UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Aplicação de inclusões fluidas à reconstrução da história de
migração de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar, RN**

André Luiz Silva Pestilho

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Lena Virgínia Soares Monteiro

Coorientador: Dr. Eugênio Vaz dos Santos Neto

Tese de doutoramento

Programa de Pós-Graduação em Geociências

(Recursos Minerais e Hidrogeologia)

São Paulo

2018

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Aplicação de inclusões fluidas à reconstrução da história de
migração de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar, RN**

André Luiz Silva Pestilho

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Lena Virgínia Soares Monteiro

Coorientador: Dr. Eugênio Vaz dos Santos Neto

Tese de doutoramento

Comissão julgadora

Prof. Dr. André Oliveira Sawakuchi

Prof. Dr. Francisco Javier Rios

Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho

Prof. Dr. René Rodrigues

São Paulo

2018

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Pestilho, André Luiz Silva

Aplicação de inclusões fluidas à reconstrução da história de migração de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar, RN / André Luiz Silva Pestilho; orientadora Lena Virgínia Soares Monteiro; coorientador Eugênio Vaz dos Santos Neto. -- São Paulo, 2018.
521 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2018.

1. Geologia do Petróleo. 2. Inclusões Fluidas. 3. Geoquímica Orgânica. 4. Bacia Potiguar. 5. Análise de Fácies e Diagênese. I. Monteiro, Lena Virgínia Soares, orient. II. Santos Neto, Eugênio Vaz dos, coorient. III. Título.

“The only way to have real success in science, the field I’m familiar with, is to describe the evidence very carefully without regard to the way you feel it should be. If you have a theory, you must try to explain what’s good and what’s bad about it equally. In science, you learn a kind of standard integrity and honesty.”

– Richard Phillips Feynman (1918 – 1988)

What Do You Care What Other People Think?

p. 217-218. 1988.

*Dedico esta tese à minha mãe, Professora Inez Silva Pestilho,
pelo apoio e amor nas horas difíceis.*

Resumo

As inclusões fluidas são valiosas fontes de informações na reconstrução da história de preenchimento de reservatórios por hidrocarbonetos e no entendimento da evolução das bacias sedimentares. Nesse estudo, as inclusões fluidas foram utilizadas com o objetivo de reconstruir a história diagenética e de migração dos hidrocarbonetos na Bacia Potiguar, uma importante província petrolífera situada no extremo leste da margem equatorial brasileira. Os métodos utilizados incluíram: análise faciológica, petrografia com epifluorescência sob luz ultravioleta, catodoluminescência, microscopia eletrônica de varredura, espectrofotometria de fluorescência do óleo sob luz ultravioleta, microscopia confocal de varredura a *laser*, análise geoquímica (biomarcadores) e modelagem de bacias unidimensional. Visando o estudo dos principais sistemas petrolíferos da bacia, quatro poços situados em quatro campos de petróleo maduros foram selecionados: (1) três campos em terra – Lorena (reservatório da Formação Pendência), Canto do Amaro e Baixa do Algodão (ambos tendo como reservatório a Formação Açu); (2) um campo em mar – o Campo de Ubarana (reservatório da Formação Açu e carbonatos da Formação Ponta do Mel).

Nos campos de Canto do Amaro e Baixa do Algodão, os resultados mostraram que a diagênese precoce associada ao intenso processo de infiltração de argilominerais nos arenitos fluviais da Formação Açu inibiu o processo de cimentação e a formação de inclusões de petróleo. Esse fenômeno inviabilizou o estudo da Formação Açu na porção terrestre para fins do entendimento da migração de petróleo. Em contraste, na área de Ubarana, o aprisionamento das inclusões de petróleo na Formação Açu ocorreu tardiamente na história diagenética, com o aprisionamento das inclusões de petróleo em microfraturas curadas nos conglomerados de leques submarinos. Na Formação Ponta do Mel, as inclusões de petróleo foram aprisionadas, durante a mesodiagênese, em dolomita em sela em veios tardios, que cortam os carbonatos plataformais rasos. No campo de Lorena, o aprisionamento das inclusões fluidas de petróleo nos hiperpicnitos arcóseos da Formação Pendência ocorreu durante a mesodiagênese, em concomitância com a cimentação de albita e quartzo diagenético.

As análises dos espectros de fluorescência das inclusões de petróleo mostraram que as inclusões de petróleo dos campos de Lorena e Ubarana apresentam diferentes valores de grau API, variada composição em termos de saturados, aromáticos, resinas e asfaltenos, além de não apresentarem evidência de biodegradação. Os espectros de fluorescência sugerem que múltiplos pulsos de

migração foram registrados pelas inclusões de petróleo das formações Pendência e Ponta do Mel, enquanto que as inclusões de petróleo da Formação Açú registraram um pulso migratório homogêneo. As análises de biomarcadores mostraram que os óleos das inclusões fluidas da Formação Pendência são correlatos aos óleos lacustres do Graben de Umbuzeiro, ao passo que o óleo das inclusões fluidas da Formação Açú é correlato aos óleos mistos (gerados a partir de querogênios marinho e lacustre) presentes na zona de charneira de Areia Branca, gerados pela Formação Alagamar. No entanto, o óleo das inclusões fluidas da Formação Ponta do Mel possui características de fácies lacustres da Formação Alagamar (Membro Upanema). A ausência de óleos mistos nas inclusões da Formação Ponta do Mel sugere a entrada inicial de um óleo lacustre pelas fraturas dos carbonatos antes do preenchimento do Campo de Ubarana por óleos mistos.

Os dados microtermométricos, de microscopia confocal de varredura a *laser* e de modelagem de bacias sugerem que o preenchimento inicial do reservatório de Lorena ocorreu durante a fase final do estágio rifte na área do Gráben de Umbuzeiro (entre o Barremiano e o Aptiano Tardio; *ca.* 129–124 Ma) com temperatura entre 62,7 e 80,6 °C e pressão entre 11,0 e 16,8 MPa. No Campo de Ubarana, fluidos hidrotermais migraram em conjunto com o petróleo durante o estágio inicial de preenchimento do reservatório. As modas das temperaturas de homogeneização total ($T_{h(LV \rightarrow L)moda}$) para as formações Açú ($T_{h(LV \rightarrow L)moda} = 124\text{--}128$ °C) e Ponta do Mel ($T_{h(LV \rightarrow L)moda} = 115\text{--}130$ °C) são mais altas do que as temperaturas do reservatório, tanto no passado como atualmente (temperatura atual extrapolada no reservatório = 110 °C). O modelamento isocórico das inclusões fluidas hospedadas em dolomita em sela da Formação Ponta do Mel sugere que o aprisionamento das inclusões ocorreu com temperatura entre 128,9 e 133,1 °C e pressão entre 10,6 e 12,9 MPa. Ainda com relação as inclusões hospedadas em dolomita em sela, os dados de temperatura e salinidade (intervalo modal entre 16 e 20 % em massa equivalente em NaCl+CaCl₂) são similares aos de inclusões fluidas aprisionadas em minerais hidrotermais presentes em depósitos de Pb-Zn do tipo Mississippi Valley. Por fim, dado que as inclusões fluidas do Campo de Ubarana foram aprisionadas sob um regime de sobpressão e que o evento Magmático Macau (*ca.* 48–8,8 Ma) pode ter sido responsável por colocar as rochas geradoras da Formação Alagamar na janela de geração, o sistema hidrotermal no Campo de Ubarana é proposto como um sistema originado devido ao processo de movimentação das falhas em associação ao evento magmático regional.

APPLICATION OF FLUID INCLUSIONS IN THE RECONSTRUCTION OF THE HYDROCARBON MIGRATION HISTORY IN THE POTIGUAR BASIN, RN

Abstract

Fluid inclusions are an invaluable source of information in the reconstruction of the reservoir hydrocarbon filling history and in the understanding of sedimentary basin evolution. In this study, fluid inclusions were used with the primary aim of unravelling the diagenetic and hydrocarbon migration history in the Potiguar Basin which is an important petroliferous province located in the easternmost section of the Brazilian equatorial margin. Applied methods included facies analysis, ultraviolet epifluorescence petrography, cathodoluminescence and scanning electron microscopy, ultraviolet fluorescence spectrophotometry of petroleum inclusions, confocal scanning laser microscopy, organic geochemistry (biomarkers) analysis and unidimensional basin modeling. Aiming to study the main petroleum systems in this basin, a total of four wells located in four oilfields were chosen: (1) three onshore – Lorena (reservoir: Pendência Formation), Canto do Amaro and Baixa do Algodão (reservoir: Açu Formation); (2) one offshore – Ubarana Oilfield (reservoir: Açu Formation; and the adjacent carbonates from the Ponta do Mel Formation).

The results indicated that the pervasive clay infiltration in the Açu Formation fluvial sandstones during the eodiagenesis inhibited the cementation and petroleum inclusion formation in the Canto do Amaro and Baixa do Algodão reservoirs. As a result, the use of fluid inclusions to understand petroleum migration was unfeasible in the onshore Açu Formation. In contrast, in the Ubarana area, petroleum inclusion entrapment in quartz pebble microcracks of the Açu Formation fan-delta conglomerates occurred during the late mesodiagenesis. In Ponta do Mel Formation shallow shelf carbonates, petroleum inclusions were entrapped in saddle dolomite veins during late mesodiagenesis. In the Lorena Oilfield, petroleum inclusions were entrapped in quartz and albite cements during the mesodiagenesis of the arkose hyperpynites of the Pendência Formation.

The petroleum fluorescence spectra showed that the Ubarana and Lorena petroleum inclusions had different API gravity, variable proportion of saturate, aromatic, resin and asphaltene compounds and were not biodegraded. Moreover, Pendência and Ponta do Mel inclusions suggest multiple pulses of hydrocarbon migration, while Açu inclusions record a homogeneous pulse. Biomarkers indicate that the Pendência and

Açu inclusion oils correlate with reservoir oil extracts. The Pendência inclusion oils are similar to the lacustrine oils of the Umbuzeiro Graben (Pendência Formation), whereas the Açu inclusion oil displays closer biomarker signature to the Areia Branca trend of mixed oils (Alagamar Formation source rock). However, the oil from fluid inclusions of the Ponta do Mel has characteristics of the Alagamar Formation lacustrine organic facies. The absence of mixed-oils in the Ponta do Mel suggests an earlier lacustrine oil migration through the carbonate fractures prior to the main infill of mixed-oils in the Ubarana Oilfield.

The fluid inclusion microthermometry, confocal scanning laser microscopy and basin modeling suggest that the initial filling of the Lorena reservoir occurred during the late rifting stage of the Umbuzeiro Graben (Barremian and Early Aptian; *ca.* 129–124 Ma) at 62.7–80.6 °C (11–16.8 MPa). In the Ubarana Oilfield, hydrothermal fluids migrated with the petroleum during the reservoir initial filling. The mode interval of fluid inclusion total homogenization temperatures ($T_{h(LV \rightarrow L)mode}$) for both the Açu ($T_{h(LV \rightarrow L)mode} = 124\text{--}128$ °C) and Ponta do Mel ($T_{h(LV \rightarrow L)mode} = 115\text{--}130$ °C) formations are higher than the past and present-day reservoir temperature (current reservoir extrapolated temperature = 110 °C). Isochoric modeling of saddle dolomite-hosted fluid inclusions from the Ponta do Mel Formation indicates trapping temperatures between 128.9 and 133.1 °C and pressures between 10.6 and 12.9 MPa. Temperatures and equivalent salinities (mode interval between 16 and 20 mass % equivalent in NaCl+CaCl₂) of aqueous inclusions hosted in saddle dolomite are alike the fluid inclusions trapped in hydrothermal minerals in Pb-Zn Mississippi Valley-Type deposits. Furthermore, since the Ubarana fluid inclusions were trapped under an underpressured environment and given that the Eocene–Miocene (*ca.* 48–8.8 Ma) Macau magmatic event might have triggered the hydrocarbon generation in the Alagamar Formation, a fault-induced magmatic-driven origin is suggested for the hydrothermal system.

AGRADECIMENTOS

Obrigado a todos que me ajudaram a construir este pequeno pedacinho de ciência que, espero eu, possa contribuir um pouco mais com a construção do conhecimento geológico brasileiro. Em especial, eu agradeço primeiro a minha mãe, **Inez Silva Pesilho**, pela possibilidade de ter chegado até aqui. Não fosse pelo seu exemplo como professora, e sua força de ter lutado pela minha vida, nada do que sou hoje seria possível. Em segundo, eu devo a maior parte do meu aprendizado como geólogo à Professora **Lena Virgínia Soares Monteiro**, que serve até hoje de um exemplo de ser humano que tanto carece na nossa sociedade.

Agradeço à Petrobras, na figura de todos seus funcionários e o que ela representa para o Brasil, como exemplo do potencial e capacidade da nação brasileira. Em especial, a experiência dentro do **Centro de Pesquisa & Desenvolvimento Américo Miguez de Mello** da Petrobras, o CENPES, trouxe-me até aqui muitos conhecimentos novos e oportunidades únicas de aprendizado e crescimento pessoal e profissional.

Particularmente durante a execução desse trabalho, cabem vários agradecimentos individuais. Perdoem-me aqueles que não estiverem listados nominalmente, lembrando que ainda assim estou grato. À **Sandra Brandão Jorge**, por toda sua dedicação e excelência nos anos em que conduziu o desenvolvimento das análises geoquímica de inclusões fluidas de petróleo; agradeço à **Elizabete Pedrão Ferreira** e a **Andrea Wallau Souto Ribeiro** por todo apoio no levantamento das imagens utilizando o microscópio confocal de varredura à laser; à **Juliana Andrade Iemini**, que muito me ensinou sobre os conceitos e sutilezas da geoquímica orgânica; ao **Eugênio Vaz dos Santos Neto**, pelas revisões e aconselhamentos; ao **Carlos Eduardo Silva Coelho** por ter iniciado os estudos de inclusões fluidas na Petrobras e tornado possível a existência desse campo de trabalho na companhia; ao **Daniel Martins de Oliveira** pelos preciosos ensinamentos e discussões acerca da diagênese e caracterização de reservatórios; ao **Marcellus Guedes Fernandes de Moraes** e a

Katia Wagner pela dedicação durante o manuseio das amostras e as análises químicas nelas realizadas; ao **Luiz Felipe Carvalho Coutinho**, que muito me ensinou sobre rochas geradores e modelagem de bacias; ao **Dennis James Miller**, pelas revisões e correções da ortografia em inglês e conferência da conformidade corporativa; à minha Professora de inglês, **Paola Braga** pelas revisões de texto, ensino e amizade; à **Maria Luiza Martini dos Anjos** pela ajuda com os turbiditos; ao **Christiano Ng** pela elucidação e ensinamentos sobre os microfósseis da Formação Ponta do Mel; à Professora **Maria Regina Bastos Loureiro** pelas aulas ministradas na Petrobras; à **Joana D'Arc de Araujo Vieira** pelo auxílio nas análises de catodoluminescência; à **Renata Alves Mota** e à **Rose Maria de Lima Mencarelli** pelas análises de microscopia eletrônica de varredura; à toda equipe do **Laboratório de Sedimentologia & Estratigrafia de Unidade de Operações do Rio Grande do Norte e Ceará (UO-RNCE)** pelo trabalho no manuseio das amostras, serragem e fotos de testemunho; às equipes de laminação e aos gerentes das Laboratório de Sedimentologia & Estratigrafia das unidades operacionais da Bacia de Santos (**UO-BS**) e Bahia (**UO-BA**) pela confecção das lâminas bipolidas; deixo também meus agradecimentos aos professores e alunos da Universidade Federal do Paraná, e em especial ao **Laboratório de Análises Mineralógicas (UFPR/LAMIR)**, e ao pessoal técnico e professores do **Laboratório de Petrografia Sedimentar do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo**; e finalmente, o meu agradecimento ao meu gerente imediato, **Mário Duncan Rangel**, pela possibilidade de realizar esse doutorado. Como não poderia faltar, agradeço aos amigos de muitas discussões e bebedeiras, ao **Carlos Alberto Carbonezi**, ao **Delano Menecucci Ibanez** e ao Professor **Fernando Pellon de Miranda**.

Por fim, eu agradeço a todo apoio financeiro e logístico da **Petróleo Brasileiro S.A., Petrobras**, que possibilitou a execução deste projeto, bem como pela autorização para a publicação desse estudo. Agradeço também a **Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP)** pela autorização para uso das amostras nesse estudo.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE TABELAS	xxxii
NOTAS DE RODAPÉ	xxxv
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO	1
Resumo	1
1.1. Introdução	2
1.2. Justificativa	5
1.3. Objetivos	7
CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	
DA BACIA POTIGUAR	9
Resumo	9
2.1. Introdução	10
2.2. Geologia do embasamento da Bacia Potiguar: A Província Borborema	12
2.2.1. A porção norte da Província Borborema	15
2.2.1.1. Arcabouço estrutural	15
2.2.1.2. Unidades geológicas	17
I. Arqueano	17
II. Paleoproterozoico	19
III. Neoproterozoico	21
IV. Neoproterozoico-Fanerozoico (Paleozoico)	24
2.3. A Bacia Potiguar	26
2.3.1. Arcabouço estrutural e compartimentação	27
2.3.2. Arcabouço estratigráfico	30
2.3.2.1. A Supersequência rifte: Neocominiano-Eoaptiano	33
2.3.2.2. A Supersequência Pós-Rifte: Neoaptiano	36
2.3.2.3. A Supersequência Drifte: Eoalbiano-Recente	37
2.3.2.4. Coberturas sedimentares cenozoicas da porção terrestre da Bacia Potiguar	41

2.3.2.5. Rochas vulcânicas	42
2.4. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia Potiguar	44

CAPÍTULO 3. MATERIAIS E MÉTODOS DE ESTUDO50

Resumo	50
3.1. Introdução	51
3.2. Seleção dos poços	53
3.3. Descrição e amostragem de testemunhos	54
3.3.1. Classificação e análise de fácies	55
3.4. Petrografia sedimentar	56
3.4.1. Epifluorescência à luz ultravioleta e catodoluminescência	60
3.4.1.1. Epifluorescência à luz ultravioleta	61
3.4.1.2. Catodoluminescência	64
3.4.2. Microscopia eletrônica de varredura	70
3.4.3. Petrografia de inclusões fluidas	74
3.5. Microtermometria de inclusões fluidas	81
3.6. Espectrofotometria de fluorescência dos óleos de inclusões fluidas	83
3.7. Análise geoquímica dos óleos de inclusões fluidas e extratos	87
3.7.1. Métodos de extração	89
3.7.2. Método de extração dos óleos das inclusões fluidas	92
3.7.3. Cromatografia em fase líquida	96
3.7.4. Cromatografia em fase gasosa acoplada a espectrometria de massas (CG-EM)	99
3.8. Microscopia confocal de varredura a <i>laser</i>	102
3.9. Modelagem de bacias unidimensional	105

APÊNDICE I. UMA REVISÃO DOS FUNDAMENTOS DO ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS AQUOSAS E DE PETRÓLEO107

Resumo	107
Abstract	108
1. Introdução	109
2. Conceitos da interpretação de inclusões fluidas	112

3. Relações de mudanças de fases em inclusões fluidas	125
3.1. Temperaturas de homogeneização	127
3.2. Temperatura do eutético do sistema químico de inclusões fluidas aquosas	132
3.3. Exemplos de sistemas químicos de inclusões fluidas aquosas	134
3.4. As inclusões fluidas de hidrocarbonetos	142
3.4.1. Termodinâmica do petróleo incluído	147
4. Referências	158

APÊNDICE II. COMPARING THE ONSHORE AND THE OFFSHORE ALBIAN-CENOMANIAN RESERVOIRS OF THE POTIGUAR BASIN, BRAZIL

.....	177
Abstract	177
1. Introduction	179
2. Geological setting	181
3. Material and methods	185
3.1. Facies description and analysis	185
3.2. Petrography	186
4. Results	187
4.1. Lithofacies and facies associations	187
4.1.1. Facies associations of the Ubarana field	187
4.1.1.1. Proximal submarine-fan deposits (A-1)	187
4.1.1.2. Intermediate submarine-fan deposits (A-2)	194
4.1.1.3. Distal submarine-fan deposits (A-3)	194
4.1.1.4. Prodelta/lagoon (A-4)	196
4.1.1.5. Inner carbonate shelf (A-5)	196
4.1.1.7. Back reef (A-6)	197
4.1.2. Facies associations of the Baixa do Algodão and Canto do Amaro fields	200
4.1.2.1. Fluvial channel bars (B-1)	200

4.1.2.2. Overbank deposits (B-2)	203
4.1.2.3. Flood plain (B-3)	203
4.2. Reservoir petrofacies	206
4.2.1. Ubarana petrofacies	212
4.2.2. Canto do Amaro petrofacies	214
4.2.3. Baixa do Algodão petrofacies	217
5. Carbonate microfacies	219
6. Discussion	226
6.1. Depositional environment	226
6.1.1. Ubarana field	226
6.1.2. Baixa do Algodão and Canto do amaro fields	228
6.2. Diagenetic evolution	230
6.2.1. Ubarana field	230
6.2.2. Baixa do Algodão and Canto do Amaro fields	233
6.3. Reservoir quality	236
7. Conclusion	238
8. Acknowledgments	239
9. References	240

**APÊNDICE III. HYPERPYCNAL-FED LACUSTRINE TURBIDITES IN RIFT BASINS:
FACIES ANALYSIS AND DIAGENESIS OF THE EARLY CRETACEOUS
PENDÊNCIA FORMATION, POTIGUAR BASIN, BRAZIL**
.....252

Abstract	252
1. Introduction	254
2. Geological setting	256
2.1. Previous studies on the depositional environment of the Pendência Formation in the southwestern Umbuzeiro Graben	260

2.2. Overview of the detrital composition and diagenetic characteristics of the Pendência Formation	262
3. Material and methods	264
3.1. Sampling and facies description	264
3.2. Petrography	265
3.3. Cathodoluminescence and scanning electron microscopy	266
4. Results	266
4.1. Lithofacies of the Pendência Formation	266
4.2. Detrital and diagenetic composition of reservoir facies	276
4.3. Petrography of mudrocks	285
4.4. Sorting, packing and porosity.....	286
5. Discussion.....	288
5.1. Facies association and depositional environment	288
5.2. Diagenetic evolution	296
5.3. Considerations on facies and diagenetic controls over reservoir quality	302
6. Conclusions	302
7. Acknowledgments	305
8. References	305

APÊNDICE IV. LINKING THE GEOCHEMISTRY OF CRUDE OILS AND PETROLEUM INCLUSIONS OF THE UBARANA AND LORENA OILFIELDS, POTIGUAR BASIN, BRAZILIAN EQUATORIAL MARGIN	318
Abstract	318
1. Introduction	319
2. Geological setting	323
2.1. Tectonic and stratigraphy	323
2.2. Petroleum geochemistry of the Potiguar Basin	325
3. Methods	328

3.1. Sampling and petrography	328
3.2. Fluid inclusion analysis	330
3.2.1. Fluorescence spectrophotometry	331
3.2.2. Biomarker analysis	333
4. Results	336
4.1. Sample description	336
4.2. Fluorescence analysis	338
4.3. Petroleum biomarkers	344
5. Discussion	354
5.1. Interpretation of fluorescence data	354
5.2. Fluid inclusion oils source-rocks	356
5.3. Implications for the petroleum systems	360
6. Conclusion	362
7. Acknowledgments	364
8. References	365

APÊNDICE V. UNRAVELING THE EARLY PETROLEUM MIGRATION OF THE POTIGUAR BASIN, BRAZIL: CONSTRAINTS FROM FLUID INCLUSIONS OF THE UBARANA AND LORENA OILFIELDS

Abstract	376
1. Introduction	378
2. Geological setting	382
2.1. Petroleum geology of the Potiguar Basin	384
3. Methods	385
3.1. Sampling	385
3.2. Fluid inclusion analysis	386
3.2.1. Petrography and microthermometry	387
3.2.2. Confocal scanning laser microscopy	389
3.2.3. Fluid inclusion PVTx-modeling	390

3.3. Basin modeling	391
4. Results	392
4.1. Sample description	392
4.1.1. Lorena oilfield	392
4.1.2. Ubarana oilfield	393
4.2. Fluid inclusion assemblages (FIA) and microthermometry	396
4.3. Confocal scanning laser microscope (CSLM) results	408
4.4. Basin modeling and fluid inclusion PVTx-modeling	413
4.4.1. One-dimensional basin modeling	413
4.4.2. Fluid inclusion PVTx-modeling	415
5. Discussion	420
5.1. Assessment of uncertainties	420
5.2. Timing of migration	424
5.3. Early activity of the petroleum systems	426
5.3.1. Lorena oilfield	426
5.3.2. Ubarana oilfield	427
6. Conclusions	432
7. Acknowledgments	434
8. References	435
 CONCLUSÕES	 453
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	458
ANEXO. SUPPLEMENTARY MATERIALS	Mídia digital (DVD)

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1. Mapa simplificado da Bacia Potiguar mostrando seus principais domínios estruturais e a localização dos campos de Ubarana, Canto do Amaro e Lorena (BERTANI <i>et al.</i> , 1990)	4
--	---

CAPÍTULO 2

Figura 2.1. Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar (CPRM, 2004). Legenda baseada em ARARIPE e FEIJÓ (1994) E ANGELIM <i>et al.</i> (2006)	11
Figura 2.2. Mapa simplificado mostrando o contexto geológico da Província Borborema (modificado de BRITO NEVES <i>et al.</i> , 2014 a partir de ARTHAUD <i>et al.</i> , 2008)	13
Figura 2.3. Mapa geológico simplificado da Província Borborema (modificado de BRITO NEVES <i>et al.</i> , 2014 a partir de BRITO NEVES <i>et al.</i> , 2000 e ARTHAUD <i>et al.</i> , 2008), mostrando os seus principais domínios estruturais	14
Figura 2.4. Mapa geológico simplificado da Porção Norte da Província Borborema. Bacias Sedimentares: RP – Bacia do Rio do Peixe; IG – Bacia de Iguatu; PAR – Bacia do Parnaíba. Núcleos cratônicos: SJC – Maciço São José do Campestre; MB – Complexo Mombaça; CT – Complexo Cruzeta; GJ – Unidade Granjero. Zonas de Cisalhamento: ZCTB – Transbrasiliano (Sobral-Pedro II); ZCT – Tauá; ZCSI – Sabonete-Inharé; ZCSP – Senador Pompeu; ZCO – Orós; ZCJB – Jaguaribe; ZCPA – Portalegre; ZCJC – João Câmara; ZCA – Aiuába; ZCFB – Faria Brito; ZCPT – Patos. Falha: RGF – Rio Groiáras (modificado de ARTHAUD <i>et al.</i> , 2008)	16
Figura 2.5. Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (modificado de VASCONCELOS, 2005)	29
Figura 2.6. Coluna estratigráfica simplificada da Bacia Potiguar (PESSOA NETO <i>et al.</i> , 2007)	31
Figura 2.7. (1) Mapa de localização do perfil A-A' que cruza o graben de Apodi, na porção terrestre da Bacia Potiguar; (2) Perfil que mostra a disposição das sequências K10, K20, K34 e K36 da Formação Pendência (SOARES; ROSSETTI, 2005; PESSOA NETO <i>et al.</i> , 2007)	35

Figura 2.8. Bloco diagrama mostrando os ambientes de deposição da Supersequência Rifte (modificado de BERTANI <i>et al.</i> , 1990)	46
Figura 2.9. Bloco diagrama mostrando os ambientes de deposição da Supersequência Drifte Transgressiva (modificado de BERTANI <i>et al.</i> , 1990)	48
Figura 2.10. Bloco diagrama mostrando os ambientes de deposição da Supersequência Drifte Regressiva (modificado de COSTA, 1983)	49

CAPÍTULO 3

Figura 3.1. Fluxograma analítico utilizados neste projeto	53
Figura 3.2. Esquema de um iluminador epifluorescente para um microscópio petrográfico (BURRUSS, 1991)	63
Figura 3.3. Fenômeno de catodoluminescência como explicado pela teoria de bandas eletrônicas (BOGGS; KRINSLEY, 2006): (A) Diagrama esquemático representando as bandas de valência e de condução deparados por um intervalo e a energia relativa (em eV) necessária para excitar os elétrons de uma banda para a outra; (B) Os elétrons de um sólido isolante são excitados da banda de valência para a banda de condução tornando-se elétrons livres; (B) os elétrons retornam ao estágio de valência sendo aprisionados em armadilhas, onde perdem energia na forma de radiação visível (VIS) e no comprimento de onda ultravioleta próximo (UV) e infravermelho. Alguns elétrons são aprisionados em armadilhas simples (1), alguns em armadilhas múltiplas (2) e outros retornam direto para a banda de valência perdendo energia apenas na forma de ultravioleta próximo (3)	67
Figura 3.4. Sistema de catodoluminescência fria da Technosyn® similar ao modelo da CITL® utilizado neste estudo (BARKER; WOOD, 1986)	70
Figura 3.5. Diagrama esquemático simplificado de um sistema de microscopia eletrônica de varredura. O feixe de elétrons primários é gerado no canhão de elétrons, que após serem acelerados no ânodo, são condensados e direcionados pela bobina varredora e a lente objetiva até a amostra. O deslocamento do feixe de elétrons sobre a amostra garante a varredura, enquanto e as partículas emitidas pela amostra (<i>i.e.</i> , elétrons, raios-X e luz) são captadas pelos detectores e processadas para geração de imagens e/ou sinais indicativos da composição química da amostra (JEOL, 2016)	71

Figura 3.6. Ilustração simplificada que compila os fenômenos de interação entre a amostra e o feixe de elétrons (baseado em JEOL, 2016)	72
Figura 3.7. Exemplo de classes genéticas de inclusões fluidas em uma seção de lâmina petrográfica siliciclástica, baseado nos conceitos de ROEDDER (1984)	77
Figura 3.8. Sistema microtermométrico: bomba de nitrogênio líquido (LNP95™), controle eletrônico (LinkSys™ e T95™) e a platina de aquecimento e resfriamento THMSG600™ (LINKAM, 2015)	83
Figura 3.9. Gráfico do parâmetro q (razão dos comprimentos de onda de 550 e 600 nm) em relação ao °API a partir dos dados de STASIUK e SNOWDON (1997)	85
Figura 3.10. Gráfico do parâmetro q (razão dos comprimentos de onda de 550 e 600 nm) em relação à composição percentual de Aromáticos e NSO com base nos dados de STASIUK e SNOWDON (1997)	87
Figura 3.11. Fluxograma analítico geoquímica dos óleos de inclusões fluidas e extratos	89
Figura 3.12. Equipamento de extração Dionex™ ASE™ 350, similar ao utilizado nesse estudo (THERMO SCIENTIFIC, 2015)	90
Figura 3.13. Células de limpeza do Dionex™ ASE™ com amostras pré-preparadas para este projeto	91
Figura 3.14. Diagrama que mostra o sistema de esmagamento off-line utilizado para extração dos óleos das inclusões fluidas (GEORGE <i>et al.</i> , 2007) ...	95
Figura 3.15. Diagrama simplificado mostrando o sistema de cromatografia líquida de média pressão (HOSTETTMANN; TERREAUX, 2000)	98
Figura 3.16. Diagrama simplificado mostrando os elementos que compõe um conjunto de linha de gás, cromatógrafo e espectrômetro de massas (SPARKMAN <i>et al.</i> , 2011)	100
Figura 3.17. Diagrama esquemático do sistema de microscopia confocal de varredura a laser (modificado de ZEISS, 2015)	104

APÊNDICE I

Figura 1. Ilustrações e descrições de inclusões fluidas por Henry Clifton Sorby: '52' (x2000) – “A fluid-cavity containing two fluids, in the quartz of porphyry at Cove, near Aberdeen”; '53' (x1600) e '54' (x800) – “Fluid-cavities
--

containing various crystals, in quartz replacing feldspar, at Trevalgan, near St. Ives, Cornwall" (Sorby, 1858)110

Figura 2. Formação de inclusões fluidas de acordo com a história de crescimento mineral. Durante o crescimento mineral, as inclusões fluidas podem se formar em defeitos microcristalinos nas zonas de crescimento (1ª geração), em microfratura formada concomitante ao crescimento mineral (2ª geração) ou mesmo pela recristalização de microfraturas originadas após o crescimento mineral (3ª geração; modificado de Bodnar, 2003a)113

Figura 3. Diagrama de temperatura versus volume molar versus pressão, que mostra os limites das fases existentes vapor, líquido e sólido, além dos campos de coexistência de fases para o sistema H₂O puro. Os pontos de 1 a 4 ilustram o processo de descompressão isocórica de uma inclusão fluida aprisionada em profundidade e, posteriormente, trazida às condições de superfície, como indicado pelas setas vermelhas: (1) condições iniciais de aprisionamento da inclusão fluida; (2) redução de temperatura acompanhada pela redução de pressão interna, que alcança condições para o surgimento da fase vapor; (3) redução contínua da temperatura leva ao alcance de condições para o aparecimento da fase sólida (*i.e.*, gelo) no ponto triplo; (4) condições de coexistência da fase sólida e vapor (Diamond, 2003a)114

Figura 4. Exemplos de inclusões fluidas formadas posteriormente ao processo de imiscibilidade de um fluido homogêneo: (A) inclusões fluidas com densidades variadas, possivelmente formadas pela ebulição (boiling) de um fluido aquoso homogêneo (Roedder, 1971); (B) inclusões fluidas com desproporção de minerais filhos aprisionados, que foram formadas devido à precipitação dos sais (Balhaus & Stumpf, 1986). Abreviação: H – halita117

Figura 5. Relação entre a pressão interna necessária para o reequilíbrio de uma inclusão fluida e a dureza de Mohs, para diferentes tamanhos de inclusões fluidas (Tugarinov & Naumov, 1970; Bodnar, 2003c). Dados para quartzo são de Bodnar *et al.* (1989); dados de fluorita e esfalerita são de Bodnar & Bethke (1984); de barita são de Ulrich & Bodnar (1988); e de calcita foram estimados a partir de Hall *et al.* (1993) e Prezbindowski & Larese (1987)121

Figura 6. Diagrama do volume molar versus pressão indicando a susceptibilidade à deformação das inclusões com o tamanho (Bodnar *et al.*, 1989)122

Figura 7. Diagrama de temperatura versus pressão mostrando os campos de estabilidade dos estados sólido, líquido, vapor e o *locus* do fluido

supercrítico (FSC) para o sistema H₂O puro. As linhas de inclinação oblíqua são isócoras com valores de volume molar em kg.mol⁻¹ (Diamond, 2003a)129

Figura 8. Diagrama de pressão versus temperatura, mostrando o campo de ocorrência das fases líquida, vapor e supercrítica (*i.e.*, fluido supercrítico, FSC) para um petróleo do tipo black oil e o exemplo do cruzamento de isócoras de dois tipos de fluido: petróleo (inclusão fluida de petróleo, IFP) e água (inclusão fluida aquosa, IFAQ) (modificado de Munz, 2001)131

Figura 9. Diagrama de fases do sistema binário NaCl-H₂O (Hall *et al.*, 1988; Sterner *et al.*, 1988; Bodnar *et al.*, 1989; Bodnar, 2003b)137

Figura 10. Diagrama de fases do sistema KCl-NaCl-H₂O em baixa temperatura (Hall *et al.*, 1988; Bodnar, 2003b)139

Figura 11. Diagrama de fases do sistema CaCl₂-NaCl-H₂O (Vanko *et al.*, 1988; Bodnar, 2003b)141

Figura 12. Fotomicrografia de exemplos de inclusões fluidas de óleo em (A) luz transmitida polarizada branca e (B) sob luz ultravioleta epifluorescente com cor de fluorescência branca azulada (Suchý *et al.*, 2010)143

Figura 13. Cromatograma em fase gasosa de petróleo, que exemplifica toda a abrangência de classes de componentes presentes no petróleo de uma inclusão fluida, incluindo compostos saturados, compostos aromáticos (BTX-benzeno, tolueno, etil-benzeno, xileno e hidrocarbonetos aromáticos policíclicos) e diferentes classes de biomarcadores (diamantoides, terpanos, etc.), além de resinas e asfaltenos não resolvidos por esse tipo de análise (modificado de Wang *et al.*, 2007)144

Figura 14. Diagrama P-T mostrando as isopletras representativas das diferentes classes de petróleo (Munz, 2001)149

Figura 15. Diagrama Th versus Fv a 20 °C, com os campos de ocorrência das principais classes de petróleo (McCain, 1990) para inclusões fluidas de petróleo teóricas (simplificado de Bourdet *et al.*, 2008)151

Figura 16. Diagrama esquemático de Th versus Fv mostrando as direções de variação de valores correspondentes ao esperado para inclusões de petróleo que exibem modificação pós-aprisionamento ou aprisionamento de diferentes populações de petróleo (Bourdet *et al.*, 2008)152

Figura 17. Diagrama “α-β” com os campos de valores para as principais classes composicionais de petróleo (McCain, 1990) limitado em vermelho e exemplo de curva α(β) em roxo. Valores da composição molar

percentual de metano (C1) são indicados nas curvas tracejadas em preto (Ping *et al.*, 2011)157

APÊNDICE II

Figure 1. Simplified geological map and profiles in the Potiguar Basin, Brazil. (A) geological map showing the subsurface structural framework and the location of the wells BAL, CAM and UB40 (based on Castro *et al.*, 2012; Soares and Rossetti, 2005); (B) regional cross-section profile displaying the stratigraphy and structures in the onshore (Matos, 1992); (C) geological profile in the area around the Ubarana field (simplified from Castro *et al.*, 1988)181

Figure 2. Simplified stratigraphic chart of the Potiguar Basin displaying approximate stratigraphic position of the core samples from the BAL, CAM and UB40 wells (Pessoa Neto *et al.*, 2007). Note: BAL – Baixa do Algodão, CAM – Canto do Amaro, and UB – Ubarana fields184

Figure 3. Stratigraphic profile of the studied drill core intervals of the Açú and Ponta do Mel formations in the UB40 well. Facies association codes are explained in Table 2 and in the text. Abbreviations: c – coarse sand; cobb – cobble; f – fine sand; float – floatstone; gr – granule; grain – grainstone; pack – packstone; pb – pebble; rud – rudstone; vc – very coarse sand; wacke – wackestone190

Figure 4. Stratigraphic profile of the studied drill core intervals of the Açú Formation in the BAL and CAM wells. Lithofacies and facies association codes are explained in Tables 5.1 and 5.2 and in the text. Abbreviations: c – coarse sand; f – fine sand; gr – granule; pb – pebble191

Figure 5. Selected lithofacies from the Açú Formation in the UB40 well, Ubarana Field, offshore Potiguar Basin: Figures (A) and (B) show ologomictic sand-supported massive conglomerates with pebble and gobbler sized gravel (lithofacies Gamyg); (C) Monomictic sand-supported conglomerate (lithofacies Gamo); (D) Association of monomictic mud-supported massive conglomerate (lithofacies Gdm) and laminated mudstone (lithofacies FI); (E) Pebbly sandstone with horizontal planar-lamination (lithofacies GSh); (F) Massive sandstone with anhydrite nodules. Abbreviations: Anh – anhydrite, Dol – dolomite, FI – laminated mudstone, Gdm – mud-supported massive conglomerate, Qtz – quartz, SM – sand matrix195

Figure 6. Selected examples from the facies association described in the siliciclastic successions of the Açú Formation in the UB40 (figs. A to C), CAM (figs. D and E) and BAL (fig. F) wells, Potiguar Basin.

Conglomerates: Gcm – monomictic gavel-supported conglomerate, Gamn – monomictic sand-supported massive conglomerate with mud clasts, Gamyg – oligomictic sand-supported massive conglomerate with normal grading, Gamo – monomictic sand-supported massive conglomerate, Gdmz – polymictic mud-supported massive conglomerate conglomerate; Sandstones: Sm – massive sandstone, Smg – massive sandstone with normal grading, Sp – sandstone with planar cross-bedding, Srg – sandstone with asymmetric ripples and normal grading; Mudrocks: Fslg – laminated siltstone/ siltic mudstone with normal grading, Fsl – laminated siltstone/ siltic mudstone, Fl – laminated mudstone198

Figure 7. Selected lithofacies from the Ponta do Mel Formation in the UB40 well, Ubarana Field, offshore Potiguar Basin: (A) Anhydrite cement in dolomitized wakestone (lithofacies WK); (B) Intercalated pisolithic-oncolithic rudstones (lithofacies RD) and floatstones (lithofacies FT) with grain size > 1 cm; (C) Intraclastic-pisolithic-oncolithic floatstone; (D) Bioclastic floatstone with oncoids and vug pores filled with calcite cement; (E) Fault plane view (depth 2439.40 m) displaying the down-dip slickenside lineation; (F) Saddle dolomite veins in oncolithic floatstone201

Figure 8. Selected lithofacies from the Açú Formation in the onshore Potiguar Basin. Canto do Amaro Field, CAM well: (A) Fine sandstone with low-angle planar cross-bedding (lithofacies Sp) displaying clay-rich horizons in between the foresets (mud drapes); (B) Coarse sandstone with low-angle planar cross-bedding (lithofacies Sp); (C) Curved bounding surfaces in very coarse sandstone with disperse granules and trough cross-bedding (lithofacies St). Baixa do Algodão Field, BAL well: (D) Fine to very fine sandstone displaying inclined lamination (lithofacies Sr) and normal grading; Figures (E) and (F) show examples of coarse sandstone with low-angle planar cross-bedding (lithofacies Sp). Depth 346.24 m shows several levels of clay rich horizons in between the foresets (mud drapes), while the bottom interval at depth 347.49 m display only isolated mud clasts205

Figure 9. Açú Formation (Potiguar Basin) sandstones modal detrital composition and provenance: (A) sandstone QFR classification diagram (Folk, 1980); (B) Dickinson QmFLt provenance diagram (Dickinson, 1985)206

Figure 10. Plot displaying the Açú Formation (Potiguar Basin) petrofacies intergranular diagenetic components and the associated porosity: (A) Normalized stacked plot showing the relative abundance between intergranular volume components and secondary porosity; (B) Relative amount of primary porosity, detrital and diagenetic clays; (C) Relative

quantity of intergranular volume and primary and secondary porosities. For the petrofacies description refer to the Table 1 and text210

Figure 11. Diagenetic and compaction features in the Ubarana (UB40 well), Baixa do Algodão (BAL well) and Canto do Amaro (CAM well) fields, Potiguar Basin. The petrofacies UB-D (arkose sandstone with anhydrite/ankerite nodule) was not used to avoid data misrepresentation. (A) Depth profile displaying the variation in porosity and cement content; (B) Petrofacies percentage of intergranular cement versus total intergranular volume (Houseknecht, 1987). For the petrofacies description refer to the Table 1 and text211

Figure 12. Examples of petrographic features of the Açú Formation at the UB40 well, Ubarana Field, Potiguar Basin: (A) Intergranular replacement of detrital clay by blocky titanium oxide (depth: 2415.20 m; PP); (B) Intergranular displacive blocky pyrite partially replacing detrital grains (depth: 2367.80 m; PP); (C) Intergranular displacive poikilotopic anhydrite cement (depth: 2396.05 m; PX); (D) Deformed lash-shaped muscovite crystal between detrital grains (depth: 2394.70 m; PX); (E) Intergranular microcrystalline kaolinite (depth: 2415.20 m; PX); (F) Albite overgrowth on albitized detrital plagioclase associated with intergranular displacive anhydrite (depth: 2415.20 m; PX); (G) Syntaxial quartz overgrowth on detrital quartz grains (depth: 2415.20 m; PP); (H) Authigenic coarse dolomite engulfing intergranular kaolinite (depth: 2394.70 m; PX); (I) Post-compactional anhydrite intergranular cement (depth: 2415.20 m; PX). Abbreviations: PP – plane polarized transmitted light; PX – crossed polarized transmitted light. Mineral codes: Ab – albite; Anh – anhydrite; Dol – dolomite; Kfs – potassium feldspar; Kln – kaolinite; Ms – muscovite; Pl – plagioclase; Qtz – quartz; TiOx – titanium oxide213

Figure 13. Examples of petrographic features of the Açú Formation at the CAM well, Canto do Amaro Field, Potiguar Basin: (A) squeezed mud clast in arkose sandstone (depth: 699.5 m; PP); Figures (B) and (C), depths 748.9 and 705.4 m respectively, show discontinuous potassium feldspar overgrowths on detrital potassium feldspar (PX); (D) Detrital clay (mud clast) supporting detrital grains and massive diagenetic clay (depth: 699.0 m; PP); Figures (E) in PP, and (F) in XP show intergranular diagenetic massive clay, grain coating clays, as well as iron oxide coatings (depth: 703.1 m; PP); (G) Poikilotopic calcite cement that partially replaced intergranular clay (depth: 705.4 m; PX); (H) Lash-shaped muscovite crystal in between detrital grains (depth: 705.4 m; PX); (I) Moldic porosity from dissolution of detrital feldspar (depth: 713.6 m; PX). Abbreviations: PP – plane polarized transmitted light; PX - crossed polarized transmitted light. Mineral codes: Cal – calcite; Clay-R – clay rims; Clay-C – grain

coating clays; Clay-M – massive clay; FeOx – iron oxide; Kfs – potassium feldspar; Ms – muscovite; Pl – plagioclase; Qtz – quartz216

Figure 14. Examples of the Açu Formation petrographic features at the BAL well, Baixa do Algodão Field, Potiguar Basin: (A) Detrital mud clast in arkose sandstone (depth: 346.24 m; PP); Figures (B) and (C) show examples of discontinuous potassium feldspar overgrowth covering detrital grains (depth: 349.76 m; PX); Figures (D) in PP and (E) in PX showing diagenetic massive clay and clay coatings in association with titanium oxide and moldic pores (depth: 348.74 m; PP); (F) poikilotopic calcite replacing intergranular diagenetic clay in between detrital grains with potassium feldspar overgrowths (depth: 349.76 m; PX); Figures (G) and (H) at depth 347.49 m, and (I) at depth 351.49 m exhibit isopachous clay rims covering clay coatings on detrital grains (PX). Abbreviations: PP – plane polarized transmitted light; PX - crossed polarized transmitted light. Mineral codes: Cal – calcite; Clay-R – clay rims; Clay-C – grain coating clay; Clay-M – massive clay; Kfs – potassium feldspar; Ms – muscovite; Pl – plagioclase; Qtz – quartz; TiOx – titanium oxide218

Figure 15. Examples of petrographic features of the Ponta do Mel Formation at the UB40 well, Ubarana Field: (A) Partially dolomitized oncolithic-pisolithic rudstone, with dolomite (white crystals) heterogeneously replacing the original fabric (depth: 2436.30 m; PP); (B) Peloidal packstone with skeletal fragments of benthic foraminifera (uniserial chamber) and small gastropod shell fragments (depth: 2438.10 m; PP); Figures (C) and (D) show peloidal packstone intraclasts with several types of skeletal fragments in intraclastic-pisolithic rudstone with bioclasts (depth: 2440.40 m; PP); (E) Algal peloids, benthic foraminifera (milioline), and gastropods (depth: 2440.40 m; PP); (F) Solenoporacean red algae (*Pycnoporidium sinuosum*) in peloidal packstone with bioclasts (depth: 2436.80 m; PP); (G) Crustose coralline red algae (*Sporolithon amphiroaeformis*) in intraclastic-pisolithic rudstone with bioclasts (depth: 2440.40 m; PP); (H) Sandy dolomite crystalline fabric (depth: 2446.10 m; PX); (I) Microspar in between algal peloids in peloidal packstone with bioclasts (depth: 2436.80 m; PX). Abbreviations: PP – plane polarized transmitted light; PX – crossed polarized transmitted light. Allochemical components: Onc – oncoid; Pis – pisoid; Pel – peloid; Micr – micrite. Microfossil codes: Alg? – algae relict; AlgC – crustose coralline red algae; AlgS – solenoporacean red algae; a – punctate brachiopod shell; b – bivalve shell; c – gastropod shell; d – benthic foraminifera; e – ostracod; i – incertae sedis; Intraclast codes: IntP – peloidal packstone. Other codes: Cal-M – calcite drusy mosaic; Dol – dolomite; Mspar – microspar; Qtz – quartz223

Figure 16. Examples of the Ponta do Mel Formation petrographic features at the UB40 well, Ubarana Field, Potiguar Basin: (A) Acicular and mosaic calcite

cements among algal peloids (depth: 2442.60 m; PX); (B) Intergranular isopachous bladed and mosaic calcite cement with minor relicts of fibrous acicular calcite cement (DP; depth: 2439.94 m; PP); (C) Dolomitized oncolithic floatstone (depth: 2455.99 m; PP); (D) Detail of intergranular idiotopic dolomite (depth: 2455.99 m; PP); (E) Stylolites in between allochemical grains in partially dolomitized oncolithic-pisolithic rudstone (depth: 2436.30 m; PP); (F) Anhydrite nodule in sandy dolomite (depth: 2453.96 m; PP); (G) Coarse intergranular barite cement in oncolithic floatstone with bioclasts (depth: 2438.10 m; PP); (H) Vein-filling saddle dolomite crystal (DP; depth: 2431.68 m; PP); (I) Fluorescent petroleum inclusions hosted in saddle dolomite crystal (DP; depth: 2431.68 m; UV). Abbreviations: DP – doubly polished thick section; PP – plane polarized transmitted light; UV – ultraviolet light; PX – crossed polarized transmitted light. Allochemical components: Onc – oncolite; Pis – pisoid; Pel – peloid; Micr – micrite. Microfossil codes: a – punctate brachiopod; b – bivalve; c – gastropod; d – benthic foraminifera; f – echinoid spike; i – incertae sedis. Intraclast codes: IntP – peloidal packstone. Other codes: Anh – anhydrite; Brt – barite; Cal-Ac – fibrous acicular calcite cement; Cal-Bd – calcite isopachous bladed cement; Cal-M – calcite drusy mosaic cement; Dol – dolomite; Mspar – microspar; Qtz – quartz; Styl – stylolite225

Figure 17. Conceptual scenarios for the proposed depositional environments. (A) Mixed siliciclastic-carbonate shelf with the facies association proposed for the UB-40 well (based on Wescott and Ethridge, 1990); (B) Fluvial depositional environment with facies association for the wells CAM and BAL (simplified from Walker and James, 1992)229

Figure 18. Diagenetic evolution chart of the Açú and Ponta do Mel formations. Dashed bars represent greater uncertainty in the paragenetic timing ...235

APÊNDICE III

Figure 1. (A) Simplified regional structural map of the southern Potiguar Basin (Bertani *et al.*, 1990); (B) Approximate location of the studied well in the Lorena Oilfield256

Figure 2. Simplified stratigraphic chart of the Potiguar Basin displaying approximate stratigraphic position of the core samples (Pessoa Neto *et al.*, 2007)259

Figure 3. Stratigraphic divisions of the Pendência Formation in the Lorena Oilfield region: (1) simplified map of the southern Potiguar Basin showing the stratigraphic section A-A'; (2) stratigraphic section A-A', showing the

four sequences proposed by Della Fávera *et al.* (1992). Figures from Pessoa Neto *et al.* (2007) and Soares and Rossetti (2005)261

Figure 4. Stratigraphic profile of the sampled interval of the Pendência Formation in the LOR-60 well. The logged interval displays the lithofacies, sedimentary structures, main cemented intervals and thin section depths. Abbreviations: m – medium sand-sized, gran – granule-sized, pebb – pebble-sized. Lithofacies codes: Fl – Laminated mudrocks; Flg – Laminated mudrocks with normal grading; Fv – Laminated mudrocks with convolute structures; Sm – Massive sandstone; Sv – Sandstone with convolute lamination; Si – Sandstone with low-angle planar cross-lamination; Sig – Sandstone with low-angle planar cross-lamination and normal grading; Sh – Sandstone with horizontal planar-lamination; Shg – Sandstone with horizontal planar-lamination and normal grading; Srg – Sandstones with asymmetric ripples/planar cross-lamination and normal grading; Gsm – Massive sand-supported conglomerate269

Figure 5. Representative examples of the described lithofacies of the Pendência Formation at the Lorena Oilfield and their key sedimentary features in the 823.0 to 832.0 m depth interval270

Figure 6. Representative examples of the described lithofacies of the Pendência Formation at the Lorena Oilfield and their key sedimentary features in the 832.0 to 841.0 m depth interval271

Figure 7. Classification of sandstones for the designated lithofacies according to Folk (1980)278

Figure 8. Dickinson (1985) diagram with the detrital modes of the studied sandstone lithofacies and the conglomerate278

Figure 9. Example of albite replacement of a detrital feldspar. (A) SEM mineralogical map displaying at the center a partially albitized feldspar, with selected EDS spectral profiles. Colors represent: green – quartz, light pink – potassium feldspar, dark pink – muscovite, dark orange – albite, yellow – plagioclase, dark purple – dolomite, blue-violet – chlorite, light salmon – Ti-oxide, blue – non-ferroan calcite; (B) Cathodoluminescence image of the central area of “A” is represented by detrital feldspars showing intense (potassium feldspars) to pale blue (plagioclase) luminescence, with diagenetic albite and detrital quartz showing no luminescence. (C) Ultraviolet fluorescence image displaying the location of petroleum inclusions (bright light blue spots) hosted by albite authigenic overgrowth282

Figure 10. Examples of secondary porosity and petroleum inclusions in sandstone lithofacies: (A) Outlines of dissolved plagioclase. Remnants

are actually authigenic replacement by albite (PP). The blank dashed square indicates the area of the photo "D".; (B) SEM mineralogical map displaying an albitized feldspar and the intragranular secondary porosity. Colors represent: black – mineral porosity; blue – non-ferroan calcite; blue-violet – chlorite (or biotite); dark orange – albite; dark pink – muscovite; dark purple – dolomite; green – quartz; light pink – potassium feldspar; light salmon – Ti-oxide; yellow – plagioclase; (C) Same sight of previous photomicrograph "A" and SEM mineral map "B", where the authigenic albite cement hosts several blue fluorescent petroleum inclusions along its mineral cleavage (UV); (D) Detail of a single two-phase petroleum inclusion. White dashed lines indicate mineral and intragranular pore boundaries (UV). Abbreviations: Bt – biotite; Cal – calcite; Chl – chlorite; Dol – dolomite; Ms – muscovite; Kfs – potassium feldspar; Pl – plagioclase; PP – plane polarized transmitted light; Qtz – quartz; UV – ultraviolet light; XP – crossed polarized transmitted light283

Figure 11. Some examples of diagenetic features in sandstone lithofacies: (A) Chlorite and calcite partially replacing and expanding a biotite grain (PP); (B) Same area as "D" (XP); (C) Aggregates of microcrystalline dolomite with vestigial micaceous (possibly biotite) lamella (PP); (D) Same area as "D" (XP); (E) Poikilotopic strontionite cement filling intergranular porosity (XP); (F) SEM mineralogical map displaying the poikilotopic strontionite cement and associated mineral phases. Colors represent: black – mineral porosity; blue – non-ferroan calcite; blue-violet – chlorite; cyan – strontianite; dark pink – muscovite; dark orange – albite; dark purple – dolomite; green – quartz; light pink – potassium feldspar; light salmon – Ti-oxide; yellow – plagioclase. Abbreviations: Bt – biotite; Cal – calcite; Chl – chlorite; Dol – dolomite; Ms – muscovite; Kfs – potassium feldspar; Pl – plagioclase; PP – plane polarized transmitted light; Qtz – quartz; Str – strontianite; UV – ultraviolet light; XP – crossed polarized transmitted light284

Figure 12. Examples from laminated mudrocks lithofacies (Fl and Fv): (A) Photomicrograph displaying rhythmic alternation between organic matter and clay-rich (CR) and sand/silt-rich (SR) lamina (PP); (B) and (C) are photomicrographs showing detailed images of dropstones, where the mud was squeezed up and slightly deformed around dropped grains (PP and XP respectively); (D) drill core sample from lithofacies Fv, where the synsedimentary fold axis hosts several black carbonaceous fragments placed between the CR and SR lamina. Abbreviations: PP – plane polarized transmitted light; XP – crossed polarized transmitted light286

Figure 13. Scatterplots showing packing index (A) and calcite cement content (B) versus porosity288

Figure 14. Facies associations (FA1 to FA7) defined for the studied interval of the Pendência Formation at the Lorena Oilfield	289
Figure 15. Illustration of the hypothetical evolution of the facies tract within the studied interval at the Lorena Oilfield reservoir. This facies tract reflects the downstream evolution, as recorded by the lithofacies from FA1 to FA7, in a confined environment (based on Mutti <i>et al.</i> , 1999; Tinterri <i>et al.</i> , 2016; Zavala <i>et al.</i> , 2011)	295
Figure 16. Diagenetic evolution chart of the sandstone lithofacies (Sm, Si, Sh, Shg, Sv and Srg) from the Lorena Oilfield. Dashed bars represent greater uncertainty in the paragenetic timing	296

APÊNDICE IV

Figure 1. Location map of the Ubarana and Lorena oilfields and the geographic distribution of different oil types in the Potiguar basin (modified from Santos Neto <i>et al.</i> , 1990; Santos Neto and Hayes, 1999). On map references: 1 - Santos Neto and Hayes (1999); 2 - Morais (2007)	322
Figure 2. Simplified stratigraphic chart of the Potiguar Basin (Araripe and Feijó, 1994; Pessoa Neto <i>et al.</i> , 2007)	324
Figure 3. Simplified stratigraphic column of wells LOR-60 (Lorena) and UB-40 (Ubarana), with the position of the drill cores ("Samples"). Abbreviation: PML – Ponta do Mel Formation	329
Figure 4. Fluid inclusion and organic geochemistry analytical workflow (after George <i>et al.</i> , 2007). Abbreviations: ASE – Thermo Scientific™ Dionex™ Accelerated Solvent Extraction™; GC-MS – Gas chromatography–mass spectrometry; MPLC – Medium Pressure Liquid Chromatography	331
Figure 5. Photomicrographs showing the three groups of petroleum inclusions. Group I, Lorena Oilfield, Pendência Formation: images (A) in plane polarized light (PPL), and (B) under ultraviolet fluorescence (UV), show an isolated two-phase colorless petroleum inclusion hosted in albite cement (x100); Group II, Ubarana Oilfield, Açú Formaiton: (C) under UV, trail of petroleum inclusions ("blue dots") hosted in quartz ("dark surroundings"). The dashed square represents the approximated area of figure "D" (x20); Group III, Ubarana Oilfield, Ponta do Mel Formation: (D) close-up of two-phase light brown petroleum inclusions (x100); (E) in PPL, detail of vein with saddle dolomite and residual porosity. The dashed square mark the area of petroleum inclusions in pictures "F" (x5); (F) under UV, close-up of two-phase blue fluorescent petroleum inclusions hosted in saddle dolomite (x100)	337

Figure 6. Examples of fluorescence spectra for the three groups of petroleum inclusions observed in thin section of the Pendência, Ponta do Mel and Açu formations	340
Figure 7. Parameters devised from fluorescence spectra for the Lorena and Ubarana oilfields petroleum inclusions: (A) CIE color chart; (B) distribution of estimated API gravities; (C) ternary plot of SARA composition of petroleum inclusions (this study) compared to data range for crude oils of the Potiguar Basin (based on data from Moraes, 2007)	342
Figure 8. API gravity versus NSO content for crude oils of the Potiguar Basin (Moraes, 2007) and estimated composition for petroleum inclusions (this study) from fluorescence spectra (based on Stasiuk and Snowdon, 1997)	343
Figure 9. Mass chromatograms of the reservoir oil extracts, fluid inclusion oils and the last outside-rinse blanks for the Pendência Formation (LOR-60 well, Lorena Oilfield, Potiguar Basin). Vertical axis values are in percent relative abundance	346
Figure 10. Mass chromatograms of the reservoir oil extracts, fluid inclusion oils and the last outside-rinse blanks for the UB-40 well, Ubarana Oilfield, Potiguar Basin. Vertical axis values are in percent relative abundance. Abbreviation: PML – Ponta do Mel Formation	347
Figure 11. Selected biomarker ratios for the fluid inclusion oils and reservoir oil extracts: (A) source-related parameters; (b) maturity-related parameters	351
Figure 12. Biomarker parameters for fluid inclusion oils and reservoir oil extracts of the LOR-60 and UB-40 wells, Potiguar Basin: (A) Relative abundance of regular steranes (C27 – % C27 $\alpha\beta\beta$ (S), C28 – % C28 $\alpha\beta\beta$ (S), and C29 – % C29 $\alpha\beta\beta$ (S)) for fluid inclusion oils and reservoir oil extracts (molecular ion m/z 218). The background boundaries comprise the environmental sources of the sterols (Huang and Meinschein, 1979); (B) Plot of total tricyclic terpanes/total hopanes versus the diasterane index (DIA/C27 $\alpha\alpha\alpha$); (C) Hierarchical cluster analysis (complete linkage, Euclidian distance) of 13 biomarker parameters (HOP/(HOP+STER), GAM/H30, TRIC/HOP, 21/23TRI, TET24/26TRI, H29/H30, Ts/(Ts+Tm), S/S+R, DIAH/H30, NORNEO/H29, H35/H34, 19/23TRI and H28/H29)	352
Figure 13. Selected biomarker parameters of inclusion oils (this study) compared with data of the main oil types in the Potiguar Basin (Moraes, 2007)	354

APÊNDICE V

- Figure 1. Simplified maps of the Potiguar Basin, Northeastern Brazil: (A) Regional sedimentary cover and pre-Upper Aptian subsurface features (Bertani *et al.*, 1990); (B) Main grabens in southwest onshore area showing the Lorena Oilfield and the regional subsurface fault system of the Pendência Formation (Soares and Rossetti, 2005); (C) Offshore area displaying the Ubarana Oilfield and the Ubarana fault system (Cremonini, 1996)379
- Figure 2. Location map of the studied wells within (A) the Lorena Oilfield and (B) the Ubarana Oilfield (source Brazilian Energy Agency – ANP)380
- Figure 3. Simplified stratigraphic chart of the Potiguar Basin (Araripe and Feijó, 1994; Pessoa Neto *et al.*, 2007)382
- Figure 4. Petroleum systems event chart summarizing the elements and processes in the Potiguar Basin (Morais, 2007). Petroleum system nomenclature from Magoon and Beaumont (1999). Abbreviation: N – Neogene; Q – Quaternary385
- Figure 5. Fluid inclusion and organic geochemistry analytical workflow (after Pironon, 2004). Abbreviations: PVT-modeling – pressure, volume and temperature modeling; SEM – Scanning electron microscope; UV – Ultraviolet387
- Figure 6. Volume calculation of the entrapped oil based on the CSLM images: (A) Schematic diagram illustrating the parameters used in the Fiji software; (B) Illustration of a generic 8-bit grayscale image contrast histogram showing the Digital Number (DN from 0 to 255) versus the number of pixels390
- Figure 7. Simplified stratigraphic column for wells LOR-60 (Lorena) and UB-40 (Ubarana), with the positioning of the drill cores (“Samples”)394
- Figure 8. Examples of general features from samples of the LOR-60 and UB-40 wells: (A) fine arkose sandstone with inclined stratification; (B) zoom view of porous albite that replaced detrital feldspar with EDS spectra (PX); (C) oligomict sand-supported massive conglomerate; (D) in PP and (E) in UV, petroleum inclusions hosted in healed microcracks from quartz pebbles; (F) saddle dolomite veins cross-cutting a oncolytic rudstone with algal and shell bioclasts; (G) detail of the saddle dolomite cementing the veins in the rudaceous carbonate facies (PX); (H) cathodoluminescence image showing the same saddle dolomites from picture “G”. No luminescence is reported in mostly saddle dolomite crystals. Abbreviations: Ab – albite; Dol – saddle dolomite; EDS – Energy-dispersive X-ray spectroscopy; Kfs –

potassic feldspar; PP – plane polarized light; PX – crossed-polarizers; Qtz – quartz; UV – ultraviolet light395

Figure 9. Examples of fluid inclusions and their homogenization temperatures (in °C) from the Lorena (LOR-60) and Ubarana (UB-40) oilfields. Lorena, Pendência Formation: (A) under UV, and (B) in PP, examples of albite-hosted two-phase primary petroleum inclusions (FIA PEN1); (C) a colorless two-phase primary petroleum inclusion hosted in quartz cement (FIA PEN2); (D) two-phase secondary petroleum inclusions hosted in detrital quartz healed microcrack (FIA PEN3). Ubarana, Açú Formation: (E) in PP and (F) under UV, trail of two-phase secondary petroleum inclusions hosted in quartz pebble (FIA ACU); (G) in PP and (H) under UV, example of a large light-brown two-phase petroleum inclusion (FIA ACU). Ubarana, Ponta do Mel Formation: (I) in PP, examples of irregularly shaped two-phase primary aqueous inclusions hosted in calcite (FIA PML1); (J) under UV, distribution of $T_{h(LV \rightarrow L)}$ values of the primary petroleum inclusions hosted in a saddle dolomite crystal (FIA PML2a); (K) in PP, detail of the light brown two-phase petroleum inclusions hosted in saddle dolomite (FIA PML2a); (L) in PP, example of a large irregularly shaped two-phase aqueous inclusion hosted in saddle dolomite (FIA PML2b). Abbreviations: PI – plagioclase; PP – transmitted plane polarized light; Qtz – quartz; $T_{h(LV \rightarrow L)}$ – total homogenization temperature from liquid plus vapor to liquid only; UV – ultraviolet light399

Figure 10. Total homogenization temperatures ($T_{h(LV \rightarrow L)}$) for the fluid inclusion assemblages (FIAs) of the LOR-60 (onshore Lorena Oilfield) and UB-40 (offshore Ubarana Oilfield) wells: (A) Homogenization temperature frequency distribution for the FIAs of the LOR-60 well at different depths; (B) Petroleum inclusions hosted in albite (PEN1), quartz overgrowths (PEN2) and detrital grain microcracks (PEN3); (C) petroleum inclusions hosted in pebble microcracks (ACU); (D) aqueous and petroleum inclusions hosted in calcite (PML1) and saddle dolomite (PML2a and PML2b); (E) aqueous inclusions hosted in calcite (PML1); (F) homogenization temperatures versus 2D degree of bubble filling. Abbreviations: eq. – equivalent; n – number of measurements; $T_{h(LV \rightarrow L)}$ – total homogenization temperature to the liquid phase403

Figure 11. Histograms of (A) first, (B) hydrohalite and (C) ice melting temperatures and (D) salinities for aqueous fluid inclusions of the Ponta do Mel Formation (UB-40 well) at depths 2,437.68 m and 2,439.94 m. Scatterplots of (C) the mass percent content of sodium chloride versus calcium chloride for each FIA and (D) the plot of salinity versus $T_{h(LV \rightarrow L)}$. Abbreviations: eq. – equivalent; n – number of measurements; $T_{h(LV \rightarrow L)}$ – total homogenization temperature; $T_m(\text{initial})$ – first melting temperature;

$T_{m(hh)}$ – hydrohalite melting temperature; $T_{m(ice)}$ – ice melting temperature
407

Figure 12. Shadow volumes from confocal scanning laser microscope (CSLM) stacked images and its optical photomicrographs counterparts showing petroleum inclusions from Lorena and Ubarana oilfields, Potiguar Basin. Lorena, Pendência Formation: (A) two-phase (Liquid + Vapor or L+V) primary petroleum inclusions hosted by diagenetic albite (FIA PEN1). In 3D view, these inclusions show prismatic shapes and often exhibit prominent cusp-like and necking-down features; (B) two-phase primary petroleum inclusions diagenetic quartz hosted (FIA PEN2). Ubarana, Açú Formation: (C) Two-phase secondary petroleum inclusions hosted in healed microcracks (i.e., the fluid inclusion plane) in quartz pebbles (FIA ACU); (D) initial necking-down feature from a petroleum from FIA ACU. Ubarana, Ponta do Mel Formation: (E) blob-shaped two-phase petroleum inclusions hosted by saddle dolomite (FIA PML2a). Abbreviations: FIA – fluid inclusion assemblage, PP – transmitted plane polarized light, UV – ultraviolet light. Note: for fluid inclusion codes refer to Table 6410

Figure 13. Total homogenization temperatures ($T_h(LV \rightarrow L)$) versus vapor fraction at 20 °C (ϕ_{Vap}) for the 13 analyzed petroleum inclusions. The lines representing petroleum types are according to the study Bourdet *et al.* (2008)412

Figure 14. One-dimensional basin models for the LOR-60 (Lorena Oilfield) and UB-40 (Ubarana Oilfield) wells. (A) Present day well temperatures and thermal gradients; (B) vitrinite data and Easy%Ro; (C) Geohistories. Global model parameters: lithosphere thickness = 128 km, mantle density = 3.33 g/cm³, crustal thickness = 32 km, crustal density = 2.79 g/cm³, surface temperature = 25.0 °C. Specific parameters: LOR-60 – Δ = 1.27, β = 1.0, radiogenic heat flow = 31.14 mW/m²; UB-40 – Δ = 1.49, β = 1.1, radiogenic heat flow = 40.35 mW/m²414

Figure 15. PVTx-modeling results of petroleum and aqueous inclusions of the Lorena and Ubarana oilfields, Potiguar Basin: (A) petroleum inclusions alpha(beta) plot (Thiéry *et al.*, 2002), with selected pseudo-components according to its API gravity. (B to E) P–T plots Petroleum inclusions (Ponta do Mel Formation; FIA PML2) and aqueous inclusions modeled iso-Th lines. Hydrostatic gradients were inferred from geohistory models based on the minimum temperatures of fluid migration (i.e., $T_h(LV \rightarrow L)$)418

Figure 16. Formation hydrostatic paleo-pressure (HP) history (1D basin model) and range of estimated pore fluid (FP) paleo-pressure (from fluid inclusions) in the LOR-60 and UB-40 wells, Lorena and Ubarana oilfields, Potiguar Basin, Brazil. The comparison takes in consideration the top

sections of the studied intervals in the (A) Pendência and (B) Açú/Ponta do Mel (undivided) formations	425
--	-----

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1

Tabela 3.1. Exemplo simplificado dos íons monitorados e algumas das principais classes de biomarcadores (baseado em PETERS <i>et al.</i> , 2005)	102
--	-----

APÊNDICE II

Table 1. Summary of general characteristics of lithofacies from core samples of wells BAL, CAM and UB40. Sedimentary processes and environments are interpreted according to Embry and Klovan (1971), Miall (1996, 2000) and Collinson <i>et al.</i> (2006)	188
Table 2. Summary of facies associations interpreted according previous works (Tibana and Terra, 1981; Postma, 1990; Castro, 1993). Lithofacies codes used in this study are presented in Table 5.1 and the text	189
Table 3. Açú Formation (Potiguar Basin) sandstones and conglomerates detrital components and porosity percentages. Abbreviations: Ap – apatite; Bt – biotite; Clay – detrital clay; Kfs – potassium feldspar; Lm – instable metamorphic rock fragment; Ms – muscovite; Pl – plagioclase; Qf – quartz in plutonic fragment; Qm – monocrystalline quartz; Qp – polycrystalline quartz; Rt – rutile; Zr – zircon. For lithofacies and facies association codes refer to Tables 1 and 2	207
Table 4. Açú Formation (Potiguar Basin) sandstones and conglomerates diagenetic components. Abbreviations: Ab – albite; Anh – anhydrite; Cal – calcite; Chl – chlorite; Clay – diagenetic clay; Dol – dolomite; FeOx – iron oxide; Inter – intergranular cement; Intra – intragranular replacement; Kfs –potassium feldspar; Py – pyrite; Qcmt – authigenic quartz; Sd – siderite; TiOx – titanium oxide; Vrm – vermiculite. For lithofacies and facies association codes refer to Tables 1 and 2	208
Table 5. Summary of petrographic features of the Ponta do Mel carbonates at the UB40 well, Ubarana Field, Potiguar Basin. Abbreviations: Kfs – potassium feldspar; Lp – plutonic rock fragment; Pl – plagioclase; Qm – monocrystalline quartz grain; Qp – polycrystalline quartz grain. For lithofacies codes and description refer to Table 1 and text	220

Table 6. Summary of the Ponta do Mel Formation microfacies types defined for the studied interval of the UB40 well, Ubarana Field, Potiguar Basin. Abbreviations: Kfs – potassium feldspar; Lp – plutonic rock fragment; Pl – plagioclase; Qm – monocrystalline quartz grain; Qp – polycrystalline quartz grain	221
---	-----

APÊNDICE III

Table 1. Lithofacies successions defined for the Hauterivian interval of the Pendência Formation (Silva, 1993)	262
Table 2. General description of diagenetic events for the Pendência reservoir (Anjos <i>et al.</i> , 2000, 1990)	264
Table 3. Defined lithofacies and key features based on Miall (2000, 1996). Based on the lithofacies similarities, they were paired with Bouma (1962) and Zavala <i>et al.</i> (2011) facies models. Lithofacies depositional processes were inferred from key features following Kneller (1995), Mutti <i>et al.</i> (1999), Mulder and Alexander (2001), Boggs (2006), Owen <i>et al.</i> (2011), Zavala <i>et al.</i> (2011) and Tinterri <i>et al.</i> (2016)	268
Table 4. Modal mineralogical composition, mean packing and porosity of the sandstones and matrix of the sand-supported conglomerates (lithofacies Gsm). Abbreviations: Qm – Monocrystalline quartz grains; Qp2-3 – Polycrystalline quartz grains with 2 to 3 aggregate crystals; Qp>3 – Polycrystalline quartz grains with more than 3 aggregate crystals; F – Feldspar grains; Ms – Muscovite; Bt – Biotite; Fi – Lithic fragments; Fb – Bioclasts; Chl – Chlorite; Cal – Calcite; Dol – Dolomite; Qcmt – Quartz cement; Op – Opaque minerals; ϕ – Porosity	277

APÊNDICE IV

Table 1. Simplified classification of oil types for the Potiguar Basin (Morais, 2007), with selected parameters and paleoenvironmental interpretation. Abbreviations: API – API gravity; ARO – aromatic hydrocarbons; NSO – nitrogen, sulfur and oxygen bearing compounds (resins and asphaltenes); SAT – saturated hydrocarbons; S – sulfur; 21/23TRI – C21 tricyclic terpane/C23 tricyclic terpane; 24/25TRI – C24 tricyclic terpane/C25 tricyclic terpane; FIT/PRI – fitane/pristane; GAM/H30 – gammacerane/C30 17 α (H),21 β (H)-hopane; H28/H29 – 17 α (H),18 α (H),21 β (H)-28,30-bisnorhopane/17 α (H),21 β (H)-30-norhopane; TET24/26TRI – C24 tetracyclic terpane/C23 tricyclic terpane; TPP index – tetracyclic polyprenoids index; Ts/(Ts+Tm) – 18 α (H)-22,29,30-
--

trishorneohopane/(18 α (H)-22,29,30-trishorneohopane+17 α (H)-22,29,30-trishnorhopane)	327
--	-----

Table 2. Selected samples for spectrophotometry and geochemical analysis	330
--	-----

Table 3. Summary of the fluorescence spectra parameters and the estimated chemical compositions (API gravity and the composition expressed in percentage of saturated, aromatic, resin and asphaltenes based on Stasiuk and Snowdon, 1997) for each group of fluid inclusions. Abbreviations: ARO – aromatic hydrocarbons; NSO – nitrogen, sulfur and oxygen bearing compounds (resins and asphaltenes); SAT – saturated hydrocarbons; Lmax – wavelength with maximum emissivity value; n – number of observations; R/G – relative emissivity of wavelengths 650 nm/500 nm; Std. Dev. – sample standard deviation	339
---	-----

Table 4. Peak abbreviations in the text and in Figures 9 and 10	345
---	-----

Table 5. Biomarker ratios and respective abbreviations for the inclusion oils and reservoir oil extracts of the selected samples in wells LOR-60 (Lorena Oilfield) and UB-40 (Ubarana Oilfield). The same abbreviations are used in the text and Figures 11, 12 and 13	348
--	-----

APÊNDICE V

Table 1. Samples selected for the fluid inclusion microthermometric and volumetric study. Abbreviation: CSLM – Confocal Scanning Laser Microcopy	386
--	-----

Table 2. Fluid inclusion assemblages (FIA) and genetic classification for the samples from Lorena and Ubarana oilfields	398
---	-----

Table 3. Summary of total homogenization temperatures ($T_{h(LV \rightarrow L)}$). Abbreviations: L – liquid; LV – coexisting vapor plus liquid; n – number of measurements; Pseudo-sec. – pseudo-secondary fluid inclusions; Std. Dev. – sample standard deviation; Th – homogenization temperature; V – vapor	402
---	-----

Table 4. Summary of ice and salt-hydrate melting temperatures. Abbreviations: Initial – refer to the first melting, which may be interpreted as a eutectic temperature (T_e); hh – hydrohalite ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); n – number of measurements; Pseudo-sec. – pseudo-secondary fluid inclusions; Std. Dev. – sample standard deviation; Tm – melting temperature	405
--	-----

Table 5. Summary of salinities calculated using the equations from Steele-MacInnis <i>et al.</i> (2011). Abbreviations: eq. – equivalent; n – number of measurements; Std. Dev. – sample standard deviation	406
Table 6. Summary of volumes and vapor fraction for selected petroleum inclusions analyzed through the confocal scanning laser microscope (CSLM). Abbreviations: DN – digital number; $T_{h(LV \rightarrow L)}$ – total homogenization temperature; Vo – oil volume; Vg – vapor bubble volume; ϕ_{Vap} – volume fraction of the vapor phase	409
Table 7. Modeled gas-oil ratio and CH ₄ content according to α - β model for the selected range of API gravities	416
Table 8. Estimated trapping parameters for the modeled petroleum and aqueous fluid inclusions, considering the minimum and maximum °API values	420

NOTAS DE RODAPÉ

1. ARTIGO: PESTILHO, A.L.S. & MONTEIRO, L.V.S. Uma revisão dos fundamentos do estudo de inclusões fluidas aquosas e de petróleo. *Terræ Didática*, v.13, n.2, p.42-63. 2017. DOI:10.20396/td.v13i2.8650084. Web: https://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/v13_2/132-1.html107
2. Adaptação para o português das abreviações, quantidades e siglas propostas por Diamond (2003c)126
3. Na literatura em geral sobre inclusões fluidas utiliza-se tradicionalmente a medida de concentração em “percentagem em peso equivalente”. O peso é a força exercida sobre os corpos pela ação do campo gravitacional da terra e por tanto depende da aceleração da gravidade. A estimativa composicional que é feita pelos parâmetros de inclusões fluidas, no entanto, não depende da aceleração da gravidade (Bakker, 2011)135
4. ARTIGO: PESTILHO, A.L.S.; MONTEIRO, L.V.S.; OLIVEIRA, D.M.; SANTOS NETO, E.V. Comparing the onshore and the offshore Albion-Cenomanian reservoirs of the Potiguar Basin, Brazil. (unpublished/ não publicado) ..177
5. ARTIGO: PESTILHO, A.L.S.; MONTEIRO, L.V.S.; OLIVEIRA, D.M.; SANTOS NETO, E.V. Hyperpycnal-fed lacustrine turbidites in rift basins: facies analysis and diagenesis of the Early Cretaceous Pendência Formation, Potiguar Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. doi: 10.1016/j.jsames.2017.10.015. Web: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981117301542>252

6. ARTIGO: PESTILHO, A.L.S.; MONTEIRO, L.V.S.; CARBONEZI, C.A.; JORGE, S. B. & SANTOS NETO, E.V. Linking the geochemistry of crude oils and petroleum inclusions in the Ubarana and Lorena Oilfields, Potiguar Basin, Brazilian Equatorial Margin. *Organic Geochemistry*. doi: 10.1016/j.orggeochem.2018.06.001. Web: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S014663801830130X>318

7. ARTIGO: PESTILHO, A.L.S.; MONTEIRO, L.V.S.; COUTINHO, L.F.C; SANTOS NETO, E.V. Unraveling the early petroleum migration of the Potiguar Basin, Brazil: Constraints from fluid inclusions of the Ubarana and Lorena oilfields.(unpublished / não publicado)376

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

RESUMO

Este capítulo introduz a problemática de estudo da migração de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar com foco no uso das inclusões fluidas. Esta abordagem visa trazer novos conhecimentos para a área de estudo, especialmente no que diz respeito ao início do preenchimento dos reservatórios da Bacia Potiguar. A Bacia Potiguar foi escolhida por ser uma bacia madura do ponto de vista exploratório, ideal para a aplicação de novas metodologias, além de apresentar dois sistemas petrolíferos bem distintos e complexa história de preenchimento dos reservatórios. O refinamento do conhecimento dos estágios iniciais de preenchimentos dos reservatórios, além de trazer implicações exploratórias para a Bacia Potiguar, permite a elaboração de novos conceitos relevantes ao entendimento de sistemas petrolíferos análogos, como os das bacias sedimentares da Margem Equatorial Brasileira. O texto está organizado de modo sequencial, primeiro introduzindo a problemática e o objeto do estudo, e apresentando organização deste volume (item 1.1), seguido das justificativas de estudo (item 1.2) e dos objetivos (item 1.3).

1.1. INTRODUÇÃO

O estudo de inclusões fluidas em bacias sedimentares, especialmente aquele ligado aos reservatórios de petróleo, vem ganhando grande valor desde meados dos anos 80 (BURRUSS *et al.*, 1981; BURRUSS *et al.*, 1983; MCMILANS, 1987; MUNZ, 2001; COELHO, 2005), sendo considerado o registro mais fidedigno dos primeiros pulsos de migração de hidrocarbonetos nas rochas reservatório ou camadas carreadoras (Munz, 2001).

Inclusões fluidas são cavidades naturais dos minerais que, no contexto das bacias sedimentares, formam-se durante a diagênese (ROEDDER, 1984; GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994; MUNZ, 2001; GOLDSTEIN, 2001). As inclusões fluidas são ideais ao estudo de um sistema petrolífero, pois guardam fluidos bacinais (*e.g.*, água de formação, água conata, óleo e diferentes tipos de gases) em invólucros de volume e composição quase sempre constantes ao longo do tempo geológico (ROEDDER, 1984). Esses fluidos bacinais são aprisionados nas inclusões durante a formação de minerais autigênicos durante diferentes estágios da história diagenética e no selamento de microfraturas em grãos detríticos (ROEDDER, 1984; GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994; GOLDSTEIN, 2001). Dessa forma, permitem o reconhecimento das características químicas e físico-químicas dos fluidos envolvidos na migração dos hidrocarbonetos no momento do preenchimento do reservatório, representando o único registro quase inalterado de um fluido que passou por um meio poroso (ROEDDER, 1984; GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994; GOLDSTEIN, 2001; MUNZ, 2001).

No presente trabalho são apresentados os resultados do estudo da migração de hidrocarbonetos na **Bacia Potiguar (Figura 1.1)**, com base em diferentes métodos que abrangem desde a caracterização faciológica e petrográfica das rochas reservatório até a análise de biomarcadores (*i.e.*, fósseis moleculares; WAPLES; MACHIARA, 1991), com especial foco no uso das inclusões fluidas (BREISLAKS, 1818; SORBY, 1858; ROEDDER, 1958, 1984).

Do ponto de vista histórico e econômico, a partir da década de 70, a Bacia Potiguar passou a apresentar sucessos exploratórios, com destaque para a descoberta do Campo de Ubarana em 1973 e para a primeira acumulação terrestre no Campo de Mossoró, identificada em 1979 (BERTANI *et al.*, 1990). Atualmente é uma das bacias sedimentares brasileiras mais exploradas, sendo que no início da década de 80 já possuía mais de 4.000 poços perfurados (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Assim, sendo a Bacia Potiguar uma bacia com campos maduros, esta é ideal para testar novas ferramentas e métodos que possam ser validados para a aplicação prática na exploração e produção de petróleo e gás, bem como trazer novas informações que possam refinar o conhecimento sobre a gênese e evolução da bacia.

Figura 1.1. Mapa simplificado da Bacia Potiguar mostrando seus principais domínios estruturais e a localização dos campos de Ubarana, Canto do Amaro, Baixa do Algodão e Lorena (BERTANI *et al.*, 1990).

Visando focar o estudo em áreas com abundância de amostras, que ao mesmo tempo possam representar os diferentes sistemas petrolíferos (*sensu* MAGOON; DOWN, 1994) da bacia, foram selecionadas quatro áreas de estudo correspondentes a quatro campos de petróleo maduros: o (i) Campo de Lorena (Reservatório: Formação Pendência), o (ii) Campo de Canto do Amaro (Reservatório: Formação Açú), o (iii) Campo de Baixa do Algodão (Reservatório: Formação Açú) e o (iv) Campo de Ubarana (Reservatório: Formação Açú).

Este volume encontra-se organizado em **3 capítulos e as conclusões**, incluindo a presente introdução, além de **5 artigos científicos em apêndice**. Os **capítulos 2 e 3** apresentam parte das bases teóricas deste estudo. No **capítulo 2** encontra-se uma revisão sobre a geologia da Bacia Potiguar e seu embasamento adjacente, a Porção Norte da Província Borborema. No **capítulo 3** são sumarizados os métodos e os materiais utilizados neste estudo. Os apêndices I ao V apresentam os resultados deste estudo. No **apêndice I** é apresentado um artigo de revisão das bases conceituais do estudo de inclusões fluidas. Os **apêndices II e III** apresentam os resultados dos estudos faciológicos e petrográficos básicos. O **apêndice IV** exhibe os resultados do estudo composicional das inclusões fluidas realizados a partir da análise de biomarcadores e da fluorescência dos óleos. O **apêndice V** apresenta os resultados das análises de temperatura, modelagem termodinâmica e a correlação temporal com base em modelos de soterramento unidimensionais. Um sumário das principais **conclusões** é apresentado de modo integrado no final do volume.

1.2. JUSTIFICATIVA

Na literatura, diversos estudos já foram publicados utilizando inclusões fluidas como traçador de paleo-rotas de migração (MUNZ, 2001; PARSELL *et al.*, 2001), como indicador de paleo-contato óleo-água (LISK *et al.*, 2002), como ferramenta para se estimar a idade relativa de entrada dos hidrocarbonetos no reservatório (MCMILANS, 1987; KARLSEN *et al.*, 1993, NEILSON *et al.*, 1998),

e como fonte de hidrocarbonetos pouco alterados para análises de biomarcadores (ISAKSEN *et al.*, 1998; GEORGE *et al.*, 2007).

Contudo, no Brasil, o uso de inclusões fluidas no estudo de sistemas petrolíferos das bacias sedimentares é ainda muito recente (*e.g.*, COELHO, 2005; NOMURA, *et al.*, 2014), indicando que a maioria das bacias sedimentares carece de estudos mais detalhados utilizando inclusões fluidas, tanto na caracterização dos sistemas petrolíferos, como no estudo da diagênese de rochas reservatório, e a Bacia Potiguar não é uma exceção.

Apesar de ser uma bacia madura, a Bacia Potiguar ainda representa valores expressivos de produção nacional de petróleo e gás natural, sendo que até dezembro de 2013 eram produzidos 69.585 barris de óleo equivalentes por dia (boe/d) a partir de 83 campos (ANP, 2014a). Isso representa uma produção total de 2,65 % em relação ao total da produção de boe/d brasileira (ANP, 2014a) com óleo de qualidade variada, com densidades entre 49,5 °API com teor de enxofre de 0,03 % (*e.g.*, campo de Pescada) e 14,1 °API com teor de enxofre de 0,93 % (*e.g.*, campo de Fazenda Belém, CE; ANP, 2014b). Já em termos de reservas, por exemplo, até a referida data a Bacia Potiguar detinha somente no Estado do Rio Grande do Norte o valor de 2,4 % do total de reservas provadas de petróleo, e 1,6 % das reservas provadas de gás natural (ANP, 2014b).

No âmbito do conhecimento geológico da Bacia Potiguar este estudo representa um marco por ser o primeiro estudo sistemático de inclusões fluidas a ser desenvolvido e aplicado aos sistemas petrolíferos dessa bacia. Esta pesquisa apresenta a interpretação integrada dos dados quantitativos

referentes às condições de temperatura, pressão e a composição molecular do óleo durante a migração e preenchimento dos reservatórios. Esses resultados podem trazer novos conceitos sobre a evolução dos sistemas petrolíferos da Bacia Potiguar, bem como prover novos paradigmas que possam ser utilizados na geração de modelos exploratórios para áreas com evolução geológica análoga, como as demais bacias sedimentares situadas ao longo da Margem Equatorial Brasileira (e.g., Bacia do Ceará).

Espera-se que este estudo possa ser futuramente utilizado para inspirar novos trabalhos focados no aprofundamento do conhecimento das inclusões fluidas em bacias sedimentares, o que por sua vez traria novas informações sobre a evolução dos sistemas petrolíferos e da história diagenética das bacias sedimentares brasileiras.

1.3. OBJETIVOS

O projeto objetivou a reconstrução da história diagenética dos reservatórios e da migração de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar. Para isso são traçados os seguintes objetivos específicos:

I. Caracterizar e correlacionar as fácies sedimentares com modelos de fácies da literatura;

II. Caracterizar petrograficamente as diferentes feições e parâmetros texturais (e.g., arredondamento e esfericidade de grãos, porosidade, seleção, arcabouço sedimentar) das rochas reservatório, complementando caracterização faciológica, e estabelecendo a idade relativa diferentes

gerações de cimentos presentes nos reservatórios e sua correlação com as assembleias de inclusões fluidas aquosas e de petróleo;

III. Caracterizar os diferentes fluidos aquosos que estiveram presentes durante a diagênese e a migração dos hidrocarbonetos para o reservatório, além de determinar as temperaturas e as pressões mínimas durante a formação das inclusões fluidas e a sua composição em termos de salinidade, presença de íons e gases dominantes;

IV. Caracterizar os hidrocarbonetos aprisionados nas inclusões fluidas com base na análise molecular (biomarcadores), permitindo a determinação da origem da matéria orgânica, além de estimar os níveis de maturidade dos hidrocarbonetos, possibilitando a correlação entre o óleo e os gases inicialmente aprisionados nas inclusões fluidas e os hidrocarbonetos presentes nos reservatórios hoje;

V. Estimar a idade relativa de preenchimento dos diferentes reservatórios estudados e as possíveis modificações entre os paleo-óleos (*sensu* GEORGE *et al.*, 2007) e os óleos atualmente presentes nos reservatórios.

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA BACIA POTIGUAR

RESUMO

Esse capítulo apresenta a revisão do contexto geológico regional da área de estudo. No texto são introduzidos conceitos e definições gerais sobre bacias sedimentares (item 2.1), a descrição da geologia do embasamento adjacente a Bacia Potiguar (item 2.2), bem como o preenchimento sedimentar e a compartimentação estrutural da bacia (item 2.3), assim como a evolução tectono-estratigráfica da bacia e seu contexto evolutivo associado à margem leste (item 2.4).

2.1. INTRODUÇÃO

Uma **bacia sedimentar** pode ser definida como uma área da crosta terrestre que está ou esteve em processo de subsidência e onde ocorre a acumulação de sedimentos (ALLEN; ALLEN, 2005). O ambiente tectônico e a heterogeneidade do embasamento condicionam o formato, o empilhamento estratigráfico, e a história de soterramento e térmica de uma bacia sedimentar (SZATMARI, 1990; ALLEN; ALLEN, 2005). Não é por acaso que diferentes classificações de bacias sedimentares já foram propostas baseadas em tais características, como consta na literatura (FIGUEIREDO; RAJA GABAGLIA, 1986; RAJA GABAGLIA; FIGUEIREDO, 1990; ALLEN; ALLEN, 2005).

As bacias sedimentares originadas durante a quebra de um continente, localizadas na porção abortada de uma junção triplíce, também denominada de aulacógeno (BURKE, 1977), são classificadas como bacias sedimentares do tipo rifte abortados (SZATMARI, 1990; ALLEN; ALLEN, 2005). Dentro desse contexto, a **Bacia Potiguar** (KEGEL, 1957) compreende uma bacia sedimentar de tipo rifte englobada no sistema de riftes abortados da margem nordeste do Brasil (**Figura 2.1**). Formada durante a fragmentação do Supercontinente Gondwana, processo que se iniciou no Neojurássico (CHANG *et al.*, 1988; MATOS, 1992, 1999), esta bacia tem como embasamento as rochas pré-cambrianas da Província Borborena (ALMEIDA *et al.* 1977, 1981).

Figura 2.1. Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar (CPRM, 2004). Legenda baseada em ARARIPE e FEIJÓ (1994) e ANGELIM *et al.* (2006).

2.2. GEOLOGIA DO EMBASAMENTO DA BACIA POTIGUAR: A PROVÍNCIA BORBOREMA

A **Província Borborema (Figura 2.2)** foi definida por ALMEIDA *et al.* (1977, 1981) como uma província estrutural, inserida na porção nordeste da Plataforma Sul Americana. Esta é caracterizada por um complexo sistema de dobramentos relacionado a zonas de cisalhamento de escala continental, compostos por sequências metassedimentares e meta-vulcanossedimentares intercalados por altos do embasamento, representados por terrenos granulíticos e gnáissicos migmatíticos. No contexto histórico tectônico, a Província Borborema formou-se como resultado da convergência dos crátons São Luís-Oeste Africano, São Francisco-Congo e Amazônico, que estiveram envolvidos na amalgamação e consequente formação do Supercontinente Gondwana (BRITO NEVES *et al.*, 2000; ARTHAUD *et al.*, 2008; BRITO NEVES *et al.*, 2014).

A porção aflorante da Província Borborema, compreende uma área em torno de 450.000 km², limitada a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste e a norte pelas bacias sedimentares marginais brasileiras. Parte das rochas da província estendem-se além dos limites aflorantes como parte do embasamento das bacias sedimentares do Parnaíba e da Margem Leste e Equatorial do continente Sul Americano. Também há correlação geológica entre rochas da Província Borborema e da Província do Benin, no oeste do continente Africano (BRITO NEVES *et al.*, 2000).

PRINCIPAIS ESTRUTURAS REGIONAIS:

ZCP - Zona de Cisalhamento Patos

ZCPR - Zona de Cisalhamento Pernambuco-Paraíba

TB - Zona de Cisalhamento Transbrasiliana

BACIAS SEDIMENTARES:

IG - Bacia de Iguatu

SEAL - Bacia de Sergipe-Alagoas

PB - Bacia de Pernambuco

RTJ - Bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá

PAR - Bacia do Parnaíba

BRP - Bacia do Rio do Peixe

EMBASAMENTO:

AP - Terreno Alto Pajeú

PEAL - Maciço Pernambuco-Alagoas

JG - Cinturão Jaguaribiano

RP - Maciço Rio Piranhas

SE - Cinturão Seridó

SJC - Maciço São José do Campestre

M-C - Complexos Mombaça e Cruzeta

RP - Maciço Rio Piranhas

Figura 2.2. Mapa simplificado mostrando o contexto geológico da Província Borborema (modificado de BRITO NEVES *et al.*, 2014 a partir de ARTHAUD *et al.*, 2008).

BRITO NEVES *et al.* (2000) propuseram a divisão da Província Borborema em cinco domínios (**Figura 2.3**), com base nos contrastes litológicos, geocronológicos e estruturais dos seus vários segmentos: o Domínio Médio Coreau, o Domínio Ceará Central, o Domínio Rio Grande do Norte, o Domínio Central (*i.e.*, Zona Transversal), e o Domínio Sul.

Figura 2.3. Mapa geológico simplificado da Província Borborema (modificado de BRITO NEVES *et al.*, 2014 a partir de BRITO NEVES *et al.*, 2000 e ARTHAUD *et al.*, 2008), mostrando os seus principais domínios estruturais.

A Bacia Potiguar tem como embasamento as rochas dos domínios Rio Grande do Norte e Ceará Central que, somados ao Domínio Médio Coreau, compõem a Porção Norte da Província Borborema (PNPB; DE CASTRO *et al.*, 2012).

2.2.1. A PORÇÃO NORTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA

2.2.1.1. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A PNPB (**Figura 2.4**) encontra-se limitada a sul pelo Lineamento de Patos, a leste pela Bacia do Parnaíba e a norte e a leste pelas coberturas fanerozoicas (ARTHAUD *et al.*, 2008). Esta é recortada por um mosaico de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala regional. Estas zonas são delineadas por cinturões deformacionais compostos por milonitos e ultramilonitos (ARTHAUD *et al.*, 2008).

No limite sul, o Lineamento de Patos, corresponde a uma zona de cisalhamento de direção E-W, enquanto a maioria das zonas de cisalhamento, nos domínios Rio Grande do Norte e Ceará Central, tem direção predominante NNE-SSW (e.g., Sabonete-Inharé, Senador Pompeu, Orós, Jaguaripe, Portalegre, João Câmara, Aiuabá, Farias Brito, Rio Groaíras). Duas zonas de cisalhamento regionais do Domínio Ceará Central têm direção NW-SE: Tauá e Rio Groaíras. Indicadores cinemáticos mostram que estas zonas se formaram em decorrência de movimentação dextral, com exceção da zona de cisalhamento Tauá (ARTHAUD *et al.*, 2008).

Estas zonas de cisalhamento NNE-SSW são paralelas às transcorrências de escala regional da cadeia Pan-Africana, particularmente o Lineamento Kandi, interpretadas como produto da colisão oblíqua entre os crátons São Francisco-Congo e do Oeste Africano (CASTAING *et al.*, 1994). Nesse contexto o Lineamento Transbrasiliano (*i.e.*, zona de Sobral-Pedro II) é tido como uma continuação do Lineamento Kandi, o que implicaria em um

mesmo significado para a origem dessas zonas na PNPB (ARTHAUD *et al.*, 2008).

Figura 2.4. Mapa geológico simplificado da Porção Norte da Província Borborema. Bacias Sedimentares: RP – Bacia do Rio do Peixe; IG – Bacia de Iguatu; PAR – Bacia do Parnaíba. Núcleos cratônicos: SJC – Maciço São José do Campestre; MB – Complexo Mombaça; CT – Complexo Cruzeta; GJ – Unidade Granjero. Zonas de Cisalhamento: ZCTB – Transbrasiliiano (Sobral-Pedro II); ZCT – Tauá; ZCSI – Sabonete-Inharé; ZCSP – Senador Pompeu; ZCO – Orós; ZCJB – Jaguaribe; ZCPA – Portalegre; ZCJC – João Câmara; ZCA – Aiuába; ZCFB – Faria Brito; ZCPT – Patos. Falha: RGF – Rio Groiáras (modificado de ARTHAUD *et al.*, 2008).

Segundo ARTHAUD *et al.* (2008), a idade das intrusões graníticas sintectônicas (ca., 0,59 Ga na zona de cisalhamento Senador Pompeu; NOGUEIRA, 2004) indicam que a sua movimentação é mais nova que a amalgamação do Domínio Ceará Central. Contudo, algumas zonas de cisalhamento constituem reativações de estruturas mais antigas (e.g., Orós, Jaguaribe e Portalegre), que retrabalharam falhas normais limitantes do cinturão Orós-Jaguaribe do Período Stateriano (ARTHAUD *et al.*, 2008).

2.2.1.2. UNIDADES GEOLÓGICAS

I. ARQUEANO

As unidades arqueanas da PNPB compreendem: (i) o *Maciço São José do Campestre*, (ii) a *Unidade Granjeiro*, e os (iii) *complexos Mombaça e Cruzeta*.

(i) O *Maciço São José do Campestre* compreende um núcleo cratônico heterogêneo inserido na porção leste do Domínio Rio Grande do Norte, composto por: (a) gnaisses sienograníticos (2,68 Ga U-Pb zircão ID-TIMS; DANTAS, 1997); (b) metanoritos, gabros, granulitos e anortositos (3,03 Ga U-Pb zircão ID-TIMS; DANTAS, 1997); gnaisses TTG peraluminosos do Complexo Brejinho (3,18 Ga U-Pb zircão ID-TIMS; DANTAS, 1997), Complexo Gnáissico Tonalítico Migmatítico Bom Jesus (3,45 U-Pb zircão ID-TIMS; DANTAS, 1997). A evolução complexa deste maciço sugere que este pode representar um fragmento alóctone descolado de um grande bloco cratônico arqueano (ARTHAUD *et al.*, 2008).

(ii) A *Unidade Granjeiro* está localizada na porção sul do Domínio Ceará Central, limitada a norte pela Zona de Cisalhamento Farias Brito, e a sul pelo Lineamento de Patos. Esta unidade compreende rochas plutônicas de composição tonalítica a granodiorítica intrusivas em unidades de rochas metavulcânicas de afinidade tholeiítica e metassedimentares associadas (ARTHAUD *et al.*, 1998). As rochas plutônicas têm idade de 2,55 Ga (U-Pb zircão SHRIMP; SILVA *et al.*, 2002). As rochas desse domínio apresentam paragênese de fácies anfibolito médio a alto além de terem sido fortemente deformadas durante a orogenia Brasileira (MONIÉ *et al.*, 1997). A foliação tende a verticalizar-se próximo das zonas de cisalhamento (ARTHAUD *et al.*, 2008).

(iii) Os *Complexos Mombaça e Cruzeta* estão localizados na Província Ceará Central e são ambos constituídos por gnaisses migmatíticos, que exibem alternância de bandas de composição predominantemente granodioríticas alternando-se com bandas de composição granítica a tonalítica (ARTHAUD *et al.*, 2008). Nestes migmatitos a ocorrência de corpos máficos e ultra-máficos boudinados é comum, representando fragmentos de estratos máficos, alguns dos quais hospedeiros de mineralizações de cromita (ARTHAUD *et al.*, 2008). Veios de pegmatito e de composição quartzo-feldpática são de comum ocorrência, sendo orientados ao longo da foliação. As rochas metassedimentares são escassas e representadas por formações ferríferas bandadas associadas com anfibolitos e turmalinitos (ARTHAUD *et al.*, 2008).

Embora os complexos Mombaça e Cruzeta sejam separados pela Zona de Cisalhamento Sabonete-Inhanré, há pouca distinção litológica entre esses complexos. Sua principal diferenciação deve-se ao contraste de sua assinatura

nos dados gamaespectrométricos e a uma pequena diferença de idades, sendo que o Complexo Mombaça é datado em cerca de 2,8 Ga, enquanto o Complexo Cruzeta tem idade de cerca de 2,7 Ga (U-Pb zircão TIMS; FETTER, 1999).

II. PALEOPROTEROZOICO

O Paleoproterozoico da porção norte compreende quatro unidades: o (i) *Complexo Gnáissico-Migmatítico Paleoproterozoico*, (ii) a *Suíte Madalena*, (iii) a *Unidade Algodões* e o (iv) *Cinturão Orós-Jaguaribe*.

(i) O *Complexo Gnáissico-Migmatítico Paleoproterozoico* constitui a porção majoritária do embasamento da Província Borborema. Estas rochas de idade entre 2,11 e 2,19 Ga (U-Pb zircão; HACKSPACHER *et al.*, 1990; VAN SCHMUS *et al.*, 1995; MARTINS *et al.*, 1998; FETTER *et al.*, 2000; CASTRO *et al.*, 2003; CASTRO, 2004) são compostas majoritariamente de ortogneisses de composição granodiorítica, que foi metamorfolizado em condições de fácies anfibolito de alta temperatura e taxas variáveis de migmatização. As rochas metassedimentares peraluminosas são de ocorrência restrita na unidade, exceto na região entre as zonas de cisalhamento Orós e Senador Pompeu (ARTHAUD *et al.*, 2008).

(ii) A *Suíte Madalena* compreende uma unidade ígnea intrusiva pouco deformada localizada no Domínio Ceará Central, composta por uma associação de quartzo-diorito e diques sin-tectônicos de micro-diorito que intrudem o Complexo Cruzeta (ARTHAUD *et al.*, 2008). As idades obtidas para

o Complexo Madalena variam entre 2,15 e 2,2 Ga (U-Pb zircão; CASTRO, 2004).

(iii) A *Unidade Algodões* corresponde a uma sequência supra-crustal metamorfoisada que contorna o Complexo Cruzeta (ARTHAUD *et al.*, 2008). A Unidade Algodões inclui anfibolitos, gnaisses leucocráticos finos (meta-tufos), metagrauvacas, meta-arcósias, quartzitos, quartzitos micáceos, rochas calciossilicáticas, metaconglomerados com clastos de composição carbonática, e rara ocorrência de metapelitos, que localmente contêm grafita e cianita, além de concentrados de manganês (ARTHAUD *et al.*, 2008). Estas rochas associam-se a uma sequência de rochas metaultramáficas de composição komatítica e meta-basaltos. Rochas metavulcânicas félsicas são encontradas próximas ao topo da sequência meta-komatítica (ARTHAUD *et al.*, 2008). Associadas à Unidade Algodões também ocorre uma sequência de > 500 m de espessura de rochas interpretadas como um complexo de *sills*, representadas por ortognaisses porfiríticos finos, metadacitos e microdiorito (2,13 Ga U-Pb zircão SHRIMP; CASTRO, 2004). A idade de 2,13 Ga sugere que esta unidade é mais nova que a Suíte Madalena (ARTHAUD *et al.*, 2008).

(iv) O *Cinturão Orós-Jaguaribe* compreende uma sequência supra-crustal associada às zonas de cisalhamento homônimas de direção NNE-SSW (porção norte) com inflexão para E-W (porção sul), sendo limitado pela Zona de Cisalhamento Portalegre, dentro do Domínio Rio Grande do Norte (ARTHAUD *et al.*, 2008). Este cinturão corresponde a uma sequência metavulcanossedimentar associada à ortognaisses datados em cerca de 1,69 Ga (U-Pb zircão; SÁ, 1991). As rochas metassedimentares são representadas por xistos, intercalados a camadas delgadas de quartzito, lentes de mármore

rico em Mg ou Ca, rochas calciossilicáticas, xistos e quartzitos carbonosos. A ocorrência de camadas de magnesita contendo pseudomorfos de gipsita sugere um ambiente evaporítico para deposição dos sedimentos (PARENTE *et al.*, 2004). As rochas metavulcânicas possuem idade entre 1,75 e 1,8 Ga (U-Pb zircão; SÁ, 1991), e compreendem metarriolito, metadacitos e metarriodacitos. O ortognaisses apresenta composição alcalina, geralmente mostrando textura porfírica e, localmente, relictos de textura rapakivi. O grau metamórfico é baixo a médio, na fácies xisto verde (associação de muscovita e cloritoide) a anfibolito (zona da estauroлита). No setor norte do Cinturão Orós-Jaguaribe, o metamorfismo atingiu fácies anfibolito de alta temperatura gradando para fácies granulito. A associação de litotipos desse cinturão foi interpretada como formada em um ambiente de rifte (PARENTE e ARTHAUD, 1995) com idades correlatas aos do Evento Espinhaço (ALKIMIN, 1993).

III. NEOPROTEROZOICO

O registro do Neoproterozoico é compreendido pelos grupos (i) Ceará, (ii) Seridó e os (ii) Granitoides Neoproterozoicos.

(i) O *Grupo Ceará* corresponde a uma espessa sequência metassedimentar terrígena dominada por metapelitos, que está localizada majoritariamente no Domínio Ceará Central, e em menor parte no Domínio Rio Grande do Norte (ARTHAUD *et al.*, 2008). Esta unidade se sobrepõe, a partir de uma zona milonitizada, às rochas paleoproterozoicas menos deformadas da Unidade Algodões (ARTHAUD *et al.*, 2008). Os metapelitos do Grupo Ceará no Domínio Ceará Central têm uma trajetória de metamorfismo invertida (CABY e

ARTHAUD, 1986), sendo que a associação típica contém cianita + muscovita + granada + rutilo, tipicamente com cianita inclusa em granada e muscovita. Subordinadamente aos metapelitos ocorrem camadas delgadas de quartzito, lentes de mármore e rochas calciossilicáticas, frequentemente associadas com anfibolitos. Migmatização ocorre intensamente associada à zona de cisalhamento dúctil enquanto é pouco presente nas porções distais da mesma. Paragêneses contendo sillimanita são comuns na porção central da unidade (ARTHAUD *et al.*, 2008).

Incluído no Grupo Ceará, ocorre o *Cinturão Eclogítico de Forquilha*, composto por anfibolitos portadores de granada e clinopiroxênio caracterizados como retro-eclogitos (SANTOS *et al.* 2009). ARTHAUD *et al.* (2008) interpretaram o Grupo Ceará como uma bacia sedimentar de margem passiva, posteriormente envolvida em cavalgamento resultante da colagem continental do Brasileiro. Idades obtidas por datação U-Pb de zircões detríticos situam sua idade máxima de deposição no Paleoproterozoico (ca., 1.800 Ma; ANCELM, 2011, 2015). (ii) O *Grupo Seridó* corresponde a uma espessa sequência metassedimentar exposta na porção leste do domínio Rio Grande do Norte (ARTHAUD *et al.*, 2008). Esta sequência, de idade máxima de deposição estimada entre 0,6 e 0,7 Ga (U-Pb zircão detrítico SHRIMP; VAN SCHMUS *et al.*, 2003), foi subdividida em três formações, da base para o topo: a Formação Jucurutu, a Formação Equador e a Formação Seridó (ARTHAUD *et al.*, 2008). A Formação Jucurutu é composta de biotita gnaisses, rochas calciossilicáticas, mármore e, de forma subordinada, por quartzitos associados com intercalações de rochas metavulcânicas máficas a félsicas (ARTHAUD *et al.*, 2008). A Formação Equador é encontrada em não conformidade com o embasamento,

sendo representada por quartzitos com camadas conglomeráticas (ARTHAUD *et al.*, 2008). A Formação Seridó é composta majoritariamente de metapelitos, incluindo xistos carbonáticos, xistos quartzosos e quartzitos impuros. Biotita xistos da Formação Seridó apresentam relictos de estruturas sedimentares que foram interpretadas como indicativas de possíveis turbiditos (ARTHAUD *et al.*, 2008).

(iii) Os *Granitoides Neoproterozoicos* ocorrem amplamente na Província Borborema, inclusive constituindo parte do embasamento imediato da Bacia Potiguar. De acordo com datações U-Pb, a maioria das intrusões apresentam idades de cristalização entre 0,62 e 0,63 Ga (BRITO NEVES *et al.*, 2003). Granitos sin-Brasilianos possuem duas associações, sendo a primeira compreendida por granitos tipo S derivados da fusão de rochas metassedimentares associadas ao espessamento crustal, e a segunda correspondente a granitos alojados em domínios transtensionais das principais zonas de cisalhamento dúcteis. Datações de granitos alojados ao longo da zona de cisalhamento Senador Pompeu denotam idade de cristalização entre 0,58 e 0,59 Ga (U-Pb zircão; NOGUEIRA, 2004). Existe ainda um grande número de granitos neoproterozoicos *tardi*-Brasilianos, que são caracterizados por ocorrerem tanto como pequenos *stocks* como grandes batólitos, com idades que variam de 0,53 a 0,58 Ga colocados ao longo de grandes zonas de cisalhamento (ARTHAUD *et al.*, 2008).

Dentre eles, o *Complexo Tamboril-Santa Quitéria* compreende a maior unidade de idade neoproterozoica situada no Domínio Ceará Central, interpretada como um arco magmático continental formado durante a colagem

do Brasileiro (FETTER *et al.*, 2003). Datações indicaram idade de cristalização entre 591 e 665 Ma (U-Pb zircão; FETTER *et al.*, 2003).

IV. NEOPROTEROZOICO-FANEROZOICO (PALEOZOICO)

O limite entre o Neoproterozoico e o Fanerozoico apresenta os registros sedimentares não metamorfisados mais antigos, correspondentes às (i) *Sequências Sedimentares tardi-Brasilianas*, e à ocorrência de intrusões graníticas paleozoicas representadas pelos (ii) *Granitoides Pós-Brasilianos*.

(i) Sequências Sedimentares tardi-Brasilianas: várias pequenas bacias sedimentares de idade neoproterozoica-paleozoica foram parcialmente preservadas ao longo de grandes zonas de cisalhamento regionais (PARENTE *et al.*, 2004), a exemplo da Bacia de Jaibaras (e.g., OLIVEIRA, 2000) e da Bacia de Cococi (e.g., PARENTE *et al.* 2004).

Como regra geral, estas bacias possuem duas sequências sedimentares continentais separadas por uma inconformidade erosiva. A sequência inferior, do Eudiacariano-Cambriano, compreende ortoconglomerados polimíticos e brechas (PARENTE *et al.*, 2004). Os clastos dos ortoconglomerados são compostos de fragmentos líticos de gnaiss, arenito arcóseo, anfibolito e veio de quartzo, ao passo que a matriz é composta de areia fina de cor cinza arroxeada (PARENTE *et al.*, 2004). A sequência superior, do Cambriano-Ordoviciano, também é composta por ortoconglomerados com matriz arenosa. A maioria dos clastos é composta de fragmentos líticos de rochas vulcânicas, incluindo basalto e riolito, além de fragmentos de rochas sedimentares (PARENTE *et al.*, 2004).

Diversas fases de magmatismo afetaram estas bacias, sendo a primeira fase representada por enxames de diques basálticos, quartzo diorito, dacito, riódacito e riólito porfíritico, que ocorrem na borda noroeste da Bacia de Jaibaras (OLIVEIRA, 2000). Datações Rb-Sr em rocha total de alguns dos diques que afloram na bacia do Jaibaras mostram idade de cerca de 0,58 Ga (NOVAIS *et al.*, 1979), $0,56 \pm 0,02$ Ga (SIAL; LONG, 1978), e $0,56 \pm 0,01$ Ga (TAVARES *et al.*, 1990). Na porção mais interior destas bacias o magmatismo é caracteristicamente extrusivo, bimodal, representado por basaltos tholeiíticos alcalinos e andesitos associados com ou cortando as unidades sedimentares (Formação Parapuí; COSTA *et al.*, 1979). Por vezes, tais rochas exibem alteração hidrotermal sódica e propilítica como as mais comuns. Ainda stocks e batólitos graníticos intrudem as sequências basais, a exemplo do granito Mucambo (0,53 Ga, U-Pb zircão; FETTER, 1999). As grandes zonas de cisalhamento que acomodam estas bacias são de idade neoproterozoica, e estiveram ativas entre 0,58 e 0,50 Ga de acordo com datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (CORSINI *et al.*, 1998).

(ii) Granitos pós-Brasileiros: diversas intrusões apresentam idade de cristalização do Ordoviciano, a exemplo da Suíte Pajé, de idade entre 0,45 e 0,49 Ga (U-Pb zircão; TEIXEIRA, 2005) e do Complexo Anelar Quintas, de idade entre 0,44 e 0,50 Ga (U-Pb zircão; CASTRO, 2004).

2.3. A BACIA POTIGUAR

O registro sedimentar pós-paleozoico da Porção Norte da Província Borborema é composto por um conjunto de bacias sedimentares mesozoicas, representadas pela Bacia do Rio do Peixe, a Bacia de Iguatu, a Bacia Potiguar, e os sedimentos cenozoicos que incluem o Grupo Barreiras e as formações Serra dos Martins e Potengi (MATOS, 1992).

A Bacia Potiguar em sua porção emersa cobre cerca de 48.000 km² da porção extremo leste da margem equatorial brasileira, localizada em sua maior parte no estado do Rio Grande do Norte e o restante no Ceará (BERTANI *et al.*, 1990; ARARIPE; FEIJÓ, 1994; PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A porção emersa da Bacia Potiguar, que corresponde a 45% da sua área, é limitada a sul, a leste e a oeste pelo embasamento compreendido pelas rochas ígneas e metamórficas da Província Borborema. Na porção submersa, a bacia é limitada com a Bacia do Ceará a noroeste pelo Alto de Fortaleza, e a leste com a Bacia de Pernambuco-Paraíba pelo Alto de Touros (BERTANI *et al.*, 1990; ARARIPE; FEIJÓ, 1994).

2.3.1. ARCABOUÇO ESTRUTURAL E COMPARTIMENTAÇÃO

O arcabouço estrutural (**Figura 2.5**) da Bacia Potiguar é constituído por três unidades básicas correspondentes aos (i) **grabens assimétricos**, preenchidos pelos sedimentos do Eocretáceo; (ii) **horsts**, que comumente são denominados **altos internos** do embasamento, e que não possuem as sequências sedimentares do Eocretáceo; e os (iii) limites da seção rifte, que são denominados **altos externos** ou **plataformas do embasamento**, recobertos por sedimentos do Aptiano ao Neocretácio na porção emergsa, e apresentando sedimentos neógenos e paleógenos na porção submersa (BERTANI *et al.*, 1990).

Os principais *grabens* da porção emergsa da bacia correspondem a Apodi, Umbuzeiro, Boa Vista e Algodões, que constituem feições lineares com eixos orientados na direção NE-SW, levemente oblíquos em relação aos principais lineamentos do embasamento da sua bacia, que se orientam na direção NNE-SSW (BERTANI *et al.*, 1990; BORGES, 1993; SOARES; ROSSETTI, 2005). Na porção submersa, os *grabens* assimétricos tem a orientação de seus eixos próxima a atual linha costa (BERTANI *et al.*, 1990).

Os altos internos consistem de cristas alongadas do embasamento, que separam os principais *grabens*. Estes são compostos de gnaisses, migmatitos ou xistos soerguidos por falhas lítricas normais. Os principais altos internos são os de Quixaba, Serra do Carmo e Macau, que ocorrem dispostos paralelamente ao eixo dos *grabens* adjacentes (BERTANI *et al.*, 1990).

O contorno da porção interna do rifte é composto por grandes sistemas de falhas que caracterizam lineamentos estruturais regionais. Os principais

lineamentos estruturais que contornam o conjunto de *grabens* e altos internos são os sistemas de falhas de direção NE-SW, como o sistema Carnaubais, com até 5 km de rejeito e a Linha de Charneira de Areia Branca, caracterizada pelo pequeno rejeito das falhas (BERTANI *et al.*, 1990). Além destes, o sistema de falha de Apodi limita a principal extensão do rifte a sul (SOUZA, 1982; SOARES; ROSSETTI, 2005), enquanto que o sistema de falhas de Ubarana compreende o principal conjunto de estruturas a nordeste, na porção submersa da bacia (SOUZA, 1982).

Dois altos externos ocorrem contornando os *grabens* da seção rifte: (i) a leste do sistema de falhas de Carnaubais, encontra-se o Alto de Touros; a oeste da linha de charneira de Areia Branca, encontra-se o Alto de Aracati. Estes altos caracterizam-se por ter sido menos afetados pela deformação, pois apresentam falhas portadoras de rejeitos de dezenas até poucas centenas de metros. Nestas regiões, o embasamento mergulha gradualmente, desde os afloramentos ao sul, até cerca de 1,5 km de profundidade junto às bordas dos *grabens* da parte submersa (BERTANI *et al.*, 1990).

Figura 2.5. Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (modificado de VASCONCELOS, 2005).

2.3.2. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

O arcabouço estratigráfico (**Figura 2.6**) da Bacia Potiguar foi introduzido por SAMPAIO e SCHALLER (1968) e, posteriormente, sintetizado por SOUZA (1982) e LIMA NETO (1986) e atualizado por ARARIPE; FEIJÓ (1994), que introduziram as divisões cronoestratigráficas com base em sequências deposicionais definidas por DELLA FÁVERA *et al.* (1992). PESSOA NETO *et al.* (2007) atualizou e organizou a estratigrafia da Bacia Potiguar, adicionando a descrição de sequências deposicionais para a Formação Pendência (DELLA FÁVERA *et al.*, 1994) e para a Plataforma Neogena apresentadas em PESSOA NETO (2003).

A Bacia Potiguar é compartimentada em três grupos: **Areia Branca** (Neocominiano-Eoaptiano), **Apodi** (Neoalbiano-Neocampaniano) e **Agulha** (Eocampaniano-Recente; ARARIPE; FEIJÓ, 1994; PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Figura 2.6. Coluna estratigráfica simplificada da Bacia Potiguar (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Estes grupos podem ser divididos em três supersequências deposicionais, que refletem os estágios de ruptura da crosta e evolução para uma bacia de margem passiva:

- (i) A **Supersequência Rifte**, que é representada pelos depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das formações Pendência e Pescada do Grupo Areia Branca (Sequências K10 à K40; Neocominiano-Eoaptiano);
- (ii) A **Supersequência Pós-Rifte**, que é caracterizada pela deposição de uma sequência flúvio-deltaica, com os primeiros registros de ingressão marinha, representada pela Formação Alagamar do Grupo Areia Branca (Sequência K50; Neoapitiano);
- (iii) A **Supersequência Drifte**, que é caracterizada por uma sequência flúvio-marinha transgressiva, compostas pelo Grupo Apodi, constituído pelas formações Açu, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra (Sequências K60 à K90; Eoalbiano-Neocampaniano), recoberta por uma sequência clástica e carbonática regressiva do Grupo Agulha, constituído pelas formações Ubarana, Tibau e Guamaré (Sequência K100 à N50; Neocampaniano-Recente). Rochas vulcânicas associadas à Formação Macau foram depositadas entre o Eoceno e o Oligoceno na bacia (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A descrição estratigráfica com base em cronoestratigrafia a partir de conceitos de Estratigrafia de Sequências permite um melhor entendimento da relação entre diferentes fácies sedimentares, que muitas vezes são diácronas para uma mesma formação (e.g. Formação Pendência; ANJOS *et al.*, 2000). Este detalhamento faz-se necessário em escala de reservatório, onde as

unidades litoestratigráficas não fornecem o detalhamento suficiente para a correlação de características sedimentares (PESSOA NETO *et al.*, 2003).

Foram resumidas as principais características de cada supersequência, com base nas sequências deposicionais de terceira ordem, de acordo com a definição de Haq *et al.* (1987) e Posamentier e Vail (1989), individualizadas na literatura.

2.3.2.1. A SUPERSEQUÊNCIA RIFTE: NEOCOMINIANO-EOAPTIANO

A Supersequência Rife é composta de seis Sequências Depositionais divididas por discordâncias regionais, algumas das quais gradam para paraconformidades nas porções distais. Da base para o topo, as sequências K10, K20, K34, K36 e K38 compõem a Formação Pendência, enquanto a sequência K40 corresponde à Formação Pescada (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A *Formação Pendência* (SOUZA, 1982) caracteriza-se por apresentar arenito fino, médio e grosso, cinza-esbranquiçado com intercalações de folhelho e siltito cinzento (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Datações de palinomorfos indicam idade de deposição entre o Valanginiano e o Eoapitiano (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Pessoa Neto *et al.* (2007) agruparam os conglomerados polimíticos, arenitos grossos a conglomeráticos imaturos e feldspáticos com fragmentos líticos, que ocorrem principalmente nas bordas falhadas do rifte no *Membro Lagoa do Queimado*. As rochas do Membro Lagoa do Queimado ocorrem principalmente nas áreas dos *grabens* de Guamaré, Umbuzeiro e

Apodi, com ocorrências menos expressivas na porção NE do *graben* de Boa Vista (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A interpretação do padrão estratal e perfis sísmicos das duas sequências mais basais (K10 e K20; DELLA FÁVERA *et al.*, 1992) indica predomínio de sedimentação lacustre com fluxos gravitacionais de arenitos e conglomerados, alimentados por sistemas flúvio-deltaicos e de leques aluviais/deltaicos, provenientes da margem flexural e da margem falhada, com importante controle estrutural na deposição dos sedimentos (**Figura 2.7**; SOARES; ROSSETTI, 2005). Nas duas sequências mais superiores (K34 e K36; DELLA FÁVERA *et al.*, 1994), a sedimentação foi predominantemente flúvio-deltaica progradante, com contribuição de sistemas deposicionais axiais (SW-NE) e provenientes da margem flexural (NW-SE) da calha tectônica. A contribuição da margem falhada consistiu de leques deltaicos empilhados, com pouca expressão lateral (PESSOA NETO *et al.* 2007).

A Sequência K38 encontra-se preservada na porção submersa da bacia, tendo sido amostrada por poços em *grabens* isolados sobre a plataforma de Aracati (*grabens* de Jacaúna, Massejana e Fortaleza), bem como nos depocentros relacionados às falhas de Macau e Ubarana (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Figura 2.7. (1) Mapa de localização do perfil A-A' que cruza o *graben* de Apodi, na porção terrestre da Bacia Potiguar; (2) Perfil que mostra a disposição das sequências K10, K20, K34 e K36 da Formação Pendência (SOARES; ROSSETTI, 2005; PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A *Formação Pescada* (TEIXEIRA, 1990, 1991; FONSECA, 1992) corresponde à Sequência K40 (ARARIPE; FEIJÓ, 1994), sendo seu contato com a Formação Pendência marcado por uma discordância regional de idade Neoaptiana (PESSOA NETO *et al.*, 2007). A Sequência K40 é constituída por uma cunha clástica sintectônica, reconhecida inicialmente no bloco baixo da Falha de Pescada (PESSOA NETO *et al.*, 2007). ARARIPE e FEIJÓ (1994) caracterizam-na como composta por arenito médio branco e arenito fino cinza, com intercalações de folhelho e siltito cinza, sendo sua idade eoapitiana.

No topo da Formação Pescada, ocorrem depósitos carbonáticos compostos de calcarenitos e coquinas com conchas de bivalves, intercalados com arenitos finos bioturbados com fragmentos de bivalves e folhelhos pretos laminados intercalados com margas e calcilitos agrupados no *Membro Cristóvão* (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

O sistema de falhas de Pescada possui direção geral WNW-ESE e constitui o limite proximal de ocorrência desta sequência (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). ARARIPE e FEIJÓ (1994) interpretaram o registro sedimentar como formado por leques aluviais, com influência de depósitos lacustres intercalados a turbiditos. Em contraste, Pessoa Neto *et al.* (2007) consideram sua formação por meio de sistemas dominados por leques aluviais e sistemas fluviais de alta energia, com bancos carbonáticos restritos.

2.3.2.2. A SUPERSEQUÊNCIA PÓS-RIFTE: NEOAPTIANO

Esta supersequência é reconhecida a partir da passagem gradativa do registro de sistemas deposicionais continentais para marinhos caracterizados na Sequência K50 (PESSOA NETO *et al.*, 2007), que corresponde à *Formação Alagamar* (SOUZA, 1982).

A Formação Alagamar ocorre sobreposta às formações Pendência e Pescada, ou sobre o embasamento em contato discordante de idade Eoaptiana, sendo sua idade de posição neoaptiana (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Esta unidade é constituída por três membros, separados pelas *Camadas Ponta do Tubarão* (CPT): o *Membro Canto do Amaro*, basal, que é composto de conglomerado polimítico a oligomítico e arenito muito grosso a médio, com intercalações de arenito médio a muito fino, capeados por siltito ou folhelho castanho avermelhado a cinza claro/escuro (PESSOA NETO *et al.*, 2007); o *Membro Upanema*, ocorre sobrepondo e com contato lateral ao Membro Canto do Amaro (PESSOA NETO *et al.*, 2007), e caracteriza-se por arenito fino a grosso, cinza, e folhelho cinza esverdeado; as CPT são formadas por

calcarenito e calcilutito ostracoidais e folhelho escuro euxínico (*i.e.*, ambiente pobre em oxigênio e rico em H₂S; ARARIPE; FEIJÓ, 1994); o *Membro Galinhos* é constituído por folhelho cinza escuro e calcilutito creme claro (ARARIPE; FEIJÓ, 1994).

Algumas porções dos *grabens* de Boa Vista e Guamaré apresentam conglomerados de leques aluviais depositados em meio aéreo ou aquoso (*i.e.*, *fan delta*) associados com sedimentos fluviais de granulometria grossa com controle tectônico (PESSOA NETO *et al.*, 2007). Os sistemas deposicionais associados ao registro dessas formações registram a passagem de sistema costeiro de leques aluviais sub-aquosos (*i.e.*, *fan delta*; Membro Canto do Amaro), flúvio-deltaico (Membro Upanema) e lagunar (CPT), para sistema marinho raso (Membro Galinhos; ARARIPE; FEIJÓ, 1994; PESSOA NETO *et al.*, 2007).

2.3.2.3. A SUPERSEQUÊNCIA DRIFTE: EOALBIANO-RECENTE

A Supersequência Drifte agrega doze sequências deposicionais (*i.e.*, de K60 a N50) que compreendem toda a sedimentação marinha ocorrida a partir do Albiano Inferior (PESSOA NETO *et al.*, 2007). Estas sequências são subdivididas em dois conjuntos: as Sequências Marinhas Transgressivas, K60, K70, K82-K84, K86, K88, e K90; e as Sequências Marinhas Regressivas, K100-E10, E20-E30, E40-E70, E80-N10, N20-N30, N40-N50 (FRANÇOLIN; SZATMARI, 1987; ARARIPE; FEIJÓ, 1994; PESSOA NETO *et al.*, 2007).

I. SEQUÊNCIAS MARINHAS TRANSGRESSIVAS – EOALBIANO-EOCAMPANIANO

Este conjunto de sequências engloba as formações do Grupo Apodi (*i.e.*, Açú, Ponta do Mel, Pescada e Jandaíra). As sequências transgressivas se iniciam com a deposição da seção fluvial e marinha representada pelos sedimentos siliciclásticos proximais da Formação Açú e marinhos distais da Formação Quebradas, bem como os depósitos carbonáticos marinhos rasos da Formação Ponta do Mel (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A *Formação Açú* (ANDERY, 1949; KEGEL, 1957) ocorre em contato discordante sobre a Formação Alagamar. Ela se caracteriza por camadas espessas de arenito médio a muito grosso esbranquiçado, intercalado com folhelho e argilito verde claro e siltito castanho avermelhado. Lateralmente, a Formação Açú ocorre interdigitada com as formações Ponta do Mel e Quebradas, sendo sotoposta à Formação Jandaíra (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do sobrecrecimento de grãos de feldspato autigênicos indicou uma idade mínima de deposição de 120 Ma, contudo essa idade pode representar também uma idade mista incluindo a idade dos núcleos detríticos (MARASCHIN *et al.*, 2010).

A Formação Açú pode ser dividida informalmente em quatro unidades a partir de perfis elétricos: Açú 1, Açú 2, Açú 3 e Açú 4 (VASCONCELOS *et al.*, 1990). Na porção emersa da bacia as unidades 1, 2 e 3 correspondem às discordâncias limítrofes das sequências K60, K70 e K84 (PESSOA NETO *et al.*, 2007). Estas quatro unidades representam o registro de depósitos de leques aluviais, sistemas fluviais entrelaçados, meandantes e depósitos estuarinos (VASCONCELOS *et al.*, 1990; ARARIPE; FEIJÓ, 1994).

A *Formação Ponta do Mel* (TIBANA e TERRA, 1981) ocorre apenas na porção submersa da Bacia Potiguar, sendo que a discordância limítrofe da sequência K70 (Cenomaniano Inferior) coincide com o topo da formação (PESSOA NETO *et al.*, 2007). Esta contém calcarenito oolítico creme, doloespatito castanho-claro e calcilutito branco com camadas de folhelho verde claro (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Estas rochas foram interpretadas como formadas em um ambiente plataformar carbonático raso, associado à planície de maré e mar aberto (TIBANA e TERRA, 1981).

A *Formação Quebradas* (SOUZA, 1982) ocorre de modo abrangente nas seis sequências marinhas transgressivas (PESSOA NETO *et al.*, 2007), sendo dividida em dois membros: o *Membro Porto do Mangue*, que representa os depósitos distais de todas as unidades marinhas transgressivas (formações Açú, Ponta do Mel e Jandaíra), e é composto de espessas camadas de folhelho, margas, calcilutitos, com turbiditos olistolitos carbonáticos intercalados (PESSOA NETO *et al.*, 2007); o *Membro Redonda*, que consiste dos depósitos distais arenosos correlatos da Formação Açú (PESSOA NETO *et al.*, 2007), e é formado por intercalações de arenito, folhelho e siltito cinza esverdeado datados do Cenomaniano (ARARIPE; FEIJÓ, 1994).

A *Formação Jandaíra* (SAMPAIO e SCHALLER, 1968) corresponde a uma plataforma carbonática com idade de sedimentação turoniana a mesocampaniana (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Esta é composta por calcarenito bioclástico com foraminíferos bentônicos e/ou algas verdes, calcilutito com marcas de raízes, dismicrito e gretas de contração (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Este ambiente foi interpretado como associado a planícies de maré (MONTEIRO e FARIA, 1988). O contato inferior da Formação Jandaíra é

concordante com as formações Açú e Quebradas. Lateralmente, intercala-se com a porção inferior da Formação Ubarana. O contato superior é discordante sob o Grupo Agulha (ARARIPE; FEIJÓ, 1994).

II. SEQUÊNCIAS MARINHAS REGRESSIVAS – NEOCAMPANIANO-PLEISTOCENO

O Grupo Agulha agrega as formações Ubarana, Guamaré e Tibau, que correspondem a seis sequências marinhas regressivas: K100-E10, E20-E30, E40-E70, E80-N10, N20-N30, N40-N50 (SOARES *et al.*, 2003; PESSOA NETO *et al.*, 2007). Com exceção de leques costeiros proximais de idade miocênica, as sequências marinhas regressivas são preservadas exclusivamente na porção submersa da Bacia Potiguar (PESSOA NETO *et al.*, 2007). Essas sequências caracterizam-se por sistemas mistos compostos por leques costeiros, plataformais rasos adjacentes a depósitos carbonáticos e sistemas de talude (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A *Formação Ubarana* (MAYER, 1974) caracteriza-se por uma espessa seção de folhelho e argilito cinza intercalados com camadas delgadas de arenito esbranquiçado muito fino a grosso, calcarenito creme claro, e siltito cinza acastanhado (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). A *Formação Guamaré* (SOUZA, 1982) é constituída de calcarenito bioclástico creme claro e calcilito (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Por fim, a *Formação Tibau* (SILVA, 1966) inclui arenito grosso hialino (ARARIPE; FEIJÓ, 1994).

Estas três formações são crono-correlatas (Eocampaniano-Holoceno) e interdigitam-se lateralmente, passando de depósitos distais pelíticos de talude

da Formação Ubarana para depósitos proximais plataformais mistos das formações Guamaré e Tibau (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

2.3.2.4. COBERTURAS SEDIMENTARES CENOZOICAS DA PORÇÃO TERRESTRE DA BACIA POTIGUAR

As coberturas sedimentares pós-mesozoicas da porção terrestre da Bacia Potiguar são compostas pelo *Grupo Barreiras*, que foi inicialmente denominado como Formação Barreiras (KEGEL, 1957), a *Formação Potengi* (Campos e Silva, 1966) e os sedimentos do Neógeno (ANGELIM *et al.*, 2006). Estas unidades comumente não são incluídas nas cartas estratigráficas da Bacia Potiguar (*e.g.*, SOUZA, 1982; ARARIPE; FEIJÓ, 1994), com exceção da menção ao Grupo Barreiras como Formação Barreiras em Pessoa Neto *et al.* (2007).

O Grupo Barreiras, na região da Bacia Potiguar, recobre rochas ígneas e metamórficas do embasamento pré-Cambriano, bem como as rochas mesozoicas do Grupo Apodi. Esta é constituída por conglomerados e arenitos ferruginosos com matriz argilosa, que são comumente intercalados com siltitos e níveis conglomeráticos (MOURA-LIMA *et al.*, 2010). O Grupo Barreiras é considerado cronocorrelato ao Grupo Agulha da porção submersa da bacia, tendo sua idade de deposição máxima datada no Mioceno, entre 17 e 22 Ma (Ar-Ar e U,Th/He; LIMA, 2008).

A Formação Potengi ocorre ao longo do litoral do Rio Grande do Norte, capeando de forma discordante o Grupo Barreiras e a Formação Tibau do Grupo Agulhas (ANGELIM *et al.*, 2006). Esta formação compreende arenitos

médios a grossos, de granulometria bimodal, com estratificações cruzadas tabulares (ANGELIM *et al.*, 2006), interpretados como depositados em ambiente eólico (SOUSA, 2003) no final do Paleógeno (ANGELIM *et al.*, 2006).

Os depósitos quaternários que recobrem os sedimentos do Grupo Barreiras e da Formação Potengi são constituídos por uma série de sequências sedimentares costeiras, não agrupadas formalmente em nenhuma unidade litoestratigráfica. Da base para o topo, são representadas por depósitos sedimentares interpretados como colúvio-eluviais e de mangue do Neógeno Inferior, sobrepostos por depósitos aluvionares do final do Neógeno Inferior, e posteriormente por depósitos litorâneos de praia e dunas móveis situados nas porções costeiras e aluvionares na porção interior da bacia, ambos do Neógeno Superior (ANGELIM *et al.*, 2006).

2.3.2.5. ROCHAS VULCÂNICAS

Três episódios vulcânicos são associados ao registro sedimentar da Bacia Potiguar. Estes episódios são registrados nas formações Rio Ceará-Mirim, Serra do Cuó e Macau (ARARIPE; FEIJÓ, 1994).

A *Formação Rio Ceará Mirim* (RADAM, 1971; GOMES *et al.*, 1981) ocorre na borda da bacia na forma de diques de diabásio, de composição tholeiítica a alcalina, orientados na direção E-W (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Datações K-Ar indicaram idades variando de 120 a 140 Ma (MIZUSAKI *et al.*, 2002) para essas rochas. Datações radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicaram idades de 132 ± 1 Ma (SOUZA *et al.*, 2004). Diferentes autores sugeriram a associação desta atividade ígnea com a implantação do rifte que originou a Bacia Potiguar

durante o Neocominiano, (FRANÇOLIN; SZATMARI, 1987, MATOS *et al.*, 1987; Della Fávera *et al.*, 1992). Alguns dos quais correlacionam este evento com o magmatismo do Golfo da Guiné no atual continente africano (MATOS *et al.*, 1987; DELLA FÁVERA *et al.*, 1992).

A *Formação Serra do Cuó* (LIMA NETO, 1985) correspondem a diques de diabásio alcalinos com idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $93,1 \pm 0,8$ Ma (SOUZA *et al.*, 2004). Estas rochas têm localidade restrita a Serra do Cuó (ARARIPE; FEIJÓ, 1994) a leste de Assu-RN (SOUZA *et al.*, 2004).

A *Formação Macau* (MAYER, 1974) corresponde principalmente a basaltos e microgabros de composição alcalina, e localmente a basaltos sub-alcalinos, que ocorrem ao longo do alinhamento Macau-Queimadas (SOUZA *et al.*, 2004) intercalados às formações Tibau, Guamaré e Ubarana (ARARIPE; FEIJÓ, 1994), e atingem espessuras de até 1,5 km nos cânions de Ubarana e Agulha na seção submersa da bacia (PESSOA NETO *et al.*, 2007). Diferentes eventos magmáticos foram datados para as rochas da Formação Macau, com idades distribuídas entre 70-65 Ma e 9-6 Ma (Ar-Ar; SOUZA *et al.*, 2004), e picos entre $48,9 \pm 2,9$ Ma e $31,4 \pm 1,5$ Ma (PESSOA NETO *et al.*, 2007). Eventos magmáticos desse período foram correlacionados com o estágio de separação entre África e América do Sul (ALMEIDA *et al.*, 1988). Em particular, estes episódios são relacionados por alguns autores com a atividade de plumas mantélicas (MISUZAKI *et al.*, 2002).

2.4. EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA BACIA POTIGUAR

Os riftes interiores da Província Borborema formaram-se a partir do processo de estiramento e afinamento crustal resultante da fragmentação do continente Gondwana (MATOS *et al.*, 1987; MATOS, 1992; MATOS, 1999). Estruturas profundas da crosta geram zonas de fraqueza na crosta superior aproveitadas durante o processo de rifteamento (ZIEGLE e CLOETINGH, 2004), sendo que em ambas a reologia e as estruturas prévias da Província Borborema controlaram a orientação das zonas de quebra do continente Gondwana no Mesozoico (MATOS, 1992; MATOS, 1999).

Na porção norte da Província Borborema, durante o Eocretáceo, as estruturas do embasamento de orientação NE-SW favoreceram o desenvolvimento de uma série de bacias associadas ao denominado sistema de riftes do Vale do Cariri, dentre outras a Bacia Potiguar (MATOS, 1992, 1999). Ambos os *horsts* e *grabens* da seção rifte (Pré-Aptiano) da Bacia Potiguar têm seus eixos orientados nessa direção (BERTANI *et al.*, 1990; MATOS, 1992, 1999; DE CASTRO *et al.*, 2012). Além disso, os principais sistemas de falhas possuem a mesma direção NE-SW, a exemplo do sistema de falhas de Carnaubais, que representa a zona de falha mestra que ancora a seção rifte, e representa uma reativação da Zona de Cisalhamento Portalegre (DE CASTRO *et al.*, 2012).

O registro da quebra que originou a Bacia Potiguar foi marcado pelo magmatismo Rio Ceará Mirim (SIAL, 1976; MATOS, 1987; MATOS, 1992, MATOS, 1999). A formação dos *grabens* durante o processo de rifteamento ocasionou a deposição dos sedimentos da Supersequência Rifte. A evolução

tectono-sedimentar da Supersequência Rifte pode ser subdividida em duas fases: (I) a primeira fase, Rifte I, compreende os esforços iniciais de ruptura, caracterizados por um regime tectônico de estiramento crustal com altas taxas de subsidência mecânica; e (II) a segunda fase, Rifte II, corresponde à mudança da direção de transporte tectônico de NNW para E-W, com movimentos predominantemente transtensionais dextrais, em resposta ao início do processo de deriva continental. Este evento provocou um deslocamento do eixo de rifteamento para a porção submersa da bacia, ao mesmo tempo em que causou soerguimento e erosão na porção emersa (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

No estágio Rifte I desenvolveram-se as falhas regionais de direção NE-SW com até 5 km de extensão. Nesse estágio formaram-se os principais *grabens* assimétricos, onde estabeleceram sistemas deposicionais flúvio-lacustres (MATOS *et al.*, 1987; MATOS, 1992; MATOS, 1999), nos quais a grande maioria dos depósitos sedimentares da Supersequência Rifte foi depositada em cunhas progradantes, correspondendo às sequências K10, K20, K34 e K36 da Formação Pendência (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A deposição das sequências do estágio Rifte I iniciou-se com sedimentação lacustre alimentada por deltas e fluxos gravitacionais sub-áreos e sub-aquosos provenientes das margens flexural e falhada (sequências K10 e K20), passando para a implantação de sistemas flúvio-deltaicos alinhados nas direções NE-SW (**Figura 2.8**) provenientes da margem flexural da calha tectônica à noroeste (sequências K34-K36; PESSOA NETO *et al.*, 2007).

O registro do estágio Rife II é restrito à porção submersa, sendo dado pelas sequências K38 (topo da Formação Pendência; Barremiano Superior) e K40 (Formação Pescada; Aptiano Inferior). Estas duas sequências marcam a deposição de sedimentos sintectônicos, a primeira relacionada aos depocentros das falhas de Macau e Ubarana, e a segunda à falha de Pescada (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Figura 2.8. Bloco diagrama mostrando os ambientes de deposição da Supersequência Rife (modificado de BERTANI *et al.*, 1990).

Durante a deposição da Supersequência Pós-Rife houve redução nas taxas de subsidência, marcada pela subsidência contínua devido ao resfriamento da crosta. Nesse estágio, a estruturação deve-se essencialmente à reativação de falhas normais e transcorrentes (BERTANI *et al.*, 1990) e à deposição da sequência sedimentar proto-oceânica K50 (Formação Alagamar; PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Durante o estágio Drifte, a subsidência foi controlada por mecanismos termais e isostáticos, que resultaram essencialmente em falhamento normal preferencialmente ao longo dos lineamentos mais antigos (BERTANI *et al.*, 1990).

No Albiano desenvolveu-se uma plataforma rasa mista, marcada pela implantação de sedimentação carbonática de borda de plataforma (Formação Ponta do Mel) e um sistema de talude/plataforma associado à formação de um sistema de cânions submarinos (*e.g.*, Ubarana, Pescada) com sedimentação turbidítica associada (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Este sistema de cânions foi gradativamente afogado com o empilhamento de sedimentos fluviais, com sistemas entrelaçados na base sotopostos a sistemas meandantes grossos seguidos de finos, e finalmente, sobrepostos por depósitos estuarinos (formações Açu e Quebradas), atingindo o máximo transgressivo no Eoturoniano (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A partir do Eoturoniano as condições climáticas e tectônicas favoreceram a implantação da extensa plataforma carbonática (**Figura 2.9**) influenciada pela ação de marés da Formação Jandaíra (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Figura 2.9. Bloco diagrama mostrando os ambientes de deposição da Supersequência Drifte Transgressiva (modificado de BERTANI *et al.*, 1990).

No Neocampaniano iniciou-se o processo de regressão marinha, que resultou em uma superfície erosiva regional, onde se depositaram sistemas de leques costeiros em sequências deposicionais progradantes (*i.e.*, formações Ubarana, Guamaré e Tibau; **Figura 2.10**), cujo registro é quase que totalmente restrito à porção submersa da Bacia Potiguar, à exceção da ocorrência de leques costeiros proximais de idade miocênica. A estas unidades intercalaram-se as rochas vulcânicas da Formação Macau entre o Paleoceno e o Mioceno (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Figura 2.10. Bloco diagrama mostrando os ambientes de deposição da Supersequência Drifte Regressiva (modificado de COSTA, 1983).

CAPÍTULO 3. MATERIAIS E MÉTODOS DE ESTUDO

RESUMO

O presente capítulo contém a apresentação dos materiais e uma descrição concisa dos métodos de estudos empregados neste projeto (item 3.1). O material de estudo (item 3.2) consistiu de 16 testemunhos (intervalo total de 182,13 m) e 112 lâminas petrográficas (52 convencionais e 60 bipolidas) de 4 poços dos campos de: Lorena, Baixa do Algodão, Canto do Amaro e Ubarana. Os métodos de estudo empregados incluíram revisão bibliográfica, métodos descritivos, estatísticos e analíticos físico-químicos e químicos, tais como: (i) descrição e análise faciológica (item 3.3); (ii) análise petrográfica de rochas e de inclusões fluidas, utilizando epifluorescência à luz ultravioleta, catodoluminescência e microscopia eletrônica de varredura (item 3.4); (v) espectrofotometria da fluorescência de óleos de inclusões fluidas (item 3.5); (iv) microtermometria de inclusões fluidas (item 3.6); (vii) análise geoquímica dos óleos das inclusões fluidas e extratos (item 3.7); (viii) análise por microscopia confocal de varredura a *laser* (item 3.8); e a modelagem de bacias unidimensional (item 3.9).

3.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentados o conjunto de materiais e métodos de estudo empregados neste trabalho. Os materiais de estudo consistiram de testemunhos de poços e lâminas petrográficas, que pertencem ao acervo da Petrobrás ou foram novas lâminas exclusivamente confeccionadas para este projeto. Como o projeto visou o estudo da migração de hidrocarbonetos em âmbito regional, foi solicitada a vista e amostragem de testemunhos de poços pioneiros e produtores da Bacia Potiguar junto à Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural; Biocombustíveis (ANP).

A revisão bibliográfica focou na revisão das metodologias de estudo, de pesquisas prévias realizadas na área de estudo, e revisões conceituais de processos geológicos relacionados à problemática de estudo. Foi realizada a partir da consulta de dissertações e teses impressas e digitais, além das principais bases de dados de periódicos e *e-books* disponíveis (*e.g.*, Elsevier ScienceDirect – www.sciencedirect.com, GeoScienceWorld – www.geoscienceworld.org, SciELO - www.scielo.br, *etc.*).

Os demais métodos selecionados visaram primeiramente à caracterização geológica com foco nos intervalos reservatório por meio da descrição e análise faciológica. A posterior caracterização petrográfica serviu para complementar o estudo faciológico, distinguir e descrever os tipos e formas de ocorrência das inclusões fluidas, além de fornecer subsídios para a seleção de amostras adequadas às demais análises: a microtermometria, espectrofotometria da fluorescência dos óleos das inclusões fluidas, a análise geoquímica dos óleos das inclusões fluidas, e a microscopia confocal de

varredura a *laser*. O conjunto dos métodos analíticos empregados é descrito no fluxograma analítico da **Figura 3.1**. Todo o procedimento de descrição e coleta de amostras foi realizado no galpão de testemunhos da Unidade Operacional de Exploração e Produção do Rio Grande do Norte e Ceará (UO-RNCE). Com exceção de parte da caracterização petrográfica, que foi desenvolvida no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e parte das análises microtermométricas que foram realizadas no Laboratório de Análises Minerais (LAMIR) da Universidade Federal do Paraná, o restante das análises petrográficas, microtermométricas e geoquímicas foi realizado junto aos laboratórios da Gerência Geral de Pesquisa e Desenvolvimento em Exploração e Produção, do Centro de Pesquisas Leopoldo Américo Miguez de Mello da Petrobrás (CENPES).

Adicionalmente, com objetivo de integrar os dados no contexto regional da Bacia Potiguar, a realização de modelagem unidimensional foi implementada em poços com inclusões fluidas. Para esse trabalho foram utilizados dados de reflectância de vitrinita, temperatura de fundo de poço, perfil sônico e a estratigrafia dos poços com inclusões fluidas presentes nos bancos de dados da Petrobrás.

Figura 3.1. Fluxograma analítico utilizados neste projeto.

3.2. SELEÇÃO DOS POÇOS

Visando a amostragem em escala regional dos principais reservatórios da Bacia Potiguar, foram selecionados 4 poços (**LOR60**, **BAL**, **CAM** e **UB40**) com testemunhos que respectivamente abrangem os campos de **Lorena** (Poço **LOR60**; Fm. Pendência; seção *onshore*), **Baixa do Algodão** (Poço **BAL**; Fm. Açú; seção *onshore*), **Canto do Amaro** (Poço **CAM**; Fm. Açú; seção *onshore*) e **Ubarana** (Poço **UB40**; formações Açú e Ponta do Mel; seção *offshore*). Os poços selecionados são poços verticais exploratórios ou de produção, que se encontram sob a guarda da UO-RNCE da Petrobrás S.A., situada em Natal, no

estado do Rio Grande do Norte. Dos 4 poços, 16 testemunhos foram selecionados integrando o total de 182,13 m: Lorena (profundidade de 827 a 841 m; 2 testemunhos; 17,86 m recuperados), Baixa do Algodão (profundidade de 339 a 357 m; 2 testemunhos; 18,0 m recuperados), Canto do Amaro (profundidade de 699,0 a 749,2 m; 4 testemunhos; 49,87 m recuperados) e Ubarana (profundidade de 2367,00 a 2463,95 m; 8 testemunhos; 96,4 m recuperados).

3.3. DESCRIÇÃO E AMOSTRAGEM DE TESTEMUNHOS

As descrições foram feitas a partir do levantamento de perfis verticais na escala 1:25 cm. Os materiais utilizados compreenderam lupa com magnitude de 20x, canivete de aço inoxidável, solução ácida com concentração de 10%, régua de 1 m, e ábacos de forma de grãos, seleção e granulometria (e.g., STOW, 2010 – pág. 318).

Nos perfis foram detalhadas estruturas sedimentares primárias e secundárias, bem como feições diagenéticas, natureza dos contatos das camadas, e características texturais dos grãos, de acordo com métodos da literatura (GRAHAM, 1988; MIAL, 2000; STOW, 2010). Uma vez descritas, as informações foram digitalizadas utilizando *software* gratuito (*freeware*) SedLog© desenvolvido para uso acadêmico referente à descrição de perfis geológicos verticais, em especial sedimentológicos (ZERVAS *et al.*, 2009). Posteriormente, os perfis digitalizados foram subsequentemente repassados para o *software* de vetorização gráfica coreIDRAW© visando sua edição e adição de informações complementares. A amostragem dos testemunhos foi

feita após a petrografia prévia das amostras, visando os intervalos ricos em inclusões fluidas para confecção de lâminas petrográficas bipolidas e amostras para análise geoquímica. É importante notar que uma grande quantidade de lâminas petrográficas convencionais já havia sido confeccionada por parte da Petrobrás e foram aproveitadas neste estudo, tendo sido vistas em parte antes da descrição dos testemunhos (*vide*, item 3.5 para detalhes).

3.3.1. CLASSIFICAÇÃO E ANÁLISE DE FÁCIES

A descrição das amostras teve como objetivo específico a caracterização das litofácies sedimentares. Neste trabalho, uma litofácies constitui uma unidade de rocha definida com base em suas feições litológicas distintas, que incluem composição, granulometria, características do acamamento, e estruturas sedimentares (*sensu*, MIAL, 2000). Cada litofácies representa um evento deposicional individual (MIAL, 2000).

Como foram estudadas rochas siliciclásticas e carbonáticas, diferentes esquemas de classificação foram utilizados. Para as rochas siliciclásticas foi utilizada uma versão modificada da classificação de litofácies de MIAL (1978, 1996, 2000), aproveitando-se de seu caráter descritivo e visando manter uma uniformidade com estudos faciológicos já publicados. A codificação das litofácies siliciclásticas foi realizada seguindo sempre a seguinte ordem: (1º) nome do litotipo, (2º) principal feição textural, (3º) principal estrutura sedimentar ou ausência aparente de estrutura (*i.e.*, maciço), e caso possua (4º) gradação normal e/ou feição textural secundária. Para as rochas carbonáticas foi utilizado o sistema de classificação de EMBRY e KLOVAN (1971).

A análise de fácies visou congregar as diferentes litofácies reconhecidas dentro de associações de fácies que pudessem ser relacionadas no contexto de um ou mais modelos de fácies (WALKER, 1992). Um modelo de fácies consiste de um modelo genético das fácies descritas em uma sucessão sedimentar cunhado a partir da descrição de diferentes associações de fácies com relação às várias porções de um ambiente deposicional (MIALL, 1999, 2000). Em suma, um modelo de fácies visa servir de base para comparação entre depósitos sedimentares, de arcabouço para futuras observações, de ferramenta preditiva para áreas pouco conhecidas, e de ferramenta de interpretação do paleoambiente deposicional (WALKER, 1992).

Assim, uma vez definidas, as litofácies foram agrupadas em associações de fácies utilizando um ou mais modelos de fácies como guias, tentando traçar paralelos com os possíveis paleoambientes deposicionais. Dada à limitação do conhecimento da geometria dos depósitos sedimentares estudados, seu estudo não permitiu o reconhecimento de elementos arquiteturais, que visariam complementar as associações de fácies dentro de um modelo de fácies (MIALL, 2000).

3.4. PETROGRAFIA SEDIMENTAR

A petrografia sedimentar congrega a análise das características deposicionais e diagenéticas observadas em lâminas delgadas com uso de microscópio petrográfico (HARWOOD, 1988). Neste trabalho, o estudo petrográfico complementou a descrição faciológica e de inclusões fluidas. A análise detalhada restringiu-se às litofácies siliciclásticas arenosas e

carbonáticas, não tendo sido examinadas as litofácies lamosas, à exceção dos lamitos da Formação Pendência.

O estudo petrográfico dividiu-se em três etapas, sendo uma inicial, onde foram utilizados os métodos convencionais descritos neste tópico, seguido da caracterização complementar dos cimentos diagenéticos e texturas de desequilíbrio de fases, fornecido pelos métodos de epifluorescência, catodoluminescência e microscopia eletrônica de varredura (MEV). Por fim, foram empregados os métodos de petrografia de inclusões fluidas.

Durante o estudo foram utilizados dois microscópios petrográficos: (i) um microscópio modelo ZEISS® Axioplan 2™ equipado com duas fontes de luz branca HAL 100 polarizada transmitida e refletida, uma fonte de luz ultravioleta epifluorescente HBO 100, uma câmera Leica® Qwin 550™, platina rotativa, analisador, objetivas de variada magnitude de aumento (*i.e.*, x2,5, x10, x20, x50), além de *software* de visualização e processamento de imagem Leica® Qwin©; e (ii) um microscópio modelo Carl Zeiss® Imager M2.m™ equipado com uma fontes de luz branca HAL 100 polarizada transmitida, uma fonte de luz ultravioleta epifluorescente LED HPX, uma câmera ZEISS® MRc.5™, platina motorizada automática com opção de varredura e construção de mosaicos de imagens, analisador, objetivas de variada magnitude de aumento (*i.e.*, x5, x10, x20, x40, x50, x100), além de *software* de visualização e processamento de imagem ZEISS® AxioVision©. Ambos os microscópios são acoplados a microcomputadores convencionais para permitir a captura e processamento de imagens.

No total foram selecionadas **52 lâminas** petrográficas convencionais, impregnadas com resina *epoxy* ou bálsamo do Canadá, com corante azul, com espessura média de 30 μm , sem polimento, sem lamínula, que são parte do acervo de lâminas petrográficas da Petrobrás e foram confeccionadas anteriormente a este estudo. Dessas 52 lâminas, 10 correspondem ao poço A de Baixa do Algodão, 10 correspondem ao poço B de Canto do Amaro, 20 correspondem ao poço C de Ubarana, e 12 lâminas ao poço Y do Campo de Lorena, 10 lâminas das fácies reservatório e 2 dos lamitos. Com objetivo de estudar as inclusões fluidas foram confeccionadas também outras **60 lâminas petrográficas bipolidas**, que se diferem das lâminas convencionais por possuírem espessuras entre 100 e 120 μm , serem polidas nas duas fácies com *spray* de diamante de 0,1 μm e coladas com cola Entellan™ da Merck®.

A descrição petrográfica das litofácies siliciclásticas seguiu o método citado em HARWOOD (1988), visando caracterizar qualitativa e quantitativamente as principais feições texturais do arcabouço rochoso. A descrição qualitativa incluiu o detalhamento das seguintes características: composição mineralógica, morfologia dos grãos detríticos (*i.e.*, tamanho, arredondamento, e circularidade), arranjo dos grãos detríticos (*i.e.*, seleção, tipos de contatos, alinhamento, empacotamento), bem como a proporção e forma de ocorrência da matriz argilosa, a caracterização dos tipos de porosidade, a descrição da composição e forma de ocorrência das fases autigênicas (*i.e.*, cimentos e argilominerais), e finalmente, a descrição de texturas de desequilíbrios de fases minerais (*i.e.*, feições de dissolução e substituição). As estimativas de seleção foram feitas respectivamente a partir

da comparação com pranchas de referência de HARREL (1984), além de medições feitas em microfotografias pelos *softwares* AxioVision© e Qwin©.

A análise quantitativa visou à determinação da composição mineralógica e da porosidade em termos percentuais com base na contagem modal (HARWOOD, 1988) e a estimativa do empacotamento pelo método de Kahn (Kahn, 1956). A contagem modal foi realizada ponto a ponto até o total de 300 pontos por lâmina petrográfica, como sugerido por HARWOOD (1988). Os arenitos foram classificados de acordo com os diagramas de FOLK *et al.* (1970) e MCBRIDGE (1963). A relação entre compactação e cimentação foi feito utilizando o método de HOUSEKNECHT (1987) para as rochas siliciclásticas da Formação Açu e o índice de empacotamento de KAHN (1956) para a Formação Pendência. O índice de empacotamento de KAHN (1956) foi determinado pela contagem de grãos (q), dividido pelos pontos de contatos entre os grãos em uma travessia de lâmina, de acordo com a **equação 3.1**. Dependendo do valor de P, o empacotamento pode ser classificado como frouxo (P<40), normal (P>40 e <55), ou denso (P>55) (KAHN, 1956).

$$\text{Índice de Empacotamento (P)} = \frac{q}{n} \times 100 \text{ (eq. 3.1)}$$

A descrição das litofácies carbonáticas foi complementada com a caracterização de suas respectivas microfácies (FLÜGEL, 2010). Devido às peculiaridades da formação de depósitos carbonáticos (e.g., crescimento dependente da produção biológica, grande significância ambiental do conteúdo fossilífero, *etc.*) a caracterização de litofácies limita a descrição e interpretação de depósito sedimentar (MIALL, 2000). Em contraste com as litofácies, as

microfácies congregam o conjunto total de elementos sedimentológicos e paleontológicos que podem ser descritos em microescala (FLÜGEL, 2010).

Foi tentado o estabelecimento da relação entre as microfácies caracterizadas petrograficamente e tipos de microfácies (*i.e.*, *Microfacies Type*) que pudessem ser associados a um tipo de microfície padrão (*i.e.*, *Standard Microfacies Types*; WILSON, 1975) e interpretados dentro de um modelo deposicional de fácies carbonático (FLÜGEL, 2010). Diferentemente das litofácies siliciclásticas, método quantitativo não foi aplicado na caracterização de composição ou estimativa de porosidade, mas foram feitas estimativas qualitativas.

3.4.1. EPIFLUORESCÊNCIA À LUZ ULTRAVIOLETA E CATODOLUMINESCÊNCIA

As técnicas de epifluorescência e catodoluminescência são similares em suas aplicações, em especial em rochas e cimentos carbonáticos, pois permitem: a (i) detecção visual do contorno original de grãos detríticos e texturas deposicionais originais em rochas carbonáticas de aspecto maciço; (ii) diferenciação de cimentos carbonáticos de diferentes gerações; (iii) o estudo de diagênese de fósseis (Dravis; Yurewicz, 1985; BURRUSS, 1991; FLÜGEL, 2010). Aqui é apresentada apenas a teoria geral que envolve a aplicação de ambos os métodos, sendo que uma explicação mais detalhada sobre os fenômenos de fluorescência e catodoluminescência podem ser encontrados respectivamente em LAKOWICZ (2006) e YACOBI e HOLT (1990).

3.4.1.1. EPIFLUORESCÊNCIA À LUZ ULTRAVIOLETA

A técnica de epifluorescência consiste no uso do fenômeno de fluorescência para a descrição petrográfica (DRAVIS; YUREWICZ, 1985). A fluorescência é a propriedade que alguns materiais têm de emitir luz quando excitados pela radiação eletromagnética (e.g., luz ultravioleta, etc.) de outra fonte (LAKOWICZ, 2006). As moléculas responsáveis pela emissão de luz quando excitadas são chamadas de fluorocromos (LAKOWICZ, 2006). A fluorescência em calcários é causada possivelmente devido à presença de matéria orgânica sólida ou líquida (Machel *et al.*, 1991), que possui fluorocromos, a exemplo da presença de inclusões fluidas de óleo (MUNZ, 2001).

Simplificadamente, o fenômeno de fluorescência ocorre em escala atômica nos fluorocromos (LAKOWICZ, 2006). Quando ocorre a incidência de fótons com energia adequada (*i.e.*, energia de excitação) com a eletrosfera, os elétrons em estado fundamental (*ground state*) são excitados para estados vibracionais de energia mais elevados e, com algumas exceções, relaxam para estados menos energéticos em um curto período de tempo (10^{-12} segundos ou menos) sem emissão de radiação em um processo denominado absorção (LAKOWICZ, 2006). Ao retornar para um estado de menor energia, os elétrons excitados relaxam e retornam para o estado fundamental, quando emitem um fóton, que constitui a luz fluorescente, que ocorre em cerca de 10^{-8} segundos após a excitação (LAKOWICZ, 2006).

O método de microscopia por epifluorescência (**Figura 3.2**) consiste do acoplamento de uma fonte de luz ultravioleta incidente (e.g., lâmpada de

mercúrio, lâmpada de gás xenônio, ou lâmpada LED, *etc.*) ao microscópio petrográfico (BURRUSS, 1991). Esta fonte de luz é posicionada no iluminador superior de onde projeta um feixe luminoso com comprimentos de onda curtos a partir de um filtro de excitação, que é utilizado para seleção da banda de comprimentos de onda apropriados para excitar a fluorescência (*e.g.*, ultravioleta de ondas longas com 365 nm, ou azul com aproximadamente 400-450 nm) na amostra (BURRUSS, 1991). A luz filtrada em seguida passa por um espelho dicromático, que consiste de um espelho de interferência que barra o retorno de luz de baixo comprimento de onda para a ocular refletindo-a à objetiva e por fim para a amostra, onde ocorre a excitação e a emissão da luz (BURRUSS, 1991).

Uma vez excitada, a amostra emite luz em comprimentos de onda maiores, usualmente no campo da luz visível até infravermelho próximo (BURRUSS, 1991). A luz emitida passa novamente através da objetiva e pelo espelho dicromático, que permite a passagem de comprimentos de onda maiores em direção a um prisma, que por sua vez dirige a luz para a lente ocular ou divide a mesma entre a ocular e o caminho óptico de uma câmera digital para captura de imagens (BURRUSS, 1991). Entre o espelho dicromático e o prisma que reflete a luz para a ocular, ainda existe mais um filtro, denominado barreira, que serve para barrar qualquer comprimento de onda curto que eventualmente tenha sido transmitido pelo espelho dicromático, atuando como um dispositivo de segurança (BURRUSS, 1991). É importante notar que além destes filtros foram utilizados nesse estudo objetivas apropriadas ao trabalho com material fluorescente (*e.g.*, ZEISS® LD Plan-Neofluar™).

Figura 3.2. Esquema de um iluminador epifluorescente para um microscópio petrográfico (BURRUSS, 1991).

Devido às diferenças do conteúdo de matéria orgânica durante os processos de recristalização e cimentação, esse método permite distinguir diferenças texturais em amostras essencialmente monominerálicas (DRAVIS; YUREWICZ, 1985), além de ser essencial na identificação e descrição dos tipos e formas de ocorrência de inclusões de óleo (BURRUSS, 1991), como será discutido adiante.

3.4.1.2. CATODOLUMINESCÊNCIA

Similar ao método de epifluorescência, o fenômeno de catodoluminescência corresponde à luz emitida por um material quando excitado por um feixe de elétrons (**Figura 3.3**; MILLER, 1988; YACOBI; HOLT, 1990). A intensidade de luminescência é função da densidade de corrente e da voltagem do feixe de elétrons (MILLER, 1988). Contudo, não há uma relação linear entre o aumento da intensidade do feixe de elétrons e da luminescência, pois a partir de um determinado valor, denominado nível de saturação, a amostra deixa de emitir a luminescência, podendo exibir redução da luminescência (COY-YLL, 1970). Esse efeito pode ser irreversível na camada superior do mineral sendo necessário um novo polimento da amostra para que a mesma seja recuperada (MILLER, 1988).

A causa da luminescência em minerais pode ser explicada com base na teoria de bandas eletrônicas dos materiais sólidos (BOGGS; KRINSLEY, 2006). Os estados de energia dos elétrons nos minerais dependem se os elétrons estão ligados intrinsecamente aos minerais, ou se eles são elétrons livres, ou seja, aqueles que não estão associados a um átomo específico ou a uma ligação, mas que são compartilhados por todos os átomos e/ou íons de uma substância (BOGGS; KRINSLEY, 2006).

Na matéria sólida, os átomos ficam tão próximos uns dos outros que suas eletrosferas se combinam para formar orbitais moleculares (BOGGS; KRINSLEY, 2006). Tal proximidade dos átomos faz com que os níveis de energia discretos da eletrosfera sejam também muito próximos uns dos outros, sendo denominados de bandas de energia (BOGGS; KRINSLEY, 2006). As

duas bandas mais externas da eletrosfera, que são importantes para o entendimento do fenômeno da catodoluminescência, são a banda de valência e a banda de condução (BOGGS; KRINSLEY, 2006).

A banda de valência possui menor energia que a banda de condução, de modo que os elétrons na banda de condução são facilmente removidos de suas posições ao aplicar-se uma corrente elétrica (BOGGS; KRINSLEY, 2006). Já os elétrons na banda de valência são energeticamente estáveis, mas podem ser movidos para a banda de condução quando uma quantidade suficiente de energia é adicionada aos mesmos (BOGGS; KRINSLEY, 2006). Em materiais isolantes elétricos (*e.g.*, quartzo, calcita, feldspatos, *etc.*), ao contrário de condutores (*e.g.*, metais), não existem elétrons ocupando a banda de condução, e existe um espaço entre a banda de condução e a banda de valência, que não pode ser ocupado por nenhum elétron (BOGGS; KRINSLEY, 2006).

Em resumo, a excitação dos elétrons presentes na camada de valência dos materiais isolantes provoca um salto de posição dos elétrons (**Figura 3.4**) da banda de valência para a banda de condução (BOGGS; KRINSLEY, 2006). Contudo, os elétrons livres excitados perdem energia e retornam à banda de valência (BOGGS; KRINSLEY, 2006). Os elétrons viajam livremente pela estrutura mineral através da banda de condução antes de retornarem para a banda de valência. Ao retornarem os mesmos ficam retidos no intervalo entre a banda de valência e a banda de condução que funciona como armadilha (BOGGS; KRINSLEY, 2006).

Quando retidos, a energia desses elétrons é absorvida e a energia luminosa, no comprimento de onda do visível ao infravermelho próximo e termal, é emitida (BOGGS; KRINSLEY, 2006). Essas armadilhas presentes no intervalo em nível atômico entre a banda de condução e a banda de valência constituem os centros de luminescência que são a real causa do fenômeno de catodoluminescência (BOGGS; KRINSLEY, 2006). Os centros de luminescência correspondem às imperfeições (centros intrínsecos) e impurezas (centros extrínsecos) na estrutura cristalina dos minerais que preferencialmente aprisionam energia do feixe de elétrons (MILLER, 1988). Nos centros de luminescência, o feixe elétrons excita a nuvem eletrônica dos átomos, que emitem fótons durante o decaimento de energia dos elétrons excitados na eletrosfera (MILLER, 1988).

Os centros de luminescência extrínsecos podem ser divididos em três tipos: ativadores, que são aqueles onde o efeito da luminescência é mais provável; aprisionadores, onde a energia necessária para que haja excitação dos elétrons é maior que a dos centros ativadores; e de extinção, onde mesmo a emissão de grande energia não causa o fenômeno de luminescência (MILLER, 1988).

Figura 3.3. Fenômeno de catodoluminescência como explicado pela teoria de bandas eletrônicas (BOGGS; KRINSLEY, 2006): (A) Diagrama esquemático representando as bandas de valência e de condução deparados por um intervalo e a energia relativa (em eV) necessária para excitar os elétrons de uma banda para a outra; (B) Os elétrons de um sólido isolante são excitados da banda de valência para a banda de condução tornando-se elétrons livres; (B) os elétrons retornam ao estágio de valência sendo aprisionados em armadilhas, onde perdem energia na forma de radiação visível (VIS) e no comprimento de onda ultravioleta próximo (UV) e infravermelho. Alguns elétrons são aprisionados em armadilhas simples (1), alguns em armadilhas múltiplas (2) e outros retornam direto para a banda de valência perdendo energia apenas na forma de ultravioleta próximo (3).

Em materiais geológicos a luminescência é geralmente controlada pelos centros de luminescência ativadores e de extinção (MILLER, 1988). Como exemplos, Miller (1988), aponta que Mn^{2+} é o principal responsável pela formação de centros de luminescência ativadores em calcita, sendo responsável pelas cores amarelas e vermelhas, enquanto que o Fe^{2+} é responsável pela extinção da luminescência no mesmo mineral (MILLER, 1988). Por outro lado, calcita quimicamente pura tende a exibir uma luminescência azul devido a centros de luminescência intrínsecos (MILLER, 1988).

SOMMER (1972) determinou que com o aumento da substituição de Mn^{2+} por Mg^{2+} em calcita, as cores de emissão tendem a vermelho. Assim, de modo geral, calcita de baixo Mg exibe cor de emissão amarela, enquanto que calcita com alto Mg exibe cores laranja ou vermelha (MILLER, 1988). Pelo mesmo motivo, a dolomita exibe cor de emissão “vermelho-tijolo”, enquanto que o apagamento extremo com presença de cores marrom a avermelhada, de baixíssima intensidade são consideradas devidas à presença de Fe (MILLER, 1988). Adicionalmente, alguns elementos traço (e.g., Sm, Dy, Eu, Er, Ce e Pb) agem como “co-ativadores”, facilitando a ativação do Mn^{2+} (MILLER, 1988).

No quartzo as cores de emissão são essencialmente causadas por centros de luminescência intrínsecos (WALKER, 1985). O quartzo autigênico (ou hidrotermal) é geralmente não luminescente, contudo, os grãos de quartzo detríticos podem exibir cores de luminescência. Cor violeta é típica de minerais de áreas fontes ígneas e o marrom típico de áreas fontes metamórficas (MILLER, 1988). É importante notar que os centros de luminescência nos cristais de quartzo são termalmente instáveis e altas tensões e densidade de

corrente podem modificar as cores observadas irreversivelmente (MILLER, 1988).

Nos feldspatos o efeito da luminescência se deve a diferentes tipos de impurezas que geram diferentes tipos de cores de emissão: vermelho a infravermelho, devido à substituição de Fe^{3+} por Al^{3+} ; verde, devido à substituição de Mn^{2+} por Ca^{2+} ; e azul brilhante, devido provavelmente à presença de Ti^{2+} (MILLER, 1988). De modo geral, feldspatos autigênicos podem ser distinguidos de feldspatos detríticos por não apresentarem luminescência ou por apresentarem luminescência muito fraca (KASTNER, 1971).

A análise de catoluminescência pode ser realizada através de diferentes métodos (YACOBI; HOLT, 1990). Neste trabalho foi utilizado método de catodoluminescência fria (**Figura 3.4**): nesse método a amostra é colocada em uma câmara de vácuo, onde um feixe de elétrons é posicionado diretamente sobre a amostra em um arranjo oblíquo. As análises foram realizadas por meio de um equipamento CITL® Mk5-2™, operando sob vácuo (0,05 a 0,07 mbar) com feixe de elétrons de 12 kV e 226 mA. O aparelho está acoplado a um microscópio ZEISS® Axio Scope.A1™ com objetivas de x2,5, x5 e x10 que dispõe de uma câmera fotográfica digital ZEISS® AxioCam MRc.5™ e pelos *softwares* AxioVision© para aquisição e tratamento de imagens. Como o bombardeamento de elétrons pode ser afetado pela irregularidade da superfície incidente, um melhor resultado é observado para lâminas polidas (YACOBI; HOLT, 1990).

Figura 3.4. Sistema de catodoluminescência fria da Technosyn® similar ao modelo da CITL® utilizado neste estudo (BARKER; WOOD, 1986).

3.4.2. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

A técnica de microscopia eletrônica de varredura (MEV) consiste no uso de um microscópio eletrônico (**Figura 3.5**), que se trata de um dispositivo composto de um feixe de elétrons incidente, condensado, com posicionamento móvel possível devido ao dispositivo de varredura (*i.e.*, bobina), o que permite a reconstrução de imagens digitais planas ou tridimensionais, além da estimativa da composição química dos materiais analisados (TREWIN, 1988).

Os fundamentos da microscopia eletrônica residem nos fenômenos de interação entre elétrons incidentes e o material alvo. A interação entre o feixe de elétrons e a matéria, no entanto, ocasiona diferentes fenômenos (**Figura 3.6**), a listar: (1) os elétrons podem ser emitidos através da amostra, (2) ser absorvidos pela amostra, (3) causar a emissão de um elétron Auger, (4) ser defletidos pela superfície do material (*i.e.*, retroespalhados), (5) causar a emissão de elétrons secundários, (6) causar a emissão de raios-X ou mesmo

(7) a emissão de fótons pelo fenômeno de catodoluminescência relatado no item anterior (TREWIN, 1988).

Figura 3.5. Diagrama esquemático simplificado de um sistema de microscopia eletrônica de varredura. O feixe de elétrons primários é gerado no canhão de elétrons, que após serem acelerados no ânodo, são condensados e direcionados pela bobina varredora e a lente objetiva até a amostra. O deslocamento do feixe de elétrons sobre a amostra garante a varredura, enquanto as partículas emitidas pela amostra (*i.e.*, elétrons, raios-X e luz) são captadas pelos detectores e processadas para geração de imagens e/ou sinais indicativos da composição química da amostra (JEOL, 2016).

Os MEV's são construídos de modo a permitir a captura de imagens oriundas da detecção de elétrons retroespalhados ou elétrons secundários a partir de detectores cintiladores (TREWIN, 1988). Imagens geradas por elétrons retroespalhados são sensíveis a ao peso molecular dos átomos constituintes dos materiais sendo preferencialmente utilizadas na tomada de imagens planadas de lâminas petrográficas (TREWIN, 1988). Nas imagens obtidas por elétrons retroespalhados, os tons de cinza representam a variação da composição atômica média da feição imageada, o que significa que materiais de peso atômico maior produzirão imagens em tons de cinza mais claros, enquanto materiais de baixo peso atômico produzirão imagens mais escuras (TREWIN, 1988).

Figura 3.6. Ilustração simplificada que compila os fenômenos de interação entre a amostra e o feixe de elétrons (baseado em JEOL, 2016).

Já as imagens de elétrons secundários permitem um maior detalhamento da superfície dos cristais, dado que a emissão dos elétrons secundários é restrita principalmente a superfície dos materiais, sendo assim preferencialmente utilizadas na tomada de imagens tridimensionais para o estudo da morfologia de grãos e microfóssies (TREWIN, 1988).

Adicionalmente, o MEV é equipado com sistemas discriminador de energia (*Energy Discriminating System*, EDS), que permite a detecção dos diferentes comprimentos de onda de raios-X emitidos por cada elemento presente na amostra, até um determinado limite de detecção, sendo que o elemento químico mais leve detectável pela discriminação do comprimento de onda é o Boro ($Z = 5$) (TREWIN, 1988). Essa análise permite a estimativa da composição química dos minerais, em termos de óxido, a partir da calibração com padrões de composição química conhecida (TREWIN, 1988).

É importante frisar, que antes das análises, as lâminas foram lavadas com água e sabão, enxaguadas com álcool e secas por ar comprimido ultraseco, similar ao método descrito em TREWIN (1988). Em seguida as mesmas foram recobertas por uma delgada camada de carbono, através do metalizador EMITECH K950X, a fim de torná-la condutora de eletricidade. As análises para este projeto foram conduzidas em um microscópio eletrônico de varredura ZEISS EVO LS-15, em modo de aquisição de imagens por elétrons retroespalhados, operando em alto vácuo a 20 kV e com distância de trabalho de 12,50mm. Os mapas composicionais e as microanálises por EDS foram obtidos através do Sistema de Microanálises OXFORD Inca-Auto-Mate, acoplado ao MEV.

3.4.3. PETROGRAFIA DE INCLUSÕES FLUIDAS

A petrografia de inclusões fluidas é o método básico e essencial para a identificação dos tipos de inclusões fluidas (ROEDDER, 1984; GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994; VAN DEN KERKHOF; HEIN, 2001; GOLDSTEIN, 2003). Em geral utiliza-se um microscópio petrográfico convencional, equipados com luz-polarizada e objetivas de grande magnitude de aumento (e.g., x50, x100). Em caso de amostras monominerálicas, o uso de técnicas adicionais como a catodoluminescência (WILKINSON, 2001), a microscopia com uso de luz ultravioleta epifluorescente (MUNZ, 2001) e luz infravermelha (CAMPBELL *et al.*, 1984) são recomendadas.

É a interpretação petrográfica que nos permite correlacionar a paragéneses mineral com os parâmetros microtermométricos, para o estabelecimento de hipóteses sobre o processo evolutivo do sistema hidrotermal, e a sua relação com os mecanismos de precipitação do minério (WILKINSON, 2001).

A base da interpretação petrográfica advém do entendimento dos mecanismos de aprisionamento de inclusões fluidas, derivado de estudos de inclusões fluidas sintéticas e naturais sumarizados em ROEDDER (1984). Tal entendimento originou a **classificação genética (Figura 3.7)** das inclusões fluidas (ROEDDER, 1984; GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994; VAN DEN KERKHOF; HEIN, 2001; GOLDSTEIN, 2003):

- (I) **Primárias:** inclusões formadas simultaneamente ao crescimento do mineral hospedeiro. São incluídas nesse grupo, por exemplo, as inclusões formadas em zonas de crescimento, isoladas ou dispersas na matriz mineral, e aquelas formadas na auréola de contato do sobrecrecimento mineral e o núcleo do grão (*dust rim*; ROEDDER, 1984). Quando são estudadas rochas sedimentares alóctones (e.g., siliciclásticas, carbonáticas retrabalhadas) além das inclusões primárias formadas durante a diagênese, existem também aquelas alóctones, **herdadas** da área fonte e que trazem informações de ambientes geológicos nos quais foi formada a rocha parental (GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994);
- (II) **Secundárias:** inclusões formadas em microfraturas recristalizadas, resultantes do selamento de fraturas posteriores à cristalização dos minerais hospedeiros (ROEDDER, 1984). Sua identificação é feita principalmente pelo reconhecimento de trilhas de inclusões fluidas, geralmente alongadas, que cortam mais de um limite cristalino (ROEDDER, 1984). Estas trilhas representam planos de inclusões fluidas ou PIFs, que se formam perpendicularmente à posição do estresse mínimo do campo de paleotensões, em fraturas essencialmente distensionais (BOULLIER, 1999; LESPINASSE, 1999). Esta característica e o fato de várias trilhas se entrecortarem permite que, em amostras orientadas, as inclusões sejam utilizadas na reconstrução microestrutural de campos de paleotensões (BOULLIER, 1999; LESPINASSE, 1999). Da mesma forma que

ocorre com as inclusões fluidas primárias em rochas siliciclásticas, inclusões secundárias podem ser carreadas da área fonte como inclusões herdadas, sendo que muito cuidado deve ser tomado com relação à sua identificação (GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994);

- (III) **Pseudossecundárias:** inclusões formadas em microfraturas recristalizadas, cujo faturamento ocorreu durante a cristalização do mineral hospedeiro. Estas inclusões são consideradas essencialmente primárias, apesar da forma de ocorrência em trilhas (*i.e.*, planos de microfraturas seladas) similar às inclusões secundárias. O principal critério para distinção entre as inclusões fluidas secundárias e pseudossecundárias é que as trilhas das pseudossecundárias não atravessam limites cristalinos (ROEDDER, 1984). O mesmo cuidado com inclusões herdadas deve ser levado em conta, contudo, torna-se mais difícil a distinção entre inclusões pseudossecundárias e inclusões secundárias herdadas em ambiente siliciclástico, devido à perda das relações texturais originais (GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994).

Figura 3.7. Exemplo de classes genéticas de inclusões fluidas em uma seção de lâmina petrográfica siliciclástica, baseado nos conceitos de ROEDDER (1984).

ROEDDER (1984, Capítulo 2, p. 43-46) agrupou 35 características empíricas, não listadas aqui, que permitem a identificação destes três principais tipos de inclusões. Contudo, apesar de intuitiva, a classificação genética constitui uma interpretação da origem das inclusões. Ainda, muitas vezes devido à dificuldade na determinação da origem de inclusões fluidas via petrografia (ROEDDER, 1984; GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994; GOLDSTEIN, 2003), as inclusões fluidas também devem ser classificadas primeiramente segundo os seguintes atributos descritivos (VAN DEN KERKHOF; HEIN, 2001):

- (I) **Forma de Ocorrência:** isoladas, em arranjo aleatório, ao longo de planos de crescimento, em trilhas que cortam limites cristalinos, em trilhas que se mantêm dentro de limites cristalinos. A forma de ocorrência é um dos principais parâmetros ou processo de aprisionamento e, por conseguinte, a classe genética (ROEDDER, 1984);
- (II) **Número de Fases à Temperatura Ambiente:** uma inclusão pode apresentar em temperatura ambiente diferentes números de fase dependendo da sua composição e condição de aprisionamento: monofásicas, bifásicas, trifásicas, polifásicas, *etc.*;
- (III) **Tipo do(s) Fluido(s) Aprisionado(s):** aquoso, CO₂ líquido, óleo, *etc.* Esse é o dado de primeira avaliação da composição do fluido aprisionado *a priori* dos estudos microtermométricos. Cada fluido aprisionado possui um comportamento termodinâmico distinto, ou seja, a posição num diagrama de Pressão-Temperatura-Composição (P-T-x), os valores das curvas de líquidos, vapores, sólidos e o *locus* do ponto crítico são variáveis para cada fluido (ROEDDER, 1984; GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994);
- (IV) **Forma da Cavidade:** a descrição de formas irregulares (*e.g.*, “estreladas”), alongadas (*i.e.*, formas oblatas e prolatas), arredondadas (*i.e.*, esféricas), ou mesmo poligonais (*i.e.*, poliedrais), como já foi apontado, pode ser indicativo de modificações pós-

aprisionamento (e.g. inclusões irregulares, ou muito alongadas alinhadas pode sugerir o estrangulamento posterior à divisão das fases), ou mesmo sugere o aprisionamento de fluidos imiscíveis quando associadas à descrição da fração vapor (ROEDDER, 1984);

(V) **Cor:** a cor de uma inclusão fluida pode parecer um aspecto pouco importante em inclusões aquosas, mas sem dúvida traz informações muito importantes quando se trata da descrição de inclusões fluidas de óleo. Uma inclusão de óleo de cor castanha escura, por exemplo, indica uma composição rica em resinas e asfaltenos (STASIUK; SNOWDON, 1997). De modo análogo, a cor de fluorescência das inclusões de óleo pode ser relacionada à composição do óleo aprisionado (BODNAR, 1990; STASIUK; SNOWDON, 1997; MUNZ, 2001);

(VI) **Grau de Preenchimento da Fase Vapor à Temperatura Ambiente:** uma grande variabilidade da fração vapor presente nas inclusões pode sugerir aprisionamento heterogêneo de fluidos previamente imiscíveis ou modificação pós-aprisionamento. GOLDSTEIN; Reynolds (1994) e GOLDSTEIN (2001, 2003), trazem diferentes diagramas de decisão para a interpretação de conjuntos de inclusões com grande variabilidade da pressão de vapor. Contudo, estas interpretações também levam em conta os parâmetros

microtermométricos (GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994; GOLDSTEIN, 2001; GOLDSTEIN, 2003);

(VII) **Tipo de Mineral Hospedeiro:** como já mostrado neste trabalho, a plasticidade do mineral hospedeiro influencia a preservação de uma inclusão fluida (TUGARINOV; NAUMOV, 1970; PREZBINDOWSKI; LARESE, 1987). A partir da associação do mineral hospedeiro com a evolução paragenética do sistema é que podemos ligar as informações derivadas das inclusões fluidas, com os demais processos metologenéticos ou diagenéticos (WILKINSON, 2001).

Um conceito adicional proposto por GOLDSTEIN; Reynolds (1994), e novamente em GOLDSTEIN (2003a), compreende a **Assembleia de Inclusões Fluidas** (AIF). Uma AIF pode ser definida como um grupo de inclusões fluidas com características petrográficas similares e que possa ser associado a um evento comum de aprisionamento (GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994; GOLDSTEIN, 2003). A vantagem desta abordagem é considerar um conjunto de inclusões fluidas formadas ao mesmo tempo, separando diferentes gerações de inclusões formadas pelo mesmo processo (e.g. diferentes gerações de inclusões primárias). Usualmente na descrição de uma AIF são incorporados todos os parâmetros descritivos das inclusões fluidas (GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994; GOLDSTEIN, 2003a), podendo ser somadas à classificação genética de ROEDDER (1984).

3.5. MICROTERMOMETRIA DE INCLUSÕES FLUIDAS

A **microtermometria de inclusões fluidas** compreende um método que utiliza a observação visual da temperatura em que ocorrem os pontos de mudanças de fases obtidos via o aquecimento ou o resfriamento do fluido aprisionado para o modelamento da composição e condições de aprisionamento do fluido (ROEDDER, 1984; GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994).

Por conta disso, é necessário que haja um prévio conhecimento dos principais sistemas químicos associados ao ambiente geológico no qual o método está sendo aplicado, além de um estudo petrográfico completo como já foi demonstrado acima. Como alguns dos principais conceitos referentes aos sistemas químicos e a premissa do estudo de inclusões fluidas já foram apresentados no capítulo anterior, neste capítulo apenas nos concentramos em descrever os aspectos práticos da técnica.

Para a obtenção dos pontos de mudança de fase são utilizadas platinas de aquecimento e resfriamento acopladas a microscópios petrográficos de luz polarizada padrão portando objetivas de grande magnitude (ROEDDER, 1984; GOLDSTEIN; REYNOLDS, 1994). Neste estudo, as medições microtermométricas foram realizadas com uso de uma platina de aquecimento e resfriamento LINKAM® modelo THMSG600™ (**Figura 3.8**), equipado em um microscópio ZEISS® Axio Scope.A1™ com fonte de luz halogênio transmitida de 100 W, fonte de luz ultravioleta HXP LED para observação de inclusões fluidas de óleo e petrografia por epifluorescência, objetivas de grande magnitude de aumento (*i.e.*, x40, x50 e x100), um conjunto de lentes superiores de aumento adicional (x1, x1,6 e x2,5), e oculares de x10. Para a captura de

imagens também foi utilizada uma câmera ZEISS® HRc™ de alta resolução e o *software* ZEISS® AxioVision©.

A platina THMSG600™ permite aquecimento e resfriamento com uso de diferentes taxas de mudança de temperatura além de permitir pausas com medidas de temperatura estacionária (LINKAM, 2015). A mudança de temperatura ocorre com precisão de 0,1 °C e mantém a estabilidade durante as pausas com precisão de 0,001 °C (LINKAM, 2015). A platina permite medições de temperatura entre -196 °C e 600 °C (LINKAM, 2015). Detalhamento quanto ao sistema de operação e especificações técnicas do equipamento podem ser encontrados no site da LINKAM® (LINKAM, 2015). Como aferição das temperaturas medidas e controle de qualidade a platina microtermométrica é calibrada com o uso de inclusões fluidas sintéticas (ROEDDER, 1984). Foram utilizadas inclusões fluidas dos sistemas H₂O-CO₂ (50% mol de CO₂) e de H₂O puro com densidade crítica, que permitem a calibração do ponto de fusão do CO₂ (-56,6 °C), o ponto tríplice da água (0,0 °C) e da temperatura crítica da água (374,15 °C).

A lâmina bipolida é fragmentada e colocada no interior da platina THMSG600™ onde é inicialmente submetida ao procedimento de aquecimento para a tomada de medidas de temperatura de homogeneização (ROEDDER, 1984). Quando são presentes inclusões fluidas aquosas, após a medição da temperatura de homogeneização, em um segundo momento é realizado o procedimento de resfriamento para medição dos pontos de fusão dos hidratos e gelos que permitem a caracterização da composição global e da estimativa da salinidade (ROEDDER, 1984).

Figura 3.8. Sistema microtermométrico: bomba de nitrogênio líquido (LNP95™), controle eletrônico (LinkSys™ e T95™) e a platina de aquecimento e resfriamento THMSG600™ (LINKAM, 2015).

3.6. ESPECTROFOTOMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DOS ÓLEOS DE INCLUSÕES FLUIDAS

O método de **espectrofotometria de fluorescência** permite uma estimativa semi-quantitativa da composição global dos óleos, especialmente quanto à gravidade específica definida em termos de grau API, e a composição SARA (*i.e.*, compostos orgânicos Saturados, Aromáticos, Resinas e Asfaltenos) (STASIUK; SNOWDON, 1997). Este método foi utilizado visando obter uma estimativa da composição global dos óleos de inclusões fluidas de cada reservatório.

Neste trabalho foi aplicado o método de microespectrofotometria de fluorescência de STASIUK e SNOWDON (1997). As medidas do espectro global de fluorescência do óleo das inclusões fluidas foram obtidas com uso de um espectrômetro em miniatura USB4000™ da Ocean Optics® equipado em um microscópio Olympus® AX70™ com fonte de luz ultravioleta

epifluorescente HBO 100. O espectrômetro USB4000 tem capacidade de aquisição do espectro eletromagnético de 200 até 1100 nm, com largura das bandas espectrais que podem ser configuradas entre 0,1 e 10 nm. A resolução especial de cada pixel é de 8 por 200 μm . Para tratamento dos dados espectrais foi utilizado o *software* Ocean Optics® SpectraSuite®.

Para evitar efeitos de fluorescência da matriz mineral e de outras inclusões fluidas buscou-se medir inclusões de modo mais isolado possível, focando com a objetiva de maior aumento disponível (*i.e.*, x100) e limitando a luminosidade da inclusão desejada com o fechamento parcial do obturador superior do microscópio. Tanto o tempo de exposição quando o tempo de coleta das inclusões fluidas foi limitado ao mínimo possível, não excedendo 1 minuto de exposição contínua, visto que períodos prolongados de exposição do óleo das inclusões a luz ultravioleta provoca alterações na cor de fluorescência e possivelmente da composição (PIRONON; PRADIER, 1992).

Com base nos espectros brutos coletados foi determinada a cor de acordo com índice de cromaticidade no espaço CIE XYZ (*i.e.*, *Commission Internationale de l'éclairage*), que permite uma determinação da cor mais precisa que a percepção visual do olho humano (*e.g.*, BOURDET *et al.*, 2014). A razão entre os comprimentos de onda verde e vermelho medidos (*i.e.*, a razão R/G ou Q, entre os comprimentos de 550 e 600 nm) foi utilizada para inversão dos parâmetros de °API e para a composição percentual de SARA obtido por STASIUK e SNOWDON (1997). Não foi utilizada a relação entre as composições e o comprimento de onda com maior intensidade (*i.e.*, L_{max} ; STASIUK; SNOWDON, 1997) devido à dificuldade encontrada na determinação exata deste valor durante as medições.

Foi utilizado o conjunto de dados de STASIUK e SNOWDON (1997) para o ajuste de equações empíricas utilizadas neste projeto. Para a estimativa do grau API foi utilizada a **equação 3.2 (Figura 3.9)**, com coeficiente de determinação $R^2 = 0,92$, onde “q” equivale a razão R/G.

$$^{\circ}API = 945,53q^4 - 2068,6q^3 + 1495,1q^2 - 423,84q + 74,843 \text{ (eq. 3.2)}$$

Figura 3.9. Gráfico do parâmetro q (razão dos comprimentos de onda de 550 e 600 nm) em relação ao °API a partir dos dados de STASIUK e SNOWDON (1997).

Para a estimativa da composição de percentual de aromáticos foi utilizada a **equação 3.3 (Figura 3.10)**, com coeficiente $R^2 = 0,83$.

$$\text{Aromáticos (\%)} = -3777,1q^6 + 13788q^5 - 20116q^4 + 14548q^3 - 5282,6q^2 + 893,04q - 23,409 \text{ (eq.3.3)}$$

Para a estimativa da composição de resinas e asfaltenos, usualmente denominadas como NOS's (*i.e.*, moléculas portadoras de Nitrogênio, Enxofre e Oxigênio), que representa essencialmente as resinas e asfaltenos, foi utilizada a relação da **equação 3.4 (Figura 3.10)**, com coeficiente $R^2 = 0,81$.

$$NSO (\%) = 19,524q^{0,8861} \text{ (eq.3.4)}$$

Devido à baixa correlação entre o valor de “q” e a composição de saturados ($R^2 < 0,6$), a composição percentual dessa classe de compostos foi calculada pela relação da **equação 3.5**, que expressa o balanço global da composição dos óleos.

$$\text{Saturados (\%)} = 100 - (\text{Aromáticos(\%)} + \text{NSO (\%)}) \text{ (eq.3.5)}$$

Figura 3.10. Gráfico do parâmetro q (razão dos comprimentos de onda de 550 e 600 nm) em relação à composição percentual de Aromáticos e NSO com base nos dados de STASIUK e SNOWDON (1997).

3.7. ANÁLISE GEOQUÍMICA DOS ÓLEOS DE INCLUSÕES FLUIDAS E EXTRATOS

O estudo da composição geoquímica dos óleos é de extrema importância para a indústria petrolífera (WELTE *et al.*, 1983). Como exemplo, um sistema petrolífero só pode ser comprovado com base na correlação geoquímica entre o petróleo e a rocha geradora (MAGOON; DOWN, 1994). O estudo geoquímico do petróleo envolve uma gama de diferentes técnicas analíticas utilizadas para o estudo da matéria orgânica desde o ambiente

deposicional, no caso da caracterização geoquímica das rochas geradoras, até o estudo dos óleos e gases dos reservatórios (WELTE *et al.*, 1983).

Neste trabalho a caracterização geoquímica limitou-se ao estudo dos **biomarcadores da fração saturada dos óleos das inclusões fluidas** e dos **extratos das rochas reservatório siliciclásticos** das formações Pendência e Açu. Não foi realizado nenhum estudo referente à caracterização ou comparação com as rochas geradoras. O objetivo principal dessa abordagem foi a correlação entre os óleos das inclusões fluidas e o óleo produzido no reservatório, também conhecido como óleo livre.

De acordo com o fluxo analítico (**Figura 3.11**) apenas as amostras que eventualmente apresentaram inclusões de óleo identificadas via petrográfica foram selecionadas para preparação para análise geoquímica do óleo das inclusões fluidas. As amostras portadoras das inclusões de óleo e também algumas amostras adjacentes foram previamente submetidas à extração, sendo que estes extratos foram analisados para prover parâmetros de correlação entre os óleos das inclusões fluidas e os óleos dos reservatórios. Após a obtenção dos óleos das inclusões e dos extratos, ambos foram analisados por meio dos métodos de cromatografia em fase gasosa acoplado à espectrometria de massas e cromatografia em fase gasosa acoplada à espectrometria de massas sequencial.

Figura 3.11. Fluxograma analítico geoquímica dos óleos de inclusões fluidas e extratos.

3.7.1. MÉTODOS DE EXTRAÇÃO

A extração do óleo residual presentes nas amostras de testemunho foi realizada com o uso extrator automático Dionex™ ASE™ (*i.e.*, *Accelerated Solvent Extractor*), modelo ASE 300™ (**Figura 3.12**), da Thermo Scientific™. Este extrator consiste de um sistema de injeção pressurizada de solvente, onde as amostras são colocadas em cilindros de aço inox selados, por onde solvente orgânico é bombeado com temperatura e pressão controlada de modo a acelerar a remoção dos compostos químicos orgânicos adsorvidos a parede

dos grãos minerais (THERMO SCIENTIFIC, 2015). O processo foi otimizado para a remoção quase completa do óleo residual presente nas amostras de testemunho.

Figura 3.12. Equipamento de extração Dionex™ ASE™ 350, similar ao utilizado nesse estudo (THERMO SCIENTIFIC, 2015).

Primeiramente as amostras foram cuidadosamente fragmentadas com uso de almofariz de cerâmica e pistilo, de modo a não esmagar os grãos, minimizando a eventual destruição de inclusões fluidas. Em seguida, o material fragmentado foi inserido dentro dos cilindros de aço inox (**Figura 3.13**) e, posteriormente, submetido à injeção pressurizada de combinações dos solventes orgânicos em 5 ciclos: (i) diclorometano (fórmula química CH_2Cl_2 , usualmente denominado na literatura como DCM), (ii) metanol (fórmula química CH_3OH , também denominado como MeOH), (iii) DCM e MeOH (proporção de 93:7 % em volume), e *n*-hexano puro.

Figura 3.13. Células de limpeza do Dionex™ ASE™ com amostras pré-preparadas para este projeto.

Cada ciclo de lavagem consiste de 4 etapas: (i) inserção dos solventes; (ii) pressurização da cela com nitrogênio em fase gasosa; (iii) tempo de residência do solvente; e (iv) purga. Cada ciclo foi configurado para a temperatura de 75 °C, pressão de 1350 psi, tempo de residência de cada ciclo de 5 minutos, tempo de purga de 100 segundos. Cada cela possui volume total de 60 ml, sendo, o volume de solvente definido de forma a completar a total capacidade (*i.e.*, 60 ml integrando o volume da rocha mais volume de solvente).

No primeiro ciclo de limpeza realizado com DCM foi coletado o extrato destinado à separação da fração saturada e posterior análise por biomarcadores. Após o fim dos ciclos os cilindros são removidos do carrossel e as amostras de rocha fragmentada selecionadas para análise dos óleos de

inclusões fluidas seguem para o processo de limpeza e extração dos óleos das inclusões. As amostras de rocha fragmentada selecionadas para extração, mas que não possuíram abundância suficiente para análise dos óleos de inclusões foram descartadas.

3.7.2. MÉTODO DE EXTRAÇÃO DOS ÓLEOS DAS INCLUSÕES FLUIDAS

As amostras previamente limpas pelo processo de extração e mais ricas em inclusões de óleo foram submetidas ao método de obtenção de óleo de inclusões fluidas proposto por GEORGE *et al.* (2007), JORGE (2010) e JORGE *et al.* (2011). Para a análise bem-sucedida, o método de limpeza requer a completa remoção da matéria orgânica externa aos grãos (GEORGE *et al.*, 2007), o que não pode ser atingido pelo simples processo de extração (JORGE, 2010).

O método de obtenção dos óleos das inclusões fluidas foi dividido em quatro etapas: (i) pré-limpeza, (ii) limpeza com detergente alcalino; (iii) limpeza com solução ácida sulfocrômica e ácido nítrico; (iv) limpeza em “sala limpa” e esmagamento *off-line*. A pré-limpeza (**etapa i**) consistiu no peneiramento para seleção dos grãos com dimensões entre 16 e 250 Mesh (1,18 e 0,063 mm) visando selecionar a granulometria de areia grossa a areia muito fina, que possam hospedar o maior número de inclusões fluidas e facilitar o processo de extração *off-line*. São separados aproximadamente 60 g de material.

Na limpeza com detergente alcalino (**etapa ii**), as amostras foram colocadas em copos béquer (do inglês, *beaker*) de vidro com solução de detergente (diluição com água na proporção 1:3) e submetidos a banho

ultrassônico pelo período entre 10 a 15 minutos. Ao término do processo de limpeza no ultrassom, o líquido resultante da lavagem foi descartado, seguido de uma série de enxagues com água corrente até a completa remoção da espuma. As amostras foram então secadas a temperatura ambiente por uma noite.

Na limpeza com soluções de ácidos fortes (**etapa iii**) as amostras foram novamente acondicionadas em copos béquer e adicionadas à solução sulfocrômica até que os grãos estivessem totalmente encobertos. A solução inicialmente mantida a 100 °C foi deixada nos copos em descanso por 1 hora, com agitação periódica (10 min) com bastão de vidro. Após este período a solução ácida foi descartada, e os grãos foram lavados diversas vezes com água até a neutralização do resíduo lavado, que foi conferido com papel tornassol. Por fim uma solução de ácido nítrico (1:1) foi adicionada aos copos béquer e secada em forno a 60 °C por 2 horas.

Uma vez limpas, as amostras foram transportadas para uma sala especial com filtragem de material particulado e pressão positiva (**etapa iv**). Previamente todo o material de laboratório foi submetido à lavagem com DCM na sala limpa e secado em forno a 60 °C. As amostras foram então submetidas a banhos em triplicata no ultrassom por 10 minutos com 30 ml de solução de DCM e MeOH (proporção de 93:7 % em volume) e um segundo banho em triplicata no ultrassom com 30 ml DCM puro por mais 10 minutos, sendo que todo o resíduo da lavagem foi descartado. Para controle da limpeza, um novo banho em triplicata no ultrassom com 30 ml de DCM foi realizado para cada amostra, sendo que o resíduo resultante foi coletado como branco (*i.e., outside-rinse blank*). Um padrão interno (biomarcador) foi adicionado aos

brancos e os mesmos foram analisados por CG-EM para checar a existência de contaminantes.

Quando consideradas limpas, as amostras foram submetidas ao procedimento de esmagamento. Contudo, antes do processo de esmagamento, brancos de sistema foram adquiridos junto ao aparato instrumental, utilizando a mesma quantidade de solvente da extração. Os brancos foram analisados por CG-EM e, quando considerados livres de contaminantes, as amostras foram submetidas ao processo de esmagamento *off-line*.

O processo de esmagamento *off-line* é aquele no qual o aparato de esmagamento dos grãos não está diretamente conectado ao instrumento de análise (GEORGE *et al.*, 2007). Outros métodos de análise de compostos voláteis de inclusões fluidas requerem o uso de métodos *on-line* (JORGE, 2010; JORGE *et al.*, 2011). Alguns métodos de análise *off-line* de biomarcadores de óleos de inclusões fluidas baseiam-se no esmagamento dos grãos por via manual (*e.g.*, JONES; MACLEOD, 2000).

De acordo com o método de GEORGE *et al.* (2007), alíquotas do material limpo (entre 10 e 20 g) foram esmagadas em um cilindro de aço inoxidável com capacidade de 55 ml (**Figura 3.14**). Duas esferas de aço inox foram colocadas sobre as amostras, seguido da adição de 25 ml de DCM. Uma vez lacrado em pressão atmosférica, o cilindro foi colocado sobre uma bomba de agitação vertical, ocorreu o processo de agitação em duas fases de 10 minutos, com intervalo de 10 minutos para repouso. Este intervalo tem como objetivo evitar aquecimento excessivo e limitar a perda por evaporação. Em seguida, a solução resultante do processo de agitação e os resíduos minerais

foram removidos do cilindro e colocadas em um copo béquer. Após esta etapa, o cilindro foi lavado com outros 25 ml de DCM e o resíduo adicionado ao extrato inicial.

Na continuidade do método, a solução e o resíduo mineral foram submetidos a um banho sônico em ultrassom com DCM por 10 minutos e posteriormente colocada em repouso. A solução contendo o óleo das inclusões sobrenadante foi então removida e o pó mineral resultante submetido a outros 2 banhos em ultrassom com DCM (25 ml). Novamente a solução sobrenadante foi removida e misturada à primeira alíquota coletada.

Figura 3.14. Diagrama que mostra o sistema de esmagamento off-line utilizado para extração dos óleos das inclusões fluidas (GEORGE *et al.*, 2007).

O solvente contendo o óleo das inclusões fluidas (total de 100 ml) foi concentrado por meio de roto-evaporação com nitrogênio purificado no roto-evaporador Turbovap 500™. O pó remanescente, por sua vez, foi removido pela passagem da solução reduzida a ~2 ml por uma pipeta Pasteur curta plugada em lã de vidro empacotada com sílica gel (C60: 60-120 µm). Por fim, para a quantificação das razões de biomarcadores adicionou-se uma pequena quantidade (~0,6 µg) de um padrão interno (*i.e.*, esqualano).

3.7.3. CROMATOGRAFIA EM FASE LÍQUIDA

A cromatografia é um método de separação físico-químico de componentes de uma mistura, realizado através da distribuição desses componentes em duas fases em contato (COLLINS *et al.*, 2006). Uma fase permanece estacionária, enquanto outra se move (*i.e.*, o eluente) através dela (COLLINS *et al.*, 2006). Durante a passagem da fase móvel pela fase estacionária os componentes da mistura são distribuídos pelas duas fases de tal forma que cada um deles é seletivamente retido pela fase estacionária (Collins *et al.*, 2006), tornando-os separados dentro da fase móvel. Existem muitos métodos cromatográficos que utilizam de diferentes propriedades de interação físico-química entre os compostos químicos para gerar a separação de componentes em misturas (*e.g.*, cromatografia por troca iônica, cromatografia por adsorção, *etc.*; COLLINS *et al.*, 2006). Na geoquímica orgânica o principal método utilizado é a cromatografia de coluna, que por sua vez pode ser dividido em dois métodos cromatográficos: a cromatografia em fase líquida, onde a fase estacionária é sólida e a fase móvel é um líquido que

transporta a mistura de analitos (*i.e.*, solvente orgânico), e a cromatografia em fase gasosa, onde a fase móvel é um gás (*e.g.*, argônio, hélio, *etc.*) (PETERS *et al.*, 2005).

O método de cromatografia em fase líquida foi aplicado junto aos extratos no intuito de isolar a fração saturada de compostos orgânicos (PETERS *et al.*, 2005). O mesmo não coube aos óleos de inclusões fluidas devido à baixíssima concentração do analito, sendo as posteriores análises em cima da tração de óleo total (GEORGE *et al.*, 2007).

O método de cromatografia em fase líquida utilizado foi o MPLC (acrônimo do inglês, *Medium Pressure Liquid Chromatography*; **Figura 3.15**), que realiza a passagem do solvente pela fase estacionária na coluna utilizando injeção pressurizada (HOSTETTMANN; TERREAUX, 2000). Neste estudo foi utilizado o equipamento MPLC da Knauer™, equipado com uma pré-coluna coluna de vidro preparada utilizando uma combinação de sílica termicamente ativada e *n*-hexano como eluente para a separação das frações saturada, aromática e NSO. A metodologia empregada é baseada em RADKE *et al.* (1980).

As amostras foram diluídas em aproximadamente 1 ml de *n*-hexano e acrescidas de 50 µl de solução padrão de 4-colestano. Depois de injetadas, as amostras fluem pelas pré-colunas preenchidas com sílica previamente umedecida com *n*-hexano, compostas de 70% sílica fina e 30% sílica grossa. Os compostos polares ficam retidos nas pré-colunas, enquanto que os hidrocarbonetos (parafinas e aromáticos) seguem para a coluna principal. Os compostos polares são retirados manualmente, a partir da eluição com etanol

pressurizado pela coluna. Uma vez extraídos, a fração foi concentrada e armazenada em frascos.

Na coluna principal são separadas as parafinas e compostos aromáticos. As duas frações são posteriormente concentradas no roto-evaporador Turbovap 500™. As parafinas que carreadas pelo *n*-hexano são registradas através de um pico no detector do índice de refração e acondicionadas em recipientes próprios. Ao término da saída das parafinas, o fluxo de *n*-hexano pela coluna principal é invertido e o tubo para coleta é trocado. Os hidrocarbonetos aromáticos são então arrastados para fora da coluna e coletados.

Figura 3.15. Diagrama simplificado mostrando o sistema de cromatografia líquida de média pressão (HOSTETTMANN; TERREAUX, 2000).

3.7.4. CROMATOGRAFIA EM FASE GASOSA ACOPLADA A ESPECTROMETRIA DE MASSAS (CG-EM)

Esta técnica foi utilizada para a detecção e estimativa da abundância relativa dos biomarcadores saturados presentes nos extratos orgânicos e nos óleos de inclusões fluidas (WAPLES; MACHIHARA, 1991; PETERS *et al.*, 2005; GEORGE *et al.*, 2007). Em suma, a técnica de CG-EM (**Figura 3.16**) compreende a junção de duas técnicas analíticas diferentes: a cromatografia em fase gasosa e a espectrometria de massas (WAPLES; MACHIHARA, 1991; PETERS *et al.*, 2005; SPARKMAN *et al.*, 2011).

A técnica de cromatografia em fase gasosa envolve a volatilização da amostra por meio de um injetor para dentro da coluna cromatográfica (SPARKMAN *et al.*, 2011). O gás que constitui a fase móvel carrega as substâncias volatilizadas por meio da coluna cromatográfica dentro de um forno (SPARKMAN *et al.*, 2011). Dentro da coluna aquecida ocorre a retenção relativa entre os compostos presentes na fase móvel e a fase estacionária da coluna, similar a cromatografia em fase líquida (SPARKMAN *et al.*, 2011). Os compostos separados são transportados por meio de uma linha de transferência para dentro do espectrômetro de massas (SPARKMAN *et al.*, 2011).

Figura 3.16. Diagrama simplificado mostrando os elementos que compõem um conjunto de linha de gás, cromatógrafo e espectrômetro de massas (SPARKMAN *et al.*, 2011).

Uma vez no espectrômetro de massas as moléculas carregadas e separadas pelo cromatógrafo passam por um sistema de fragmentação e ionização (SPARKMAN *et al.*, 2011). Os fragmentos moleculares ionizados são detectados de acordo com a razão de massa sobre carga, gerando um espectro de massas que é quase sempre característico para cada composto devido às quebras estruturais envolvidas na fragmentação das moléculas (SPARKMAN *et al.*, 2011). Existem diferentes configurações de instrumentos que envolvem a montagem de um espectrômetro de massas dependendo do interesse analítico (SPARKMAN *et al.*, 2011). Nesse projeto foram utilizados dois sistemas de CG-EM: (1) para os extratos de óleo foi utilizado sistema cromatográfico Agilent 7890B™ equipado com injetor automático *split/splitless* Agilent 7693A™, acoplado a um detector de massas Agilent 5977A™; (2) para a análises dos óleos de inclusões fluidas foi utilizado um CG-EM de alta resolução de massas, DFS™ (*Double-Focusing System*) da Thermo Scientific™.

A metodologia implementada nesse sistema é similar àquela apresentada por PETERS *et al.* (2005). Cerca de 1 µl de amostra é diluída em *n*-hexano e injetado automaticamente no cromatógrafo. Uma vez volatilizados, os compostos são arrastados por hélio com um fluxo de 33 cm/s através de uma coluna capilar Agilent J&W® DB-5™ composta de (5%-fenil)-metilpolisiloxano com 60 m de comprimento, 0,25 mm de diâmetro interno, que contém uma fina película da fase estacionária de 0,25 µm. A rampa de temperatura programada é de 55 a 310 °C. O equipamento é inicialmente configurado em 55 °C por 2 min, seguido do aquecimento a 150 °C com a taxa de 20 °C/min e, por fim é aquecido até 310 °C numa taxa de 1,5 °C/min. A temperatura de 310 °C é mantida então por 15 minutos.

O espectrômetro de massas mantido em vácuo recebe as moléculas separadas de acordo com o tempo de retenção do cromatógrafo. Uma vez no espectrômetro de massas, as moléculas carregadas são fragmentadas pelo método de impacto de elétrons, a partir da colisão com um feixe contínuo de elétrons de cerca de 70 eV. Os fragmentos ionizados são enviados ao detector de massas, que no caso consiste de um quadrupolo que funciona como um filtro, separando os fragmentos com relação à razão massa sobre carga (m/z) (vide, SPARKMAN *et al.*, 2011). As amostras foram corridas em modo de monitoramento seletivo de íons, que monitora apenas razões de massa sobre carga (m/z) específicas (**Tabela 3.1**) visando à detecção de compostos com fragmentação conhecida (SPARKMAN *et al.*, 2011), no caso, os biomarcadores (WAPLES; MACHIARA, 1991; PETERS *et al.*, 2005). Os resultados foram obtidos como cromatogramas de massas e razões entre biomarcadores.

Tabela 3.1. Exemplo simplificado dos íons monitorados e algumas das principais classes de biomarcadores (baseado em PETERS *et al.*, 2005).

ÍONS MONITORADOS (<i>m/z</i>)	PRINCIPAIS CLASSES DE COMPOSTOS OBSERVADOS
177	Terpanos, 25-norhopano;
191	Terpanos (tricíclicos e tetracíclicos), hopanos, oleanano, gammacerano;
217	14(α)- e 14(β)-esteranos;
218	14(β)-esteranos e em menor proporção 14(α)-esteranos;
257	Diasteranos;
259	Poliprenoides tetracíclicos, diasteranos, 17(α)- e 17(β)-esteranos;

3.8. MICROSCOPIA CONFOCAL DE VARREDURA A LASER.

O método de microscopia confocal por varredura a *laser* foi empregado na **determinação do volume das inclusões fluidas de óleo**. O volume das inclusões de óleo corresponde ao parâmetro fundamental na obtenção da fração de vapor real e na estimativa composicional e das condições de aprisionamento das inclusões de óleo (PIRONON *et al.*, 1998; APLIN *et al.*, 1999).

O método de microscopia confocal tem por base a filtragem da luz fluorescente emitida por um furo estenopo, ou como é conhecido em inglês o furo de alfinete confocal (*pinhole*; PIRONON *et al.*, 1998). O método, como é mostrado pela **Figura 3.17**, consiste de um microscópio equipado com uma fonte de *laser* montada no iluminador superior do microscópio, similar ao

sistema de microscopia por epifluorescência descrito acima (PIRONON *et al.*, 1998).

O *laser* passa pelo furo estenopo e viaja através de um furo estenopo onde é desfocalizado (PIRONON *et al.*, 1998). Após passar pelo filtro de excitação, o laser com comprimento de onda menor reflete no espelho dicroico, e se dirige a amostra fluorescente (e.g., uma inclusão fluida de óleo; PIRONON *et al.*, 1998). A luz fluorescente, tanto do plano focal como das áreas adjacentes, com maior comprimento de onda viaja através do espelho dicroico e o filtro de barreira, que serve de mecanismo de segurança barrando qualquer comprimento de onda menor remanescente (PIRONON *et al.*, 1998). Após o filtro de segurança a luz fluorescente atinge o furo estenopo superior (PIRONON *et al.*, 1998). O furo estenopo superior funciona como uma barreira para a luz fora de foco, de modo que só uma imagem plana da região focal é detectada pela câmera (PIRONON *et al.*, 1998). A mudança de foco (dimensão vertical) e a posição (dimensões horizontais) permite a construção de uma imagem tridimensional com a quantificação do volume fluorescente (PIRONON *et al.*, 1998).

Nesse estudo foi utilizado um microscópio ZEISS® Imager.Z1m™ equipado com um sistema confocal de varredura a *laser* ZEISS® LSM 700™, que possui um conjunto de *lasers* de diferentes comprimentos de onda, sendo que selecionado de 488 nm correspondente ao espectro de ultravioleta próximo. Foi utilizado também o *software* ZEISS® Zen© BlackEdition™ para captura de imagens e reconstrução do volume tridimensional. As imagens foram capturadas com objetiva imersa em óleo de x100. Uma vez obtidas as imagens 3D, foi utilizada metodologia similar a PIRONON *et al.* (1998), com a o

cálculo do volume 3D utilizando o *software* livre Fiji. Para o cálculo do volume da bolha de vapor, cada bolha de vapor foi considerada como um elipsoide prolato e o cálculo foi realizado com base nas medidas de diâmetros maior e menor tomadas em fotomicrografias com luz transmitida.

As frações de vapor obtidas para as inclusões de óleo foram utilizadas para a reconstrução das isopletas e isócoras. Para isso foi utilizado o *software* livre FIT-Oil, programado e cedido em versão de teste por Regis Thiery (comunicação pessoal).

Figura 3.17. Diagrama esquemático do sistema de microscopia confocal de varredura a laser (modificado de ZEISS, 2015).

3.9. MODELAGEM DE BACIAS UNIDIMENSIONAL

A modelagem de bacias unidimensional (1D) foi aplicada para o estudo da história de soterramento dos poços LOR-60 e UB-40. Tanto a modelagem do soterramento como as calibrações térmicas foram feitas com uso do software Genex™, desenvolvido pelo Instituto Francês do Petróleo (atualmente denominado *IFP Energies nouvelles*, IFPen) com uso da escala cronoestratigráfica de ODIN (1994). Os dados disponíveis para a simulação compreendem as idades e espessuras das sequências sedimentares, o período de duração do estágio *rift*, a espessura erodida de acordo com o método de COUTINHO (2010, 2008), a temperatura de fundo de poço (*Bottom Hole Temperatures*, BHT) corrigida, o dado de batimetria atual e as medidas de reflectância de vitrinite (*vide Apêndice V*). Alguns parâmetros foram tomados diretamente da literatura, como os valores de espessura de crosta inicial e da litosfera, que foram obtidos em MELLO (1987), enquanto alguns dados de entrada, como os parâmetros térmicos e de densidade das rochas, foram utilizados diretamente da base de dados do software. Como não tivemos acesso à nenhum valor válido de vitrinite para o poço LOR-60, um conjunto dados de vitrinite e dados de perfil sônico de um poço adjacente ao LOR-60, localizado num raio de aproximadamente 9.4 km de distância, foi utilizado para a estimativa de erosão e calibração térmica do poço LOR-60 (*vide Apêndice V*).

O procedimento de retrodespimento (*backstripping*) seguiu os métodos de PERRIER e QUIBLIER (1974) e VAN HINTE (1978). A subsidência tectônica foi estimada de acordo com o modelo de STECKLER e WATTS (1978). Por fim, a evolução térmica da bacia foi simulada com uso de modelo

estiramento em duas camadas (*two-layer extensional model*) de acordo com ROYDEN e KEEN (1980) e HELLINGER e SCLATER (1983). Esta abordagem permitiu estimar os parâmetros de extensão da crosta (Δ) e da sub-crosta (β). A calibração térmica foi implementada pelo modelo de evolução da reflectância de vitrinite EASY%Ro (SWEENEY; BURNHAM, 1990) e utilizando o gradiente geotérmico atual do poço. A paleo-batimetria foi estimada a partir da calibração entre a curva de subsidência tectônica modelada e a observada (CELERIER, 1988).

CONCLUSÕES

O presente estudo teve como objetivo principal a reconstrução da história da migração de hidrocarbonetos e sua associação com a evolução diagenética dos reservatórios da Bacia Potiguar.

Baseado nos resultados obtidos, as principais conclusões são enumeradas:

- i. Os reservatórios rasos da Formação Açu nos campos de Canto do Amaro e Baixa do Algodão, nos poços estudados, não apresentam inclusões de petróleo. A diagênese precoce associada ao intenso processo de infiltração de argilominerais inibiu o processo de cimentação e, por sua vez, a formação de inclusões fluidas. Esse fenômeno inviabilizou o estudo desses poços para os fins do entendimento da migração de petróleo;
- ii. No poço estudado na área de Ubarana, o aprisionamento das inclusões de petróleo na Formação Açu ocorreu tardiamente na história diagenética, com o aprisionamento das inclusões de petróleo em microfraturas curadas nos conglomerados. Na Formação Ponta do Mel, as inclusões de petróleo identificadas foram aprisionadas em dolomita em sela, durante a mesodiagênese;
- iii. O aprisionamento das inclusões fluidas de petróleo nos turbiditos arenosos da Formação Pendência, no campo de Lorena, ocorreu durante a mesodiagênese, em concomitância com a cimentação de albita e quartzo diagenético;

- iv. As principais assembleias de inclusões de petróleo das formações Pendência (bifásicas, primárias, hospedadas em albita diagenética; assembleia PEN1), Açu (bifásicas, secundárias, hospedadas em quartzo detrítico; assembleia ACU) e Ponta do Mel (bifásicas, primárias, hospedadas em dolomita em sela; assembleia PML2b) apresentam espectros de fluorescência distintos entre si. Isso sugere que óleos possuem diferentes composições em termos de saturados, resinas e asfaltenos (SARA), e conseqüentemente, diferentes graus API;
- v. A pequena variação dos espectros de fluorescência nas inclusões secundárias da Formação Açu (ACU) sugerem um pulso de preenchimento de composição homogênea. Em contraste, a variação da composição dentro das assembleias das formações Pendência (PEN1) e Ponta do Mel (PML2b) sugerem múltiplos pulsos de preenchimento por hidrocarbonetos que foram gerados a partir de diferentes fácies orgânicas ou com diferentes níveis de maturação térmica;
- vi. A comparação das assinaturas de biomarcadores (terpanos e esteranos) entre os extratos de óleo dos reservatórios e os óleos das inclusões fluidas das formações Açu e Pendência indicam uma correlação geoquímica. No entanto, o óleo de inclusões fluidas da Formação Ponta do Mel possui composição diferente daquela esperada para o Campo de Ubarana. As razões de biomarcadores dos óleos das inclusões fluidas (GAM/H30, TET24/26TRI, total de terpanos tricíclicos/total de hopanos, Ts/(Ts+Tm) e NOR25H/H30) sugerem que os óleos das inclusões fluidas da Formação Pendência são de origem lacustre e gerados na cozinha do Gráben de Umbuzeiro.

- vii. A assinatura de biomarcadores (GAM/H30, total de terpanos tricíclicos /total de hopanos) do óleo das inclusões fluidas da Formação Açu são similares as dos óleos localizados na área das zonas de charneira de Carnaubais e Areia Branca. Não obstante, os valor elevado de $Ts/(Ts+Tm)$ e os valores reduzidos de H28/H29, NOR25H/H30 e TET24/26TRI sugerem uma maior afinidade entre os óleos das inclusões fluidas da Formação Açu e os óleos mistos presentes na área da zona de charneira de Areia Branca. Por fim, as razões GAM/H30, TET24/26TRI, NOR25H/H30 e total de terpanos tricíclicos /total de hopanos indicam que o óleo das inclusões fluidas da Formação Ponta do Mel correlaciona-se com as fácies lacustres da Formação Alagamar;
- viii. Apesar dos biomarcadores dos óleos de inclusões fluidas da Formação Pendência indicarem um óleo derivado de uma única rocha geradora, os dados de fluorescência das inclusões sugerem que as inclusões registraram múltiplos pulsos migratórios. Esse resultado aparentemente contrastante reflete a diferente natureza dos métodos de estudo: o método de análise de biomarcadores mistura diferentes inclusões fluidas individuais (*cf. George et al., 2007*) enquanto que a análise espectrofotométrica permite estimar a composição individual (*e.g., Bourdet et al., 2012*);
- ix. Os dados petrográficos e geoquímicos das inclusões fluidas sugerem migração de óleos lacustres pela Formação Ponta do Mel, mesmo que em pequenos volumes, anterior à migração dos óleos mistos que preencheram o campo de Ubarana;

- x. Apesar do significativo efeito de modificação pós-aprisionamento das inclusões fluidas do campo de Lorena (poço LOR-60), os dados de inclusões fluidas e modelagem de bacias sugerem que o preenchimento inicial do reservatório no poço estudado aconteceu durante o estágio final da fase rifte de subsidência no Gráben de Umbuzeiro. Considerando um gradiente termobarométrico hidrostático, o preenchimento do reservatório da Formação Pendência, no poço LOR-60, teria tido início entre o Barremiano e o Eoaptiano (ca. 129–124 Ma) com temperaturas entre 62,7 e 80,6 °C (11 e 16,8 MPa);
- xi. Fluidos hidrotermais migraram em associação com o petróleo durante o preenchimento inicial do Campo de Ubarana, no poço UB-40 (temperatura atual do reservatório = 110 °C), como registrado pelas inclusões fluidas das formações Açú e Ponta do Mel com intervalo de moda de $T_{h(LV \rightarrow L)}$ de 124–128 °C e 115–130 °C, respectivamente. Os fluidos hidrotermais teriam carregado tanto os óleos mistos como os óleos lacustres;
- xii. No campo de Ubarana, as isócoras calculadas para as inclusões fluidas hospedadas em dolomita em sela da Formação Ponta do Mel indicam temperaturas de aprisionamento entre 128,9 e 133,1 °C e pressões entre 10,6 e 12,9 MPa. Além disso, as temperaturas e salinidades equivalentes (intervalo modal entre 16 e 20 % em massa equivalente de NaCl + CaCl₂) das inclusões fluidas aquosas hospedadas em dolomita em sela são semelhantes às encontradas em inclusões fluidas aprisionadas em minerais hidrotermais de depósitos de Pb–Zn do tipo Mississippi Valley;

- xiii. O evento hidrotermal responsável pela origem dos veios de dolomita em sela reequilibrou as inclusões fluidas aquosas hospedadas em veios de calcita blocosa formados durante a eodiagênese. Essas inclusões fluidas reequilibradas possuem temperaturas de homogeneização que permitiram calcular temperaturas máximas do reservatório ($T_{pico} = 122,3\text{--}137,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) similares às temperaturas registradas pelas inclusões fluidas hospedadas em dolomita em sela;
- xiv. Nenhum período específico pode ser sugerido para a ocorrência do evento hidrotermal do campo de Ubarana sem informações adicionais (e.g., modelos computacionais de processos convectivos e reativações de falhas, geocronômetros isotópicos, etc.). Entretanto, como o evento magmático Cenozoico Macau (ca. 48–8.8 Ma) pode ter sido responsável por iniciar o processo de geração de hidrocarbonetos na Formação Alagamar, e dada a presença atual de fluidos mantélicos no reservatório do Campo de Ubarana, o sistema hidrotermal pode ter se originado com a ação desse magmatismo. A hipótese de possível conexão entre o evento Macau, os fluidos mantélicos e a migração dos hidrocarbonetos, contudo, deve ser ainda comprovada.
- xv. As diferenças entre as histórias de preenchimento dos campos de Ubarana e Lorena sugerem que os futuros estudos de avaliação dos sistemas petrolíferos da Bacia Potiguar devem levar em conta tanto a possibilidade de tempos de residência maiores na porção terrestre da bacia, como o papel de sistemas hidrotermais ativos durante o preenchimento dos reservatórios na porção submersa da bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, P.A.; ALLEN, J.R. **Basin Analysis: Principles and Applications**. 2ª edição. Reino Unido, Oxford: Blackwell Publishing, 2005. 549 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO NORDESTE, VIII, 1977. Campina Grande. **Atas**. Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. p. 363–391.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 1–29. 1981.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MACHADO JR., D.L.; DEHIRA, L.K. Magmatismo pós-cenozóico no nordeste oriental do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 4, p. 451–462. 1988.
- ALKMIN, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; CASTRO ALVES, J.A. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco. Uma revisão. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. (Ed.) **O Cráton do São Francisco**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia/Superintendência de Geologia e Mineração, 1993. p. 45–62.
- ANCELMI, M.F.; SANTOS, T.J.S.; AMARAL, W.S.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; ZINCONI, S.A. Provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: implications for the

significance of associated retrograded eclogites. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 82–99. 2015.

ANCELMI, M.F. **Metamorfismo e estudo de proveniência, baseado em U-Pb em zircões detríticos e isótopos de Nd, das rochas metassedimentares da Faixa Eclogítica de Forquilha (CE), NW da Província Borborema**. 2011. 77 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.

ANDERY, P.A. **Relatório Sobre a Área Sedimentar Costeira do Rio Grande do Norte e Ceará**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo, 1949. 24 p.

ANGELIM, L.A.A.; NESI, J.R.; TORRES, H.H.F.; MEDEIROS, V.C.; SANTOS, C.A.; VEIGA JUNIOR, J.P.; MENDES, V.A. **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte - Escala 1:500.000**. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2007. 119 p.

ANJOS, S.M.C.; DE ROS, L.F.; SOUZA, R.S.; SILVA, C.M.A.; SOMBRA, C.L. Depositional and diagenetic controls on the reservoir quality of Lower Cretaceous Pendência sandstones, Potiguar rift basin, Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 84, n. 11, p. 1719–1742. 2000.

ANP, Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. **Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural**: Dezembro de 2013. Rio de Janeiro: Agência Nacional Do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, Superintendência de Desenvolvimento e Produção (SDP), 2014a. 29 p.

- ANP, Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. **Anuário Estatístico Brasileiro do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis de 2014**. Rio de Janeiro: Agência Nacional Do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), 2014b. 247 p.
- APLIN, A.C.; MACLEOD, G.; LARTER, S.R.; PEDERSEN, K.S.; SORENSEN, H.; BOOTH, T. Combined use of Confocal Laser Scanning Microscopy and PVT simulation for estimating the composition and physical properties of petroleum in fluid inclusions. **Marine and Petroleum Geology**, v. 16, p. 97–110. 1999.
- ARARIPE, P.T.; FEIJÓ, F.J. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 127-141. 1994.
- ARTHAUD, M.H.; CABY, R.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; PARENTE., C.V. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. **Geological Society, London, Special Publications**, Londres, v. 294, p. 49–67. 2008.
- BARKER, C.E.; WOOD, T. A review of the Technosyn and Nuclide cathodoluminescence stages and their application to sedimentary geology. In: HAGNI, R.D. (Ed.) **Process Mineralogy VI**. Estados Unidos da América, Warrendale: The Metallurgical Society, Inc., 1986. p. 137–158.
- BERTANI, R.T.; COSTA, I.G.; MATOS, R.M.D. Evolução Tectono-Sedimentar, Estilo Estrutural e o Habitat do Petróleo na Bacia Potiguar. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Org.) **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Ed. Gávea e Petrobrás, 1990. p. 291–310.

- BODNAR, R.J. Petroleum migration in the Miocene Monterey Formation, California, U.S.A.: Constraints from fluid-inclusion studies. **Mineralogical Magazine**, v. 54, p. 295–304. 1990.
- BOGGS, S.; KRINSLEY, D. **Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks**. 1ª edição. Estados Unidos, Nova Iorque: Cambridge University Press. 165 p. 2006.
- BORGES, W.R.E. **Caracterização Estrutural da Porção SW do Rifte Potiguar**. 1993. 146 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Estrutural). Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1993.
- BOULIER, A-M. Fluid inclusions: tectonic indicators. **Journal of Structural Geology**, v. 21. p. 1229–1235. 1999.
- BOURDET, J.; BURRUSS, R.C.; CHOU, I.M.; KEMPTON, R.; LIU, K.; HUNG, N.V. Evidence for a palaeo-oil column and alteration of residual oil in a gas-condensate field: Integrated oil inclusion and experimental results. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 142, p. 362–385. 2014.
- BREISLAKS, S. **Institutions géologiques**. Itália, Milão: Impériale et royale, 1818. 468 p. v. 1. Tradução francesa por Campmas, P.J.L.
- BRITO NEVES, B.B., DOS SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, U., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.), **Tectonic Evolution of South America**, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro: 31st. IGC, 2000. p. 151–182. 2000.

- BRITO NEVES, B.B.; PASSARELI, C.R.; BASEI, A.A.S.; SANTOS, E.J. U–Pb age of some classic granites of the Borborema Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM OF ISOTOPE GEOLOGY, IV, 2003. Salvador. **Short Papers**. Salvador: Companhia Brasileira de Pesquisa Mineral, 2003. p. 158–159.
- BRITO NEVES, B.B., FUCHS, R.A.; PIMENTEL, M.M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 3, p. 493–518. 2014.
- BURRUSS, R.C. Hydrocarbon fluid inclusions in studies of sedimentary diagenesis. In: HOLLISTER, L. S.; CRAWFORD, M. L. (Eds.). **Fluid inclusions**: Applications to Petrology. Canadá, Ottawa: Mineralogical Association of Canada, 1981. p. 138–156. (Short Course Handbook, 6)
- BURRUSS, R.C. Practical aspects of fluorescence microscopy of petroleum fluid inclusions. In: BARKER, C.E.; KOPP, A.C. (Eds.) **Luminescence microscopy and spectroscopy**: Quantitative and qualitative applications. Estados Unidos da América, Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1991. Capítulo 1, p. 1–7. (SEPM Short Courses, 25).
- BURRUSS, R.C.; CERCONE, K. R.; HARRIS, P. M. Fluid inclusion petrography and tectonic-burial history of the Al Ali nº2 well: Evidence for the timing of diagenesis and migration, northern Oman foredeep. **Geology**, v. 11, p. 567–570. 1983.
- CABY, R.; ARTHAUD, M.H. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará, Northeast Brazil. **Geology**, v. 14, p. 871–874. 1986.

- CAMPBELL, A.R.; HACKBART, C.J.; PLUMLEE, G.S.; PETERSEN, U. Internal features of ore minerals seen with the infrared microscope. **Economic Geology**, v. 79, p. 1387–1392. 1984.
- CAMPOS E SILVA, A. Considerações sobre o Quaternário do Rio Grande do Norte. **Arquivos do Instituto de Antropologia da UFRN**, v. 2, n. 1, p. 275–301. 1966.
- CASTAING, C.; FEYBESSE, D.; THIÉBLEMONT, D.; TRIBOULET, C.; CHÉVREMONT, P. Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? **Precambrian Research**, v. 69, p. 327–344. 1994.
- CASTRO, N.A.; BASEI, M.A.S.; SATO, K. 2003. Nd data from Central Ceara Domain: Archean relicts, Paleoproterozoic record and Neoproterozoic crustal reworking. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM OF ISOTOPE GEOLOGY, IV, 2003, Salvador. **Short Papers**. Salvador: Companhia Brasileira de Pesquisa Mineral, 2003. p. 161–163.
- CASTRO, N.A. **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. 2004. 221 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.
- CELERIER, B. Paleobathymetry and Geodynamic Models for Subsidence. **PALAIOS**, v. 3, n. 5, p. 454, 1988.

- CHANG, H.K.; KOSWMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. New concepts on the development of East Brazilian Marginal Basins. **Episodes**, v. 11, p. 194–202. 1988.
- COELHO, C.E. O estudo de inclusões fluidas na exploração de petróleo. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 61–80. 2005.
- COLLINS, C.H., BRAGA, G.L., BONATO, P.S. **Fundamentos de cromatografia**. Campinas: Editora da UNICAMP, 2006. 452 p.
- CORSINI, M.; LAMBERT DE FIGUEIREDO, L.; CABY, R.; FÉRAUD, G.; RUFFET, G.; VAUCHEZ, A. Thermal history of the Pan African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. **Tectonophysics**, v. 285, p. 103–117. 1998.
- COSTA, M.J.; FRANC, A.J.B.; LINS, C.A.C.; BACCHIEGA, I.F.; HABEKOST, C.R.; CRUZ, W.B. **Geologia da Bacia Jaibaras: Ceará, Piauí e Maranhão – Projeto Jaibaras**. Departamento Nacional da Produção Mineral/Ministério das Minas e Energia, Geologia 14, Seção Geologia Básica 11. 1979. 106 p.
- COSTA, I.G.; ARARIPE, P.T.; LIMA NETO, F.F. Projeto Alagamar. Rio de Janeiro: PETROBRAS/ DEPEX/DEBAR, **Relatório interno**. 1983. 45 p.
- COUTINHO, L.F.C. High Definition Erosional Map from Recôncavo Basin, Brazil - A New Approach Based from Old Concepts. **AAPG Search and Discovery**, v. #40533, 2010.

- COUTINHO, L.F.C. **Análise do balanço material do petróleo em uma região em fase de exploração madura – Bacia do Recôncavo, Brasil**. 2008. 431 f. Tese (Doutorado em Engenharia) - COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.
- COY-YLL, R. Quelques aspects de la cathodoluminescence des minéraux. **Chemical Geology**, v. 5, p. 243–254. 1970.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo - Sistema de Informações Geográficas-SIG**: folha SB.24 Jaguaribe [Geological map of Brazil 1: 1.000.00 scale Geographic Information System - GIS]. Brasília: CPRM, 2004. 41/41. 1 CD Rom. Escala 1:1.000.000.
- DANTAS, E.L.; VAN SCHMUS, W.R.; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; BRITO NEVES, B.B. DE; CORDANI, U.; NUTMAN, A.P.; WILLIAMS, I.S. The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Research**, v. 130, p. 113–137. 2004.
- DE CASTRO, D.L.; BEZERRA, F. H. R.; SOUSA, M. O. L.; FUCK, R. A. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. **Journal of Geodynamics**, v. 54, p. 29–42. 2012.
- DELLA FÁVERA, J.C.; ROSSETTI, E.L.; GUZZO, J.V.P.; MATSUDA, N.S.; SOARES, U.M.; HASHIMOTO, A.T.; ALVES, D.B.; CASTRO, J.C.; AZAMBUJA FILHO, N.C.; RODRIGUES, R. **Estratigrafia de seqüências**

da formação pendência, Bacia Potiguar. Petrobras/Depex-Cenpes. Relatório Interno, 1992. 46 p.

DELLA FÁVERA, J.C.; CASTRO, J.C.; SOARES, U.M.; ROSSETTI, E.L.; MATSUDA, N.S.; HASHIMOTO, A.T.; GUZZO, J.V.P.; RODRIGUES, R.; AZAMBUJA FILHO, N.C.; ALVES, D.B. Estratigrafia de Seqüências da Formação Pendência, Bacia Potiguar. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3, 1994. Rio Claro. **Boletim.** Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1994. p. 35.

DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.). **Classification of carbonate rocks.** Estados Unidos da América, Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962. p. 108–122. (AAPG Memoir, 1).

DRAVIS, J.J.; YUREWICZ, D.A. Enhanced carbonate petrography using fluorescence microscopy. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 55, p. 795–804. 1985.

EMBRY, A.F.; KLOVAN, J.E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v.19, p. 730–781. 1971.

FETTER, A.H. **U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana.** 1999. 164 f. Tese (*Philosophiae Doctor*) – Kansas University, Lawrence, Estados Unidos da América. 1999.

- FETTER, A.H.; VAN SCHMUS, W.R.; SANTOS, T.J.S.; ARTHAUD, M.H.; NOGUEIRA NETO, J.A. 2000. U–Pb and Sm–Nd geochronological constrains on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent Atlantica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 102–106. 2000.
- FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.; WERNICK, E. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, v. 6, p. 265–273. 2003.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; RAJA, GABAGLIA G.P. 1986. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, p. 350–369. 1986.
- FRAÇOLIM, J.B.L.; SZATIMARI, P. Mecanismo de Rifteamento da Porção Oriental da Margem Norte Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2, p. 196–207. 1987.
- FLÜGEL, E. **Microfacies of carbonate rocks**: analysis, interpretation and application. Alemanha, Berlin: Springer-Verlag, 2004. 976 p.
- FONSECA, R.C.S. **Análise estratigráfica e sedimentológica dos reservatórios profundos da Seção Pescada, Bacia Potiguar, Brasil**. 1992. 104 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias Sedimentares)

– Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1992.

FOLK, R.L.; ANDREWS, P.B.; LEWIS, D.W. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 13, n. 4, p. 937-968. 1970.

GEORGE, S.C.; VOLK, H.; AHMED, M. Geochemical analysis techniques and geological applications of oil-bearing fluid inclusions, with some Australian case studies. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, v. 57, p. 119–138. 2007.

GOLDSTEIN, R.H. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. **Lithos**, v. 55, p. 159–193. 2001.

GOLDSTEIN, R.H. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: SAMSON, I.; ANDERSON, A.; MARSHALL, D. (Eds.) **Fluid Inclusions**: Analysis and Interpretation. Canadá, Ottawa: Mineralogical Association of Canada, 2003. p. 9–53. (Short Course Series, 32).

GOLDSTEIN, R.H.; REYNOLDS, T.J. **Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals**. Estados Unidos da América, Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1994. 199 p. (SEPM Short Courses, 31).

GOMES, J.R.C.; GATTO, C.M.P.P.; SOUZA, G.M.C.; LUZ, D.N.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. Geologia. In: BRASIL-DNPM, **Projeto RADAMBRASIL**, Folhas SB.24/25, Jaguaribe e Natal, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: MME/Sec. Geral, 1981. 300 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 23).

- GRAHAM, J. Collection and analysis of field data. In: TUCKER, M. (Ed.) **Techniques in Sedimentology**. 1ª edição. Reino Unido, Londres: Blackwell Science, 1988. Capítulo 2, p. 5–62.
- HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R.; DANTAS E.L. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXVI, 1990. Natal. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 6, 1990. p. 2683–2696.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). **Science**, v. 235, p. 1156–1166. 1987.
- HARRELL, J. A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 54, p. 646–650. 1984.
- HARWOOD, G. Microscopic techniques: II. Principles of sedimentary petrography. In: TUCKER, M. (Ed.) **Techniques in Sedimentology**. 1ª edição. Reino Unido, Londres: Blackwell Science, 1988. Capítulo 5, p. 108–173.
- HELLINGER, S.J.; SCLATER, J.G. Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, p. 8251, 1983.
- HOSTETTMANN, K.; TERREAUX, C. Medium-pressure liquid chromatography. In: WILSON, I.D.; ADHARD, E.R.; COOKE, M.; POOLE, C. (Eds.) **Encyclopedia of separation science**. Reino Unido, Londres: Academic Press, 2000. p. 3296–3303. Level 3: Practical Applications.

HOUSEKNECHT, D.W. Assessing the Relative Importance of Compaction Processes and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones: Discussion; Compaction and Porosity Evolution of Pliocene Sandstones, Ventura Basin, California: Discussion. **AAPG Bulletin**, v. 71, n. 6, p. 633–642, 1987.

ISAKSEN, G.H.; POTTORF, R.J.; JENSSEN, A.I. Correlation of fluid inclusions and reservoired oils to infer trap fill history in the South Viking Graben, North Sea. **Petroleum Geoscience**, v. 4, p. 41–55. 1998.

JEOL. Disponível em: <<http://www.jeolusa.com>>. Acesso em: 01 ago. 2016.

JONES D.M., MACLEOD G. Molecular Analysis of Petroleum in Fluid Inclusions: A Practical Methodology. **Organic Geochemistry**, v. 31, p. 1163–1173. 2000.

JORGE, S. **Análise de inclusões fluidas de petróleo pela técnica de vaso selado em microescala com detecção por cg-em e sua aplicação em geoquímica de reservatórios**. 2010. 211 f. Tese (Doutorado em Química) - Instituto de Química, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

JORGE, S.; COELHO, C.E.S.; AQUINO-NETO, F.R. Analysis of Volatiles in Fluid Inclusions by Direct online Crushing Mass Spectrometry. **Journal of the Brazilian Chemical Society**, v. 22, n. 3, p. 437–445. 2011.

KAHN, J.S. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments. 1. On the measurement of packing in sandstones. **Journal of Geology**, v. 64. p. 385–395. 1956.

- KARLSEN, D.A.; NEDKVITNE, T., LARTER, S.R., BJØRLYKKE, K.
Hydrocarbon composition of authigenic inclusions: Application to elucidation of Petroleum reservoir filling history. **Geochimica et Cosmochemica Acta**, v. 57, p. 3641–3659. 1993.
- KASTNER, M. Authigenic feldspars in carbonate rocks. **American Mineralogist**, v. 56, p. 1403-1442. 1971.
- KEGEL, W. Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), n. 170, 1957. 52 p.
- LAKOWICZ, J.R. **Principles of fluorescence spectroscopy**. 3ª edição. Estados Unidos da América, Nova Iorque: Springer Science+Business Media LLC, 2006. 954 p.
- LESPINASSE, M. Are fluid inclusion planes useful in structural geology? **Journal of Structural Geology**, v. 21, p. 1237–1243. 1999.
- LINKAM. **User Guide: THMSG600, Temperature Controlled Geology Stage**. Versão: 1.01.0110. Reino Unido, Waterfield: Linkam Scientific Instruments Ltd., 2015. 28 p.
- LIMA, M.G. **A história do intemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas**. 2008. 251 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

- LIMA NETO, F.F. **Magmatismo pós-paleozóico na Bacia Potiguar - Comentários sobre informações disponíveis.** Natal: Petrobrás. Relatório interno. 1985. 18 p.
- LIMA NETO, F.F. Revisão litoestratigráfica da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXIV, 1986. Natal. **Anais.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. p. 59–60.
- LISK, M.; O'BRINEN, G.W.; EADINGTON, P.J. Quantitative evaluation of the oil-leg potential in the Oliver gas field, Timor Sea, Australia. **AAPG Bulletin**, v. 86, p. 1531–1542. 2002.
- MACHEL, H.G.; MASON, R.A.; MARINO, A.; MUCCI, A. Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. In: BARKER, C.E.; KOPP, A.C. (Eds.) **Luminescence microscopy and spectroscopy: quantitative and qualitative applications.** Estados Unidos da América, Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1991. Capítulo 2, p. 9–25. (SEPM Short Courses, 25).
- MAGOON, L.B.; DOW, W.G. The Petroleum System. In: MAGOON, L.B.; DOW, W.G. (Eds.) **The petroleum system: From source to trap.** Estados Unidos da América, Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1994. Capítulo 1, p. 3–24. (AAPG Memoir, 60).
- MARASCHIN, A.J.; MIZUSAKI, A.M.; VASCONCELOS, P.M.; HINRICHS, R. Depositional age definition of the Açu Formation (Potiguar Basin, northeastern Brazil) through ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of early-authigenic K-feldspar overgrowths. **Pesquisas em Geociências**, v. 37, n. 2, p. 85–96. 2010.

- MARTINS, G.; OLIVEIRA, E.P.; SOUZA FILHO, C.R.; LAFON, J.M. Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: a Paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province? In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XL, 1998. Belo Horizonte. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 28.
- MATOS, R.M.D.; LIMA NETO, F.F.; ALVES, A.C.; WAICK, R.N. O rift Potiguar - gênese, preenchimento e acumulações de hidrocarbonetos. **Seminário sobre Rifts intracontinentais I**, Rio de Janeiro. Resumos Petrobras/Depex, p. 160–197. 1987.
- MATOS, R.M.D. The northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, n. 4, p. 766–791. 1992.
- MATOS, R.M.D., 1999, History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break up between Brazil and west Africa. In: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. (Ed.) **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. Geological Society Special Publications. Londres, Inglaterra: Geological Society, v. 153, 1999. p. 55–73.
- MAYER, E. **Estratigrafia preliminar do 1-RNS-1 e sedimentação na plataforma da Bacia Potiguar**. Rio de Janeiro, Petrobrás. Relatório interno. 1974. 21 p.
- MCBRIDE, E.F. A classification of common sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 33, n. 3, p. 664–669. 1963.

- MCMILANS, R.K. 1987. The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs. **Applied Geochemistry**, v. 2, p. 585–603. 1987.
- MELLO, U.T. **Evolução termomecânica da Bacia Potiguar – RN, Brasil**. 1987. 225 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ouro Preto, Ouro Preto, 1987.
- MIALL, A.D. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIALL, A.D. (Ed.) **Fluvial sedimentology**. Canadá, Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1978. p. 597–604. (Canadian Society of Petroleum Geologist Memoir, 5).
- MIALL, A.D. **The geology of fluvial deposits**: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Estados Unidos da América, Nova Iorque: Springer-Verlag, Inc., 1996. 582 p.
- MIALL, A.D. In defense of facies classifications and models. **Journal of Sedimentary Research**, v. 69, n. 1, 1999. p. 2–5.
- MIALL, A.D. *Principles of sedimentary Basin Analysis*. 3ª edição. Estados Unidos da América, Nova Iorque: Springer-Verlag, 2000. 490 p.
- MILLER, J. Cathodoluminescence microscopy. In: TUCKER, M. (Ed.) **Techniques in Sedimentology**. 1ª edição. Reino Unido, Londres: Blackwell Science, 1988. Capítulo 6, p. 174–190.
- MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ FILHO, A.; MILANI, E.; CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in the northeastern

region of Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 2, p. 183–198, 2002.

MONIÉ, P.; CABY, R.; ARTHAUD, M. The Neoproterozoic orogeny in northeast Brasil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and petro-structural data from Ceará. **Precambrian Research**, v. 81, p. 241–264. 1997.

MONTEIRO, M.C.; FARIA, R.T. Planície de maré no poço 9-MO-13-RN, Formação Jandaíra - um exemplo do passado. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXV, 1988. Belém. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, 1988. p. 809–823.

MOURA-LIMA, E.N.; SOUZA, M.O.L.; BEZERRA, F.H.R.; AQUINO, M.R.; VIEIRA, M.M.; LIMA-FILHO, F.P.; FONSECA, V.P.; AMARAL, R.F. Sedimentação e Deformação Tectônica Cenozoicas na Porção Central da Bacia Potiguar. **Geologia USP: Série Científica**, v. 10, n. 1, p. 17–28, 2010.

MUNZ, I.A. Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematic, analytical methods and applications. **Lithos**, v. 55, p. 195–212. 2001.

NEILSON, J.E.; OXTOBY, N.H.; SIMMONS, M.D.; SIMPSON, I.R.; FORTUNATOVA, N.K. The relationship between petroleum emplacement and carbonate reservoir quality: examples from Abu Dhabi and the Amu Darya Basin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 15, p. 57–72. 1998.

NOGUEIRA, J.F. **Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central**. 2004. 123 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e

Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho",
Rio Claro, 2004.

NOMURA, S.F.; SAWAKUCHI, A.O.; BELLO, R.M.S.; MÉNDEZ-DUQUE, J.;
FUZIKAWA, K.; GIANNINI, P.C.F.; DANTAS, M.S.S. Paleotemperatures
and paleofluids recorded in fluid inclusions from calcite veins from the
northern flank of the Ponta Grossa dyke swarm: Implications for
hydrocarbon generation and migration in the Paraná Basin. **Marine and
Petroleum Geology**, v. 54, p. 107–124. 2014.

NOVAIS, F.R.G.; BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. Reconhecimento
cronoestratigráfico da região nordeste do Estado do Ceará. In: SIMPÓSIO
DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7, 1979. Natal. **Atas**. Natal: Sociedade
Brasileira de Geologia, 1979. p. 93–110.

ODIN, G.S. Geological Time scale (1994). **Comptes Rendus de l'Académie
des Sciences Paris**, v. Sér. II, n. 318, p. 59–71, 1994.

OLIVEIRA, D.C. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary
events in the Early Palaeozoic Jaibaras trough (Northeast Brazil). **Revista
Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 427–431. 2000.

PARENTE, C.V.; ARTHAUD, M. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do
Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 297–306. 1995.

PARENTE, C.V.; SILVA FILHO, W.F.; ALMEIDA, A.R. Bacias do Estágio da
Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In:
MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO
NEVES, B.B. (Eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução**

da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Brasil, São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 525–536.

PARNELL, J.; MIDDLETON, D.; HONGHAN, C.; HALL, D. The use of integrated fluid inclusion studies in constraining oil charge history and reservoir compartmentation: examples from the Jeanne d'Arc basin, offshore Newfoundland. **Marine and Petroleum Geology**, v. 18, p. 535–549. 2001.

PERRIER, R.; QUIBLIER, J. Thickness Changes in Sedimentary Layers During Compaction History; Methods for Quantitative Evaluation. **AAPG Bulletin**, v. 58, n. 3, p. 507–520, 1974.

PESSOA NETO, O.C. Estratigrafia de sequências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 3, p. 263–278. 2003.

PESSOA NETO, O.C.; SOARES, U.M.; DA SILVA, J.G.F.; ROESNER, E.H.; FLORENCIO, C.P.; DE SOUZA, C.A.V. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 357–369. 2007.

PETERS, K.E.; WALTERS, C.C.; MOLDOWAN, J.M. **The Biomarker Guide**. Reino Unido, Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 1155 p. 2 v.

PHILP, R.P.; OUNG, J.; LEWIS, C. A. Biomarker determinations in crude oils using a triple-stage quadrupole mass spectrometer. **Journal of Chromatography**, v. 446, p. 3–16. 1988.

PIRONON, J.; PRADIER, B. Ultraviolet-fluorescence alteration of hydrocarbon fluid inclusions. **Organic Geochemistry**, v. 18, n. 4, p. 501–509. 1992.

- PIRONON, J.; CANALS, M.; DUBESSY, J.; WALGENWITZ, F.; LAPLACE-BUILHE, C. Volumetric reconstruction of individual oil inclusions by confocal scanning laser microscopy. **European Journal of Mineralogy**, v. 10, p.1143-1150. 1998.
- POSAMENTIER, H.W.; VAIL, P.R. Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. In: WILGUS, C.K.; ROSS, C.A.; POSAMENTIER, H. (Ed.) **Sea Level Changes – An Integrated Approach** (SEPM Special Publication, 42), p. 125–154. 1989.
- RADKE, M.; WILLSCH, H.; WELTE, D.H. Preparative hydrocarbon group type determination by automated medium pressure liquid chromatography. **Analytical Chemistry**, v. 52, p. 406–411. 1980.
- RAJA GABAGLIA, G.P.; FIGUEIREDO, A.M.F. Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (Org.) **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Ed. Gávea e PETROBRÁS, 1990. p. 31–48.
- ROEDDER, E. Technique for the extraction and partial chemical analysis of fluid-filled inclusions from minerals. **Economic Geology**, v. 53, n. 3, p. 235–267. 1958.
- ROEDDER, E. **Fluid inclusions**. Estados Unidos da América, Washington, D.C.: Mineralogical Society of America, 1984. 644 p. (Reviews in Mineralogy, 12).
- ROYDEN, L.; KEEN, C.E. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence

curves. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 51, n. 2, p. 343–361, 1980.

SÁ, J.M. **Évolution géodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil**. 1991. 117 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Université de Nancy, Nancy, França, 1991.

SAMPAIO, A.V.; SCHALLER, H. Introdução à estratigrafia da Bacia Potiguar. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 11, n. 1, p. 19–44. 1968.

SANTOS, T.J.S., GARCIA, M.G. M., AMARAL, W.S., CABY, R., WERNICK, E., ARTHAUD, M.H., DANTAS, E.L., SANTOSH, M. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of the West Gondwana. **Gondwana Research**, v. 15, p. 454–470. 2009.

SIAL, A.N.; LONG, L.E. Rb–Sr and oxygen isotope study of the Meruoca and Mucambo Granites, Northeastern Brazil. In: ZARTMAN, R.E. (Ed.) **Short papers of the fourth international conference, geochronology, cosmochronology, isotope geology**. U.S. Geological Survey Open-file Report, n. 78-701. Urbana: U.S. Department of Interior, 1978. p. 398–400.

SILVA, A.C. Considerações sobre o Quaternário do Rio Grande do Norte. Natal, UFRN. **Arquivos do Instituto de Antropologia**, v. 2, n. 1/2, p. 275–301. 1966.

SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; PIMENTEL, M.M; SCANDOLARA J.; RAMGRAB, G.; WILDNER, W.; ANGELIM, L.A.A.; VASCONCELOS, A.M.; RIZZOTO, G.; QUADROS, M.L.E.S.; SANDER, A.; ROSA, A.L.Z.

Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte III: província Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Jurena. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, p. 529–544. 2002.

SOARES, U.M.; ROSSETTI, E.L. Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rifte Potiguar - Bacia Potiguar emersa. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 2, p. 149–166. 2005.

SOMMER, S.E. Catholuminescence of carbonates: I. Characterization of cathodoluminescence from carbonate solid solutions. **Chemical Geology**, v. 9, p. 257–273. 1972.

SORBY, H.C. On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. **Geological Society of London Quarterly Journal**, v. 14, n. I, p. 453–500. 1858.

SOUSA, D.C. **Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)**. 2003. 189 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2003.

SOUZA, S.M. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXII, 1982. Salvador. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, v. 5, p. 2392–2406.

SOUZA, Z.S.; VASCONCELOS, P.M.; NASCIMENTO, M.A.L.; SILVEIRA, F.V.;
PAVA, H.S.; SILVEIRA DIAS, L.G.; VIEGAS, M.C.D.; GALINDO, A.C.;
OLIVEIRA, M.J.R. Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico
a terciário do NE do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE
GEOLOGIA, 42, 2004. Araxá. **Resumos**. São Paulo: Sociedade Brasileira
de Geologia, 2004, 1 CD-ROM.

SPARKMAN, O.D.; PENTON, Z.E.; KITSON, F.G. **Gas chromatography and
mass spectrometry**: a practical guide. 2a edição. Reino Unido, Oxford:
Academic Press, 2011. 611 p.

STASIUK, L.D.; SNOWDON, L.R. Fluorescence micro-spectrometry of synthetic
and natural hydrocarbon fluid inclusions: crude oil chemistry, density and
application to petroleum migration. **Organic Geochemistry**, v.12, p. 229–
241. 1997.

STECKLER, M.S.; WATTS, A.B. Subsidence of the Atlantic-type continental
margin off New York. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 41, n. 1, p.
1–13, 1978.

STOW, D.A.V. **Sedimentary rocks in the field**: a colour guide. Reino Unido,
Londres: Manson Publishing Ltd, 2010. 320 p.

SWEENEY, J.J.; BURNHAM, A.K. Evaluation of a simple model of vitrinite
reflectance based on chemical kinetics. **AAPG Bulletin**, v. 74, n. 10, p.
1559–1570, 1990.

- SZATMARI, P. Tectônica de placas e classificação de bacias. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Org.) **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Ed. Gávea e Petrobrás, 1990. p. 15–30.
- TAVARES, S.S. JR., GORAYEB, P. S. S.e LAFON, J.M. Petrografia e geocronologia Rb/Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito de Meruoca (CE). In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXVI, 1990. Natal. **Anais**. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. p. 337–338.
- TEIXEIRA, L.B. Reinterpretação sísmica do 3D de Pescada e adjacências. Rio de Janeiro, Petrobrás. **Relatório interno**. 1990.
- TEIXEIRA, L.B. Arcabouço estrutural da porção submersa da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro, Petrobrás. **Relatório interno**. 1991.
- TEIXEIRA, M.L.A. **Integração de dados aerogeofísicos, geológicos e isotópicos do limite norte do Complexo Tamboril-Santa Quitéria – CE (Província Borborema)**. 2005. 91 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) –Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2005.
- THERMO SCIENTIFIC. Disponível em: <<http://www.thermoscientific.com>>. Acesso em: 01 jan. 2016.
- TIBANA, P.; TERRA, G.J.S. Sequências carbonáticas do Cretáceo da Bacia Potiguar. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 24, n. 3, p. 174–183. 1981.
- TREWIN, N. Use of scanning electron microscope in sedimentology. In: TUCKER, M. (Ed.) **Techniques in Sedimentology**. 1ª edição. Reino Unido, Londres: Blackwell Science, 1988. Capítulo 8, p. 229–273.

- VAN DEN KERKHOF, A.M.; HEIN, U.F. Fluid inclusion petrography. **Lithos**, v. 55, p. 27–47. 2001.
- VAN HINTE, J.E. Geohistory Analysis - Application of Micropaleontology in exploration geology. **AAPG Bulletin**, v. 62, n. 2, p. 201–222, 1978.
- VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, northeast Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 267–288. 1995.
- VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; WILLIAMS, I.S.; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; DANTAS, E.L.; BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a Late Neoproterozoic pre- to syn-collisional flysch basin in West Gondwana land? insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages. **Precambrian Research**, v. 127, p. 287–327, 2003.
- VASCONCELOS, E.P.; LIMA NETO, F.F.; ROSS, S. Unidades de correlação da Formação Açú, Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990. Natal. **Anais**. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 36, 1990. p. 227–240.
- VASCONCELOS, E.P. **O evento Camadas Ponta do Tibarão Aptiano da Bacia Potiguar**. 1995. 182 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.
- WALKER, G. Mineralogical applications of luminescence techniques. In: BERRY, F.J.; VAUGHAN, D.J. **Chemical Bonding and Spectroscopy in**

Mineral Chemistry. Reino Unido, Londres: Chapman & Hall, 1985.
Capítulo 4, p. 103–140.

WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (Eds.). **Facies models:** response to sea level change. Canadá, Stittsville: Geological Association of Canada, 1992. 409 p.

WAPLES, D. W.; MACHIARA, T. **Biomarkers for geologists:** a practical guide to the application of steranes and triterpanes in petroleum geology. Estados Unidos da América, Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1991. 91 p. (AAPG Methods in Exploration, n.9).

WELTE, D.H.; YUKLER, M.A.; RADKE, M.; LEYTHAEUSER, D.; MANN, U.; RITTER, U. Organic geochemistry and basin modelling: Important tools in petroleum exploration, In: BROOKS, J. (Ed.) **Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe.** Reino Unido, Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1983. p. 237-252.

WILSON, J.L. **Carbonate facies in geologic history.** Estados Unidos da América, Nova Iorque: Springer-Verlag, 1975. 471 p.

WILKINSON, J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. **Lithos**, v. 55, p. 229–272. 2001.

YACOBI, B.G.; HOLT, D.B. **Cathodoluminescence microscopy of inorganic solids.** 1ª edição. Estados Unidos da América, Nova Iorque: Springer Science+Business Media, 1990. 292 p.

ZEISS, **Carl Zeiss Microscopy Online Campus.** Disponível em: <<http://zeiss-campus.magnet.fsu.edu>>. Acesso em: 01 jan. 2016.

- ZERVAS, D.; NICHOLS, G.J.; HALL, R.; SMYTH, H.R.; LÜTHJE, C.;
MURTAGH, F. SedLog: a shareware program for drawing graphic logs
and log data manipulation. **Computers & Geosciences**, v. 35, p. 2151–
2159. 2009.
- ZIEGLER, P.A.; CLOETINGH, S. Dynamic processes controlling evolution of
rifted basins. **Earth-Science Review**, v. 64, p. 1–50. 2004.