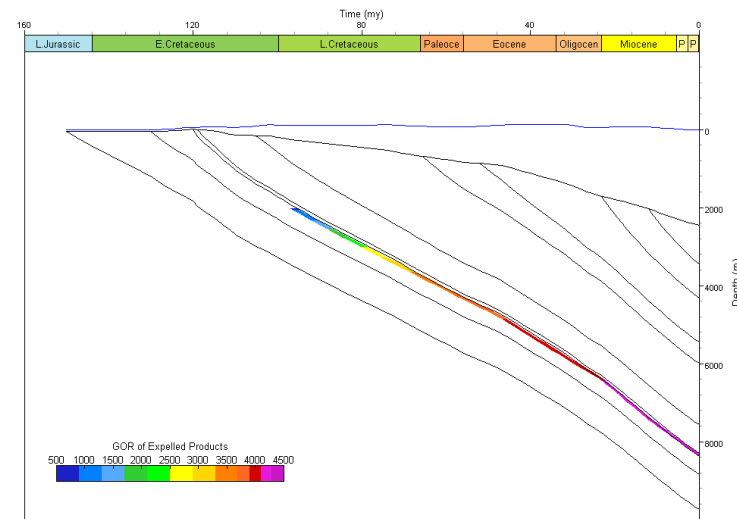


Figura 147. GOR do pseudopoço POD04_03.

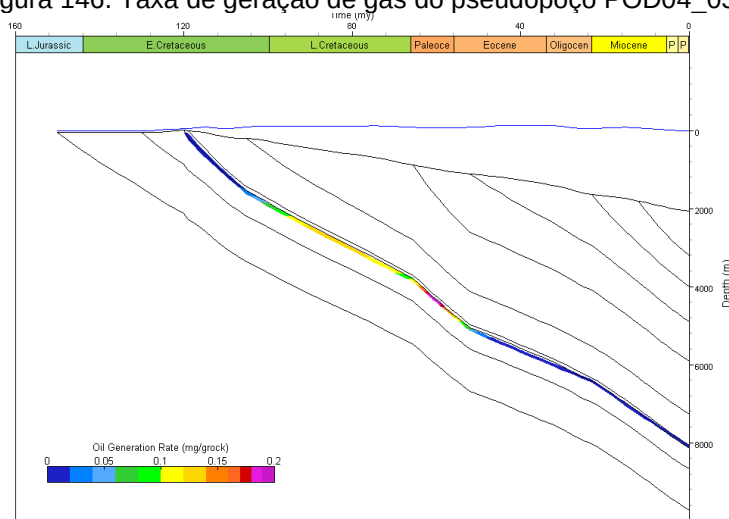


Figura 148. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_04.

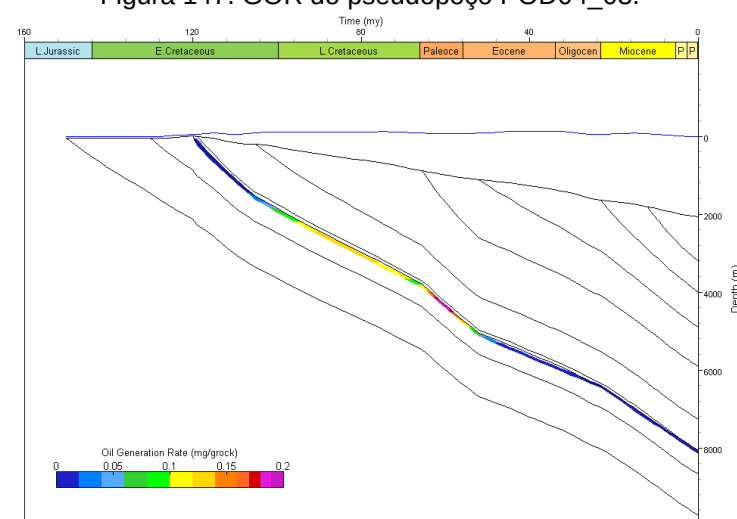


Figura 149. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_04.

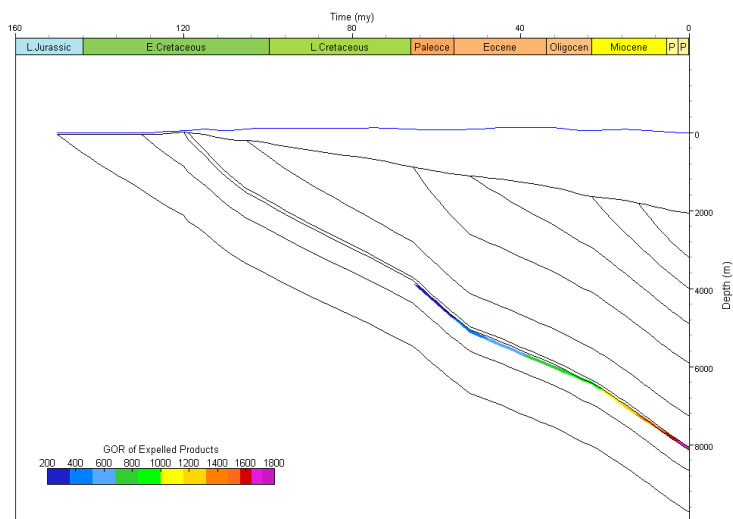


Figura 150. GOR do pseudopoço POD04_04.

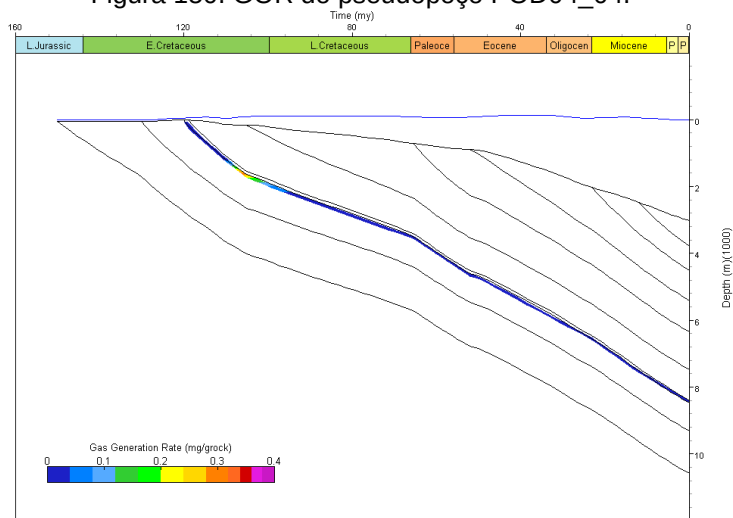


Figura 152. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_05.

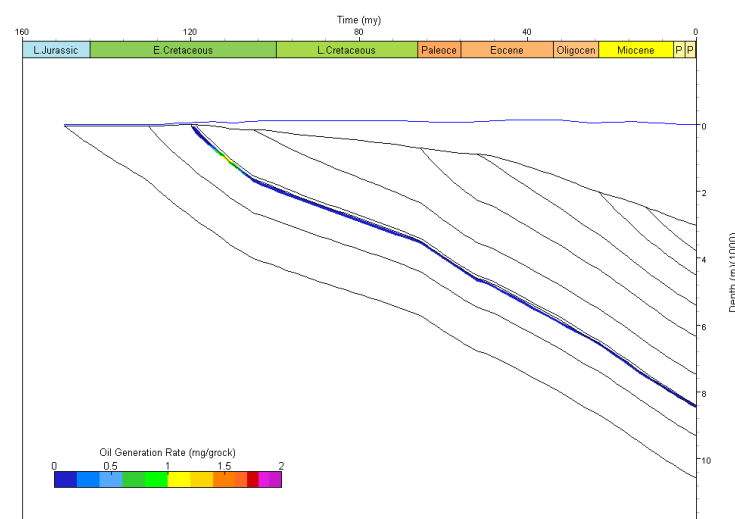


Figura 151. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_05.

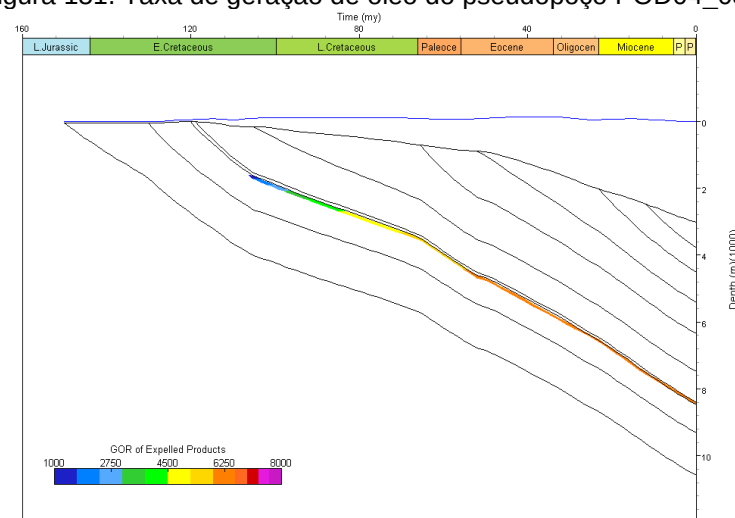


Figura 153. GOR do pseudopoço POD04_05.

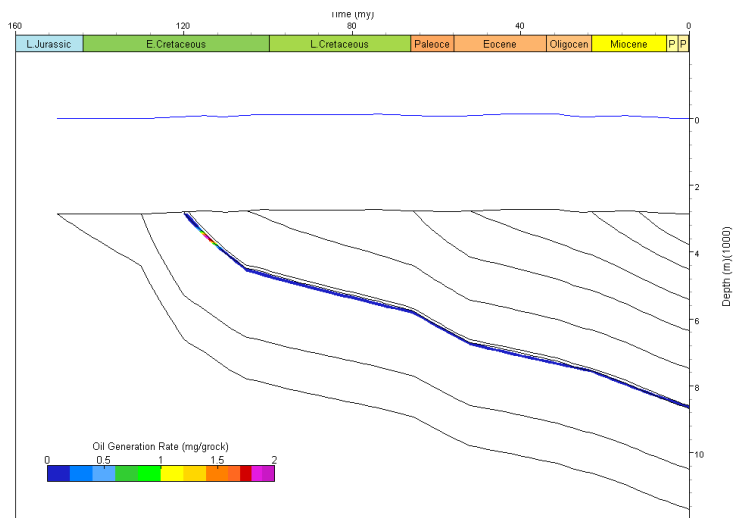


Figura 154. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_06.

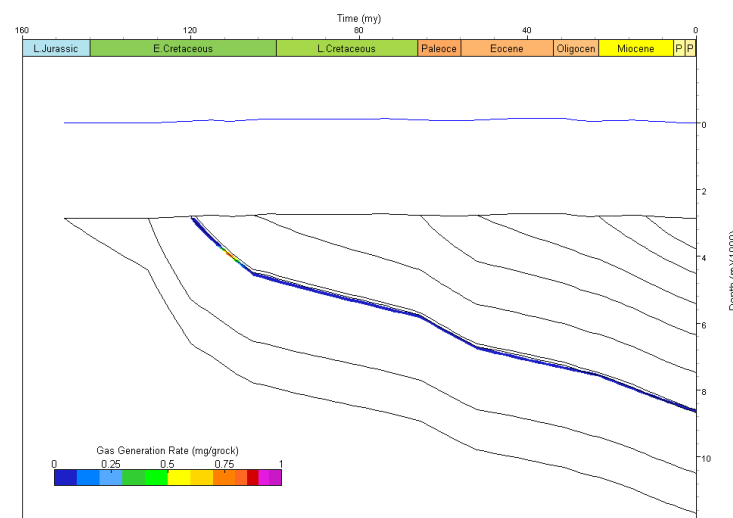


Figura 155. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_06.

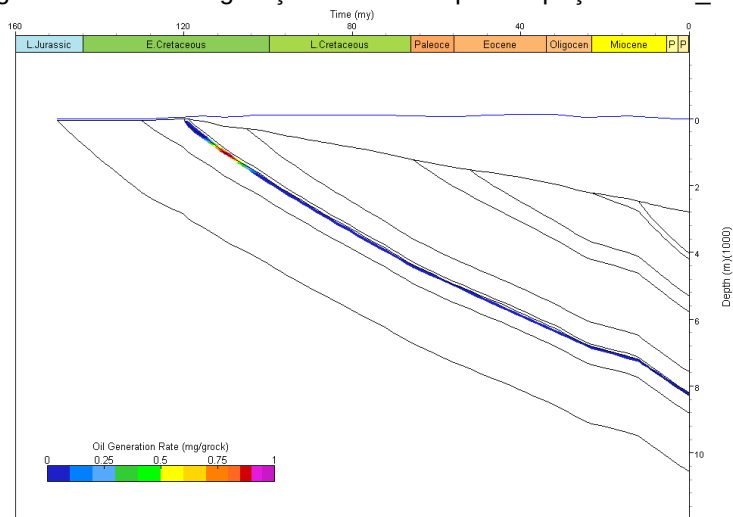


Figura 156. GOR do pseudopoço POD04_06.

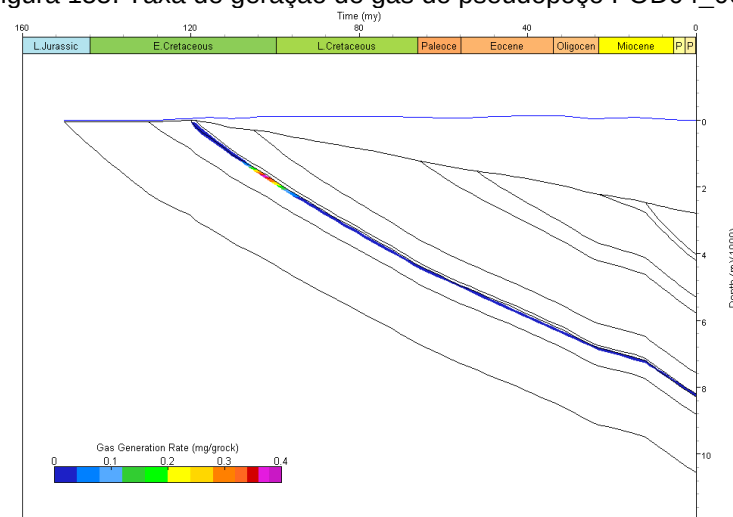


Figura 157. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_07.

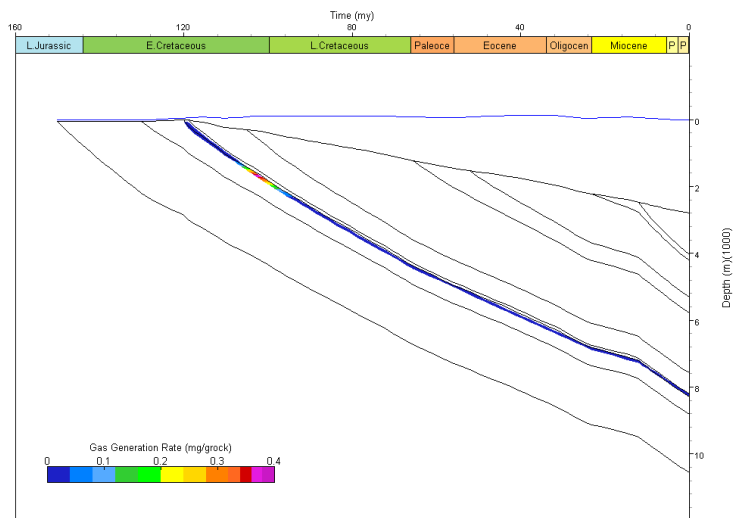


Figura 158. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_07.

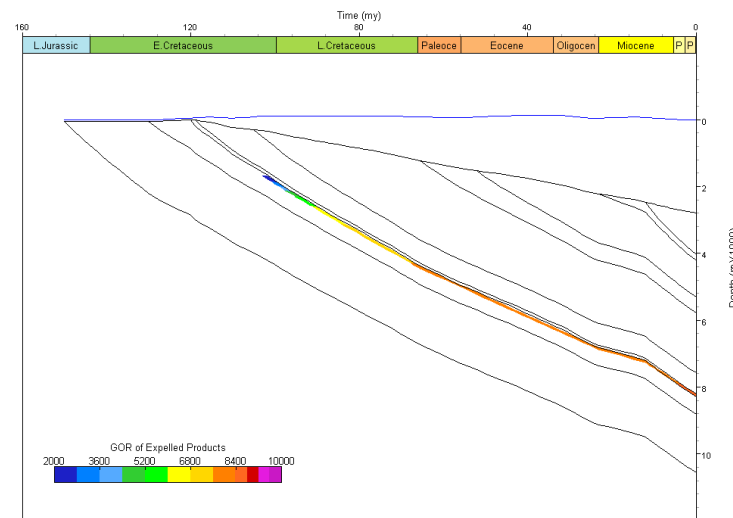


Figura 159. GOR do pseudopoço POD04_07.

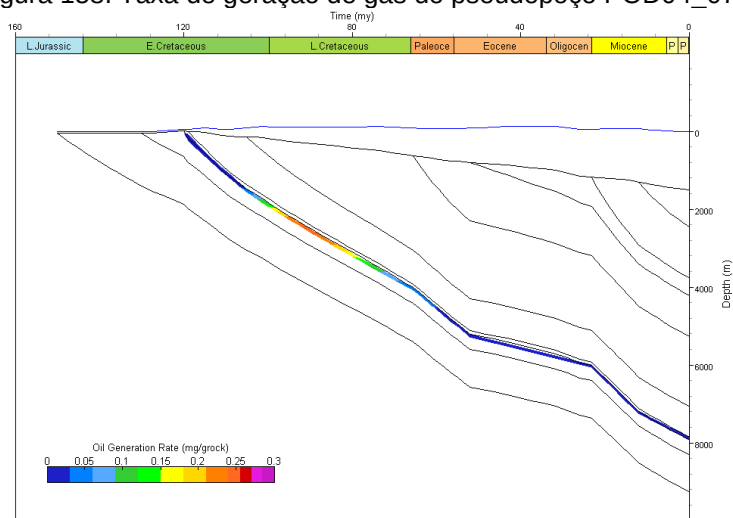


Figura 160. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_08.

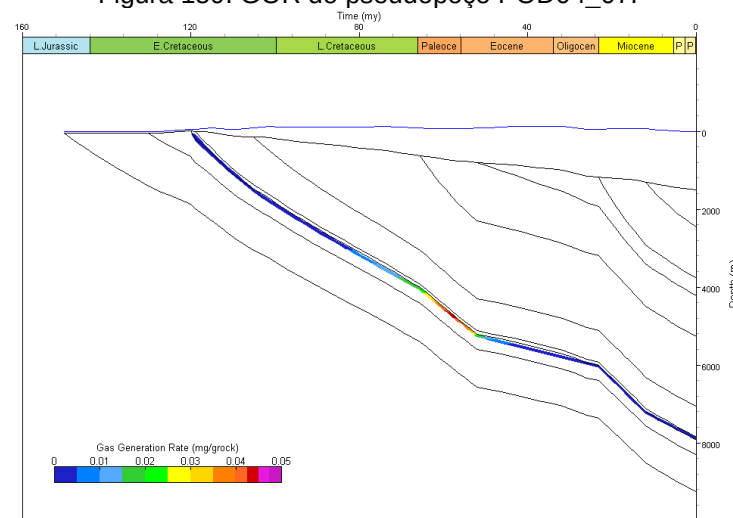


Figura 161. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_08.

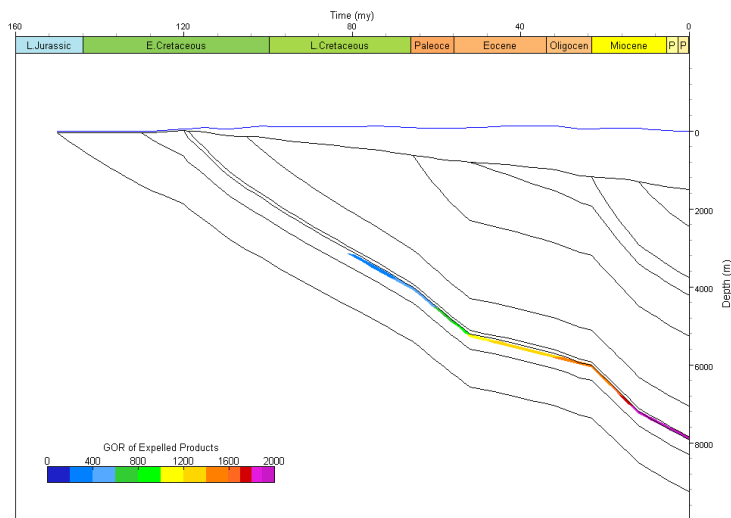


Figura 162. GOR do pseudopoço POD04_08.

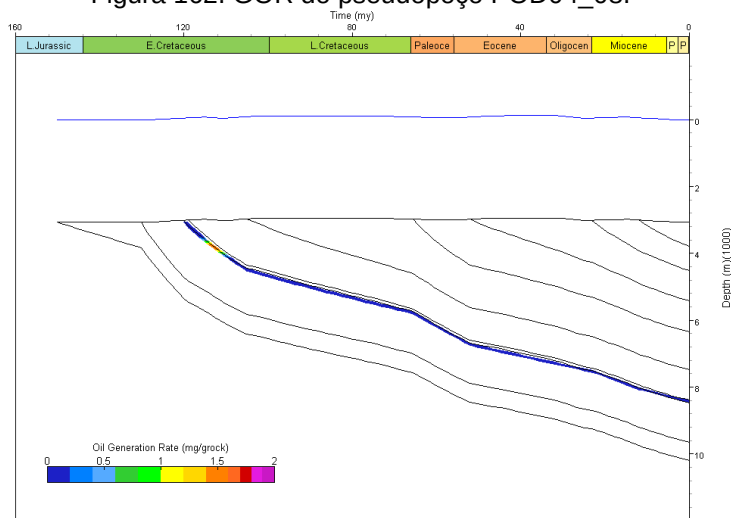


Figura 164. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_10.

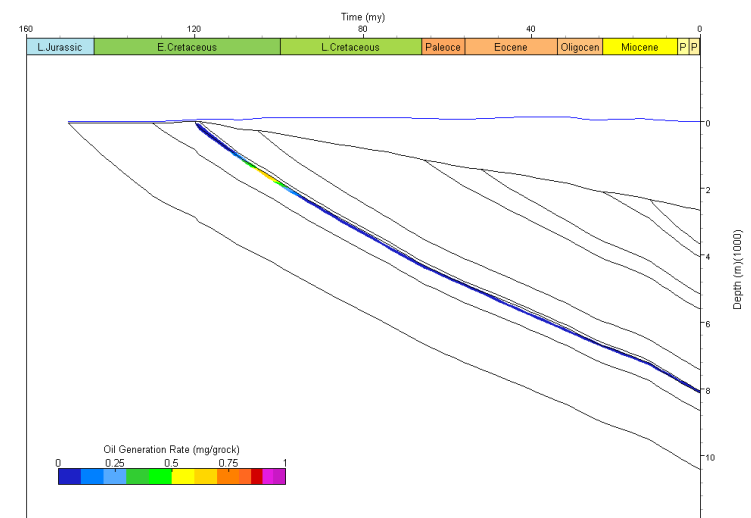


Figura 163. Taxa de geração de óleo do pseudopoço POD04_09.

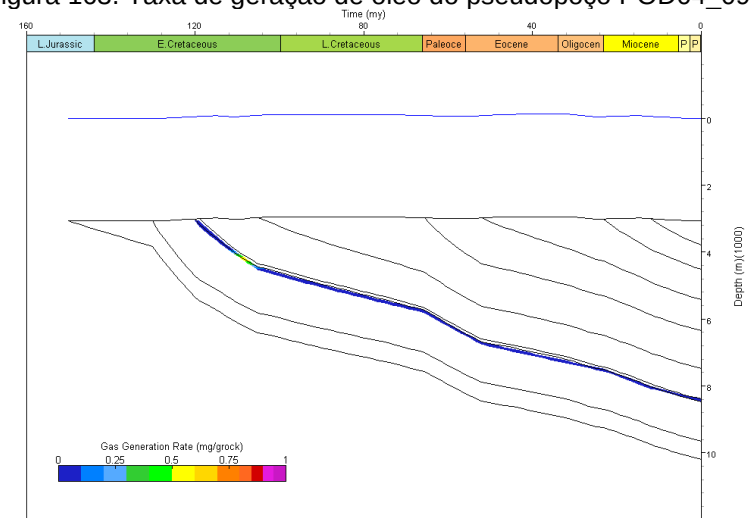


Figura 165. Taxa de geração de gás do pseudopoço POD04_10.

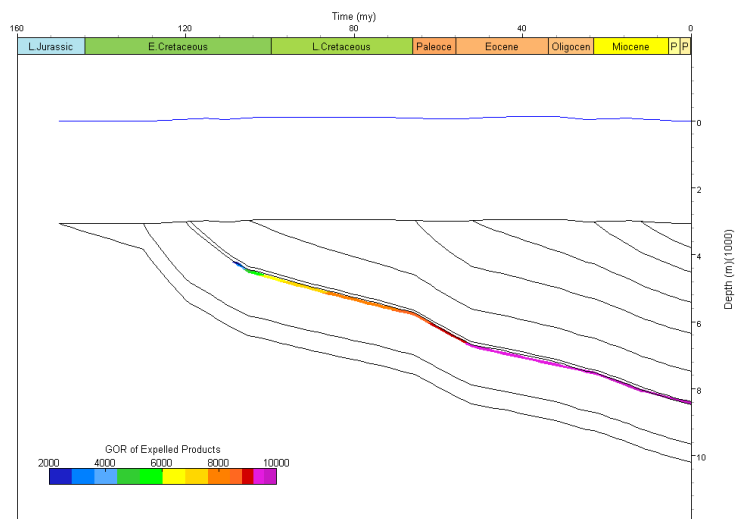


Figura 166. GOR do pseudopoço POD04_10.