



**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DE DEPÓSITOS CARBONÁTICOS LACUSTRES
DO GRUPO LAGOA FEIA, BACIA DE CAMPOS, BRASIL**

Porto Alegre, 2013

SABRINA DANNI ALTENHOFEN

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DE DEPÓSITOS CARBONÁTICOS LACUSTRES
DO GRUPO LAGOA FEIA, BACIA DE CAMPOS, BRASIL**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

Porto Alegre, 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Altenhofen, Sabrina Danni

Caracterização petrográfica de depósitos carbonáticos lacustres do Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos, Brasil. / Sabrina Danni Altenhofen. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2013.

[69 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR,2013.

Orientador:Luiz Fernando De Ros

1.Bacia de Campos.2.Rifte.3.Grupo Lagoa Feia.4.Rochas carbonáticas.I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DE DEPÓSITOS CARBONÁTICOS LACUSTRES DO GRUPO LAGOA FEIA, BACIA DE CAMPOS, BRASIL**” elaborado por Sabrina Danni Altenhofen, como requisito parcial para obtenção de grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Karin Goldberg

Prof. Dr. Juliano Kuchle

Dr. Anderson José Maraschin

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à pessoa que desde cedo sabia que eu seria geóloga. À pessoa que muito “catou pedrinha” comigo na pracinha e que sempre me incentivou a escolher esse curso incrível. Mãe, tu és a melhor!

AGRADECIMENTOS

Agradeço à BG E&P Brasil pela oportunidade de bolsa e apoio financeiro.

Aos professores do curso de Geologia que passaram o conhecimento e mostraram que a geologia é ainda mais encantadora do que eu imaginava antes de ingressar a universidade.

Ao meu orientador De Ros, por ensinar com paciência e carinho que a petrografia sedimentar esconde muitas vezes “fantasmas” que nos ajudam a contar a história de uma área. Tu és o exemplo que levarei para a vida toda.

À minha “orientadora por tabela” Karin, pela oportunidade de bolsa no projeto, por toda a ajuda, as conversas e risadas. Tu também és um exemplo de profissional.

À minha família, que deu toda a base para me tornar a pessoa que sou hoje. Obrigada por toda a educação, apoio e persistência ao meu lado para não desistir desse e de todos os meus sonhos. Pai, eu sei que boa parte dos “fios a menos” da tua careca foram dedicados a sempre me dar o melhor. Essa conquista também é tua. Mãe, tu és um exemplo de mulher, mãe e amiga. Obrigada por sempre estar ao meu lado em todos os momentos. Bruno, a vida me deu a diversão de ser tua irmã. Obrigada por todo o apoio. Vó, obrigada por ter sido como minha segunda mãe.

Agradeço especialmente à uma pessoa que eu tive o prazer de conhecer através da geologia. Duda, tu és extraordinário e muito importante para mim. Tu me mostrou que geologia se aprende chorando, rindo e amando. Obrigada por me aguentar todos esses anos.

Às amigas especiais que eu fiz durante o curso. Cada uma com seu jeito, suas qualidades, peculiaridades, defeitos e encantos: Eli, Dai, Pi, Amandinha, Vé, Iti, Gustavera, Caco, João, Jhonatinha e Fernandinho, vocês são demais!

Ao meu colega de bolsa Argos por ter me “salvo” inúmeras vezes e ao Gariba pelas risadas e lições de petrografia com um toque de “ogrice” que só ele tem.

Agradeço também às antigas amigas maravilhosas que a vida me deu. Obrigada “gurias do ballet”, por todo o apoio, conversas e risadas. A dança me deu irmãs para a vida toda. Obrigada “Arrastão do Huck” por me garantir sempre as boas gargalhadas. Renata, mesmo distante eu sei que tu torceste sempre por mim. Tu, a Gláucia e a Suiane “cataram” muita pedrinha comigo na pracinha também. Júlio, tu acompanhou esse sonho desde 2002, obrigada por mesmo a distância ter sempre me apoiado e dado forças para realiza-lo, tu faz parte dele.

“Happiness only real when shared”

Christopher McCandless

RESUMO

A caracterização petrográfica é uma ferramenta fundamental na interpretação do potencial exploratório das unidades litológicas. Aspectos da textura, composição primária e diagênese ajudam a definir as condições deposicionais e pós-deposicionais, bem como a qualidade das rochas como reservatórios de petróleo. O Grupo Lagoa Feia compreende depósitos sedimentares originados no Cretáceo Inferior durante a fase rifte da Bacia de Campos, onde os principais reservatórios são rochas carbonáticas lacustres. Este estudo teve o objetivo de executar uma caracterização petrográfica detalhada de rochas carbonáticas do Grupo Lagoa Feia, a fim de contribuir para um melhor entendimento de seus padrões composicionais, deposicionais e diagenéticos, dentro do contexto de depósitos lacustres na fase rifte inicial da evolução da Bacia de Campos, e de definir os controles sobre sua qualidade como reservatórios de petróleo. Foram analisadas 53 lâminas provenientes de testemunhos de nove poços selecionados da seção rifte da Bacia de Campos. As rochas correspondem a *rudstones* e *grainstones*, constituídos essencialmente por bioclastos de bivalves, comumente recristalizados, e bioclastos de ostracodes. Os bioclastos carbonáticos encontram-se misturados, na grande maioria das amostras, com pelóides e oóides de estevensita, grãos de quartzo, feldspatos, micas, fragmentos de rochas vulcânicas, e em alguns casos com matriz lamosa siliciclástica ou estevensítica. A combinação desta mistura com a desarticulação e disposição caótica dos bioclastos e com a estrutura maciça da maioria das amostras sugere que os depósitos carbonáticos tenham sido produto de re-sedimentação por fluxos gravitacionais. O principal processo diagenético identificado é a cimentação dos poros entre as partículas e a substituição de pelóides e oóides de estevensita por calcita em mosaico fino ou grosso ou, menos frequentemente, por dolomita blocosa fina ou grossa, ou em sela. As rochas apresentam porosidade interpartícula, intrapartícula e móldica da dissolução dos bioclastos e de grãos estevensíticos, de fratura, e de canal, por dissolução ao longo de estilólitos. A intensa cimentação reduziu substancialmente a porosidade interpartícula e a qualidade de reservatório de praticamente todos os *grainstones* e de parte dos *rudstones*. A interpretação integrada da caracterização petrográfica executada com dados estratigráficos, sedimentológicos e petrológicos deve contribuir para uma melhor compreensão da formação e evolução desses importantes reservatórios.

Palavras-Chave: Bacia de Campos, Rifte, Grupo Lagoa Feia, reservatórios, rochas carbonáticas

ABSTRACT

Petrographic characterization is a fundamental tool in the interpretation of the exploration potential of lithologic units. Aspects of texture, primary composition and diagenesis help to define the depositional and post-depositional conditions, as well as the quality of the rocks as oil reservoirs. The Lagoa Feia Group comprises sedimentary deposits originated in Early Cretaceous, during the rift phase of Campos Basin, where the main reservoirs are lacustrine carbonate rocks. This study had as objective a detailed petrographic characterization of carbonate rocks of the Lagoa Feia Group, in order to contribute to a better understanding of the compositional, diagenetic and depositional patterns, within the context of lacustrine deposits in the initial rift stage evolution of the Campos Basin, as well as of the controls on their quality as oil reservoirs. Fifty-three thin sections were analyzed from cores of nine wells selected in the rift section of Campos Basin. The rocks correspond to rudstones and grainstones, essentially composed by bioclasts of bivalves, commonly recrystallized, and bioclasts of ostracods. The carbonate bioclasts are mixed in most samples with stevensite peloids and ooids, grains of quartz, feldspars, micas, volcanic rock fragments, and in some cases with siliciclastic or stevensite mud matrix. The combination of this mixture with the disarticulation and chaotic arrangement of bioclasts, and the massive structure of most samples, suggests that the carbonates have been the product of re-deposition by gravity flows. The main diagenetic process identified is the cementation of interparticle pores and replacement of stevensite peloids and ooids by calcite fine or coarse mosaic or, less frequently, for fine or coarse blocky, or saddle dolomite. The rocks show interparticle, intraparticle and moldic porosity by dissolution of bioclasts and stevensite grains, fracture porosity, and channel pores, by dissolution along stylolites. The intense cementation reduced substantially the interparticle porosity and the reservoir quality of virtually all grainstones and part of the rudstones. The integrated interpretation of the performed petrographic characterization with stratigraphic, sedimentological and petrological data shall contribute to a better understanding of the formation and evolution of these important reservoirs.

Keywords: Campos Basin, Rift, Lagoa Feia Group, reservoirs, carbonate rocks

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Campos com as principais estruturas e os campos de petróleo produtores da seção rifte. Modificado de Guardado *et al.* (2000). 15
- Figura 2. Carta cronoestratigráfica da Bacia de Campos (Winter *et al.*, 2007), com o intervalo estudado salientado. 17
- Figura 3. Modelos de fácies dos depósitos carbonáticos lacustres mostrando típico raseamento para o topo. (A) depósitos de bancos (baixa energia), (B) depósitos de bancos (alta energia), (C) depósitos de rampa (baixa energia), (D) depósitos de rampa (alta energia). Modificado de Platt & Wright (1991). 21
- Figura 4. Classificação de rochas carbonáticas. Fonte: Terra *et al.* (2010), modificado de Embry & Klovan (1971). 22
- Figura 5. Tabela de classificação proposta por Wright (1992). Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-Scholle (2003). 22
- Figura 6. Classificação de Choquette & Pray (1970) dos tipos de poros em rochas carbonáticas. Modificado de Choquette & Pray (1970). 26
- Figura 7. Bloco diagrama representando os ambientes interpretados por Bertani & Carozzi (1985) e Abrahão & Warne (2000) para a deposição dos sedimentos do Grupo Lagoa Feia. Modificado de Abrahão & Warne (2000). 29
- Figura 8. Fotomicrografias de constituintes primários clásticos. A) Grãos angulosos de feldspatos e quartzo. Feldspatos parcialmente ou completamente substituídos por calcita. RJS114 2735,35. Polarizadores cruzados (XP). B) Calcita substituindo grãos de feldspatos. RJS486A 2872,65. Polarizadores descruzados (//P). C) Fragmentos bem arredondados de rochas vulcânicas holocristalinas e hemicristalinas, cimentados por calcita. RJS165 2422,00. (XP). D) Calcita substituindo fragmento de rocha vulcânica hemicristalina. RJS486A 2877,50. (XP). E) Restos de matriz siliciclástica lamosa, substituída por calcita. RJS514 4081,60. (//P). F) Calcita substituindo matriz siliciclástica lamosa. RJS114 2724,20. (//P). 38
- Figura 9. Fotomicrografia dos constituintes carbonáticos. A) Bioclastos recristalizados de bivalves com fração arenosa estevensítica. RJS379 3106,30. (XP). B) Fragmentos abradidos de bioclastos de bivalves recristalizados e localmente silicificados. Calcita tingida de rosa. PM04RJS 2945,40. (//P). C) Bioclastos de ostracodes, alguns deles articulados, em grainstone. Calcita tingida de rosa. RJS386A 5240,75. (//P). D) Bioclasto articulado de ostracode preenchido por calcita macrocristalina. RJS514 4168,55. (//P). 39
- Figura 10. Fotomicrografia dos constituintes carbonáticos. A) Oolitos radiais (setas vermelhas) associados com fragmentos de rochas vulcânicas. RJS36 2965,60. (//P). B) Intraclasto carbonático. RJS165 2420,15. (XP). C) Laminações carbonáticas crenuladas de origem microbial intercaladas com níveis lamosos-arenosos. Estilolitização incipiente. RJS108 4519,80. (XP). D) Detalhe da laminação carbonática, com agregados grumosos indicativos de origem microbial. RJS108 4519,80. (//P). 40

Figura 11. Fotomicrografia dos constituintes estevensíticos. A) Grãos de pelóides de estevensita com cores rosadas, acastanhadas e esverdeadas. RJS486A 2881,65. (//P). B) Detalhe dos pelóides e oóides estevensíticos. Alguns com porosidade de contração. RJS114 2717,60. (//P). C) Oóides estevensíticos com núcleos bioclásticos de ostracodes, cimentados por calcita (rosa). RJS514 4174,20. (XP). D) Oóide estevensítico parcialmente dissolvido e deformado pela compactação. RJS486A 2877,50. (XP). E) Pseudomatriz estevensítica formada por compactação de oóides e pelóides estevensíticos. RJS379D 3106,30. (XP). F) Intraclastos de laminações estevensíticas deformadas pela compactação e substituídos por calcita. RJS514 4176,45. (XP). 42

Figura 12. Diagrama composicional criado para definir os principais tipos de rochas sedimentares componentes da seção rifte estudada da Bacia de Campos. Em destaque os dois campos litológicos que foram estudados neste trabalho. 43

Figura 13. Diagrama composicional com as lâminas classificadas como rochas carbonáticas e carbonático-estevensíticas dos nove poços analisados. 44

Figura 14. Fotomicrografia dos tipos de rochas (carbonáticas e carbonático-estevensíticas). A) Rudstone de bioclastos de bivalves, com alguns grãos vulcanoclásticos e siliciclásticos. RJS486A 2877,50. (//P). B) Rudstone de bioclastos de bivalves recristalizados. RJS379D 3100,25. (//P). C) Rudstone/conglomerado carbonático-estevensítico com bioclastos de bivalves e fração arenosa predominantemente constituída por oóide/pelóides de estevensita. RJS379D 3100,25. (//P). D) Grainstone de bioclastos de ostracodes. RJS514 4153,25. (//P). E) Intercalação de laminações carbonáticas microbiais e lâminas lamosas-arenosas. RJS108 4519,80. (XP). F) Espatito gerado pela recristalização de grainstone. RJS386A 5237,75. (XP).. 46

Figura 15. A) Cutículas de esmectita cimentando os espaços interpartícula. RJS486A 2873,40. (XP). B) Porosidade interpartícula e intrapartícula em bioclastos dissolvidos de bivalves, parcialmente reduzida por calcita blocosa. RJS486A 2873,40. (//P). C) Bioclastos de bivalves dissolvidos e preenchidos por cimento drusiforme de calcita. RJS114 2717,60. (XP). D) Calcita em mosaico interpartícula e intrapartícula substituindo grãos estevensíticos e preenchendo porosidade em bioclastos dissolvidos. RJS514 4087,95. (//P). E) Bioclastos de bivalves recristalizados. Pode-se observar a manutenção da estrutura original. RJS485 2816,60. (XP). F) Dolomita grossa e fina substituindo extensivamente arenito médio conglomerático carbonático-estevensítico RJS514 4156,55. (XP). 49

Figura 16. A) Calcedônia substituindo bioclastos de bivalves e oóides estevensíticos. RJS514 4090,75. (XP). B) Microquartzo substituindo grãos estevensíticos. RJS165 2420,15. (XP). C) Oóides deformados pela compactação mecânica. RJS514 4163,70. (//P). D) Superfícies estilolíticas em rudstone bioclástico de bivalves. RJS514 4081,60. (//P). E) Microporosidade intrapartícula gerada pela dissolução parcial de oóides estevensíticos. RJS514 4162,00. (XP). F) Dissolução de cimento de calcita. RJS485 2818,50. (//P). 50

Figura 17. A) Caulinita substituindo grão estevensítico. RJS485 2831,00. (XP). B) Oóides e pelóides estevensíticos heterogeneamente substituídos por barita lamelar grossa e calcita blocosa. RJS-379 3106,55. (XP). 51

Figura 18. A) Porosidade interpartícula e intrapartícula da dissolução de bioclastos e grãos estevensíticos. RJS514 4162,00. (//P). B) Porosidade intrapartícula em

oóides estevensíticos. RJS514 4168,55. (//P). C) Porosidade móldica da dissolução de grãos estevensíticos. PM04RJS 2948,00. (//P). D) Porosidade de fratura de rocha. RJS379D 3100,25. (//P). E) Porosidade vugular. RJS486A 2873,40. (//P). F) Porosidade de contração de grãos estevensíticos. RJS114 2717,60. (//P). 52

Figura 19. Bioclastos de bivalves e ostracodes servindo como núcleo de oóides estevensíticos..... 57

Figura 1. Interpretação sísmica realizada dentro do projeto, mostrando os rudstones distribuídos ao longo da seção rifte.....59

Figura 21. Modelo conceitual da margem acrescionária que se desenvolve na plataforma rasa. Depósitos gravitacionais re-sedimentados da região de talude e fundo da bacia. Modificado de Playton *et al.* (2010)..... 60

Figura 22. A) Porosidade interpartícula e intrapartícula em rudstone de bioclastos recristalizados de bivalves. Cimento de calcita blocosa. RJS485 2816,60. (//P). B) Detalhe da porosidade interpartícula e intrapartícula em rudstone de bioclastos recristalizados de bivalves. RJS514 4168,55. (//P). C) Dissolução de oóides estevensíticos gerando poros intrapartícula. RJS514 4162,00. (//P). D) Poros móldicos derivados da dissolução de grãos estevensíticos. RJS514 4162,00. (XP). 62

SUMÁRIO

RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE FIGURAS	viix
1. INTRODUÇÃO	14
2. GEOLOGIA E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	15
2.1 Localização	15
2.2 Características gerais da Bacia de Campos	16
2.2.1 Supersequencia Rifte	18
2.2.2 Grupo Lagoa Feia.....	18
3. REVISÃO CONCEITUAL	20
3.1 Depósitos carbonáticos lacustres	20
3.2 Classificação das rochas carbonáticas	21
3.3 Diagênese em rochas carbonáticas.....	23
3.4 Porosidade em rochas carbonáticas.....	24
3.4.1 Tipos de poros.....	25
3.4.2 Modificadores genéticos	27
4. ESTADO DA ARTE.....	28
4.1 Modelo deposicional atual	28
4.2 Sequencia deposicional.....	29
5. METODOLOGIA.....	33
5.1 Revisão e levantamento bibliográfico	33
5.2 Petrografia quantitativa.....	33
5.3 Fotomicrografia	35
5.4 Integração de dados.....	35
6. RESULTADOS.....	36
6.1 Constituintes sedimentares primários.....	36
6.1.1 Clásticos.....	36
6.1.2 Carbonáticos	38
6.1.3 Estevensíticos	40
6.2 Tipos de rochas.....	43
6.2.1 Rochas carbonáticas e carbonático-estevensíticas	44
6.3 Constituintes diagenéticos.....	46
6.3.1 Processos, produtos e padrões diagenéticos	47
6.4 Porosidade	51
7. DISCUSSÃO	53
7.1 Paragênese.....	53

7.2 Aspectos controladores da deposição das rochas carbonáticas e carbonáti- co-estevesíticas	54
7.3 Discrepâncias do modelo deposicional atual	57
7.4 Novo modelo deposicional.....	58
7.5 Implicações para a qualidade dos reservatórios	60
8. CONCLUSÕES	63
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	65
10. ANEXOS (CD).....	65

1. INTRODUÇÃO

A evolução da Bacia de Campos está ligada ao rifteamento que ocorreu durante o Mesozóico, onde rochas carbonáticas lacustres do Grupo Lagoa Feia foram depositadas na fase inicial da formação do rifte. Estudos petrográficos detalhados desta seção são escassos, e mostra-se necessário uma melhor análise e compreensão das condições de sua deposição e evolução diagenética, tendo em vista otimizar a recuperação de óleo dos campos em produção e a exploração por novas acumulações.

A sedimentação predominantemente intrabacia desses depósitos têm como principais constituintes bioclastos carbonáticos de ostracodes, e mais comumente bioclastos de bivalves bem preservados com limitada fragmentação. Misturados a esses bioclastos há a frequente presença de oóides e pelóides de estevensita formados em ambientes de alto pH. Como a composição química da água necessária para a precipitação de estevensita seria inadequada para a colonização de bivalves no ambiente lacustre, esses constituintes devem ter sido misturados após sua formação primária.

Os objetivos deste trabalho são a caracterização petrográfica das rochas carbonáticas lacustres do Grupo Lagoa Feia e o reconhecimento dos aspectos controladores e das condições de deposição e diagênese.

Este estudo foi parte de um amplo projeto, envolvendo a análise integrada sísmica-estratigráfica-sedimentológica-petroológica da seção rifte da Bacia de Campos, executado pelo Instituto de Geociências da UFRGS para a BG E&P Brasil.

2. GEOLOGIA E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização

A Bacia de Campos (Fig. 1) localiza-se na margem sudeste do Brasil estendendo-se desde o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro até o sul do Estado do Espírito Santo, entre os paralelos 21° e 23° Sul. Tem seus limites delimitados ao sul, com a Bacia de Santos, pelo Alto de Cabo Frio, e ao norte com a Bacia do Espírito Santo, pelo Alto de Vitória. Possui uma área aproximada de 100.000 km², com mais de 1600 poços perfurados ao longo de mais de três décadas de exploração petrolífera. Em termos de produção, é a bacia brasileira mais prolífica, alojando a maior parte das reservas petrolíferas brasileiras (Winter *et al.*, 2007).

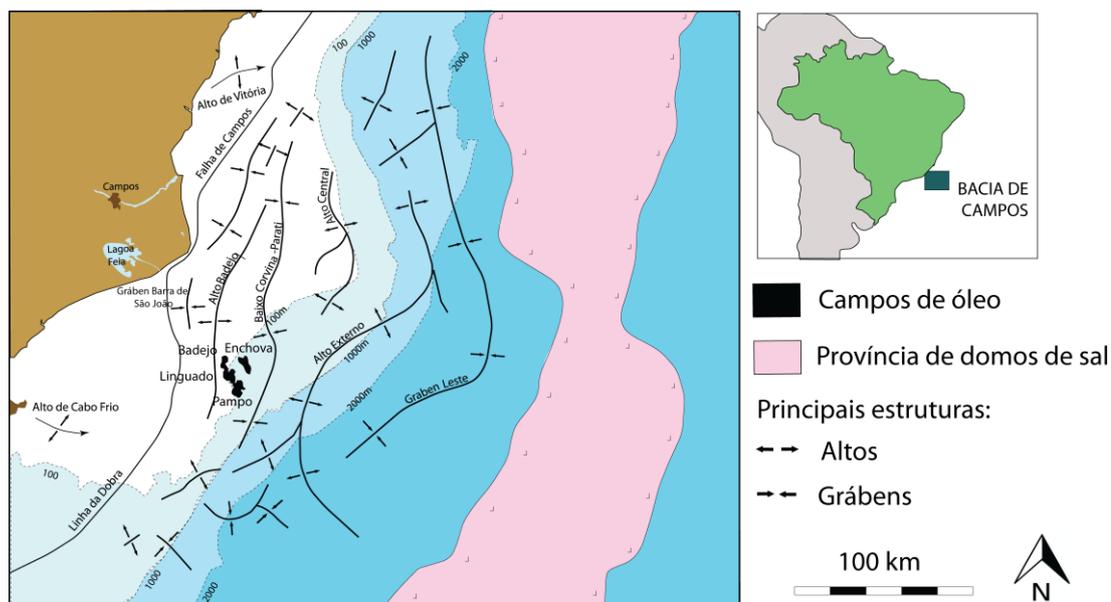


Figura 2. Mapa de localização da Bacia de Campos com as principais estruturas e os campos de petróleo produtores da seção rifte. Modificado de Guardado *et al.* (2000).

2.2 Características gerais da Bacia de Campos

A Bacia de Campos teve sua evolução geológica ligada ao rifteamento Mesozóico que separou a África da América do Sul (Abrahão & Warme, 1990). Seu preenchimento pode ser dividido em quatro principais fases: pré-rifte, sin-rifte, transicional e margem continental passiva. A origem da bacia está ligada ao estágio inicial de separação dos blocos continentais Africano e Sul-Americano no Cretáceo Inferior, como um sistema de riftes preenchidos por sedimentos fluviais e lacustres (Bertani & Carozzi, 1984). A carta estratigráfica mais recente da Bacia de Campos foi proposta por Winter *et al.* (2007) (Fig. 2), onde as formações Lagoa Feia e Macaé foram elevadas a Grupo, e os membros componentes das mesmas foram elevados a Formação.

O embasamento cristalino da Bacia de Campos é constituído por gnaisses de idade pré-cambriana. Sobrepostos a estes ocorre os basaltos da Formação Cabiúnas que cobrem discordantemente o embasamento (Winter *et al.*, 2007). De acordo com Dias *et al.* (1988), o registro sedimentar da megassequência sin-rifte é composta por três principais associações de fácies sedimentares:

- (i) leque aluvial/leque deltaico e depósitos transicionais;
- (ii) folhelhos e margas lacustres; e
- (iii) carbonatos com bivalves lacustres (coquinas).

Segundo aqueles autores, as fácies proximais da borda dos rifte são dominadas por conglomerados e arenitos, comumente com fragmentos de rochas vulcânicas. Litologias de fácies mais distais, com granulometrias mais finas, foram depositadas nos depocentros dos lagos, onde condições anóxicas extremas permitiram a deposição e a conservação de folhelhos pretos, carbonáticos, ricos em matéria orgânica, que constituem as principais rochas-geradoras de hidrocarbonetos da bacia de Campos (Guardado *et al.*, 1989).

Acumulações de conchas de bivalves, chamadas comumente de “coquinas”, teriam se desenvolvido em flancos e cristas ao longo dos altos internos do rifte, longe das áreas fontes de sedimentos terrígenos (Bertani & Carozzi, 1984; 1985; Abrahão & Warme, 1990). Essas coquinas, além de basaltos fraturados, constituem os reservatórios produtores de hidrocarbonetos na seção rifte da Bacia de Campos (Guardado *et al.*, 1989).

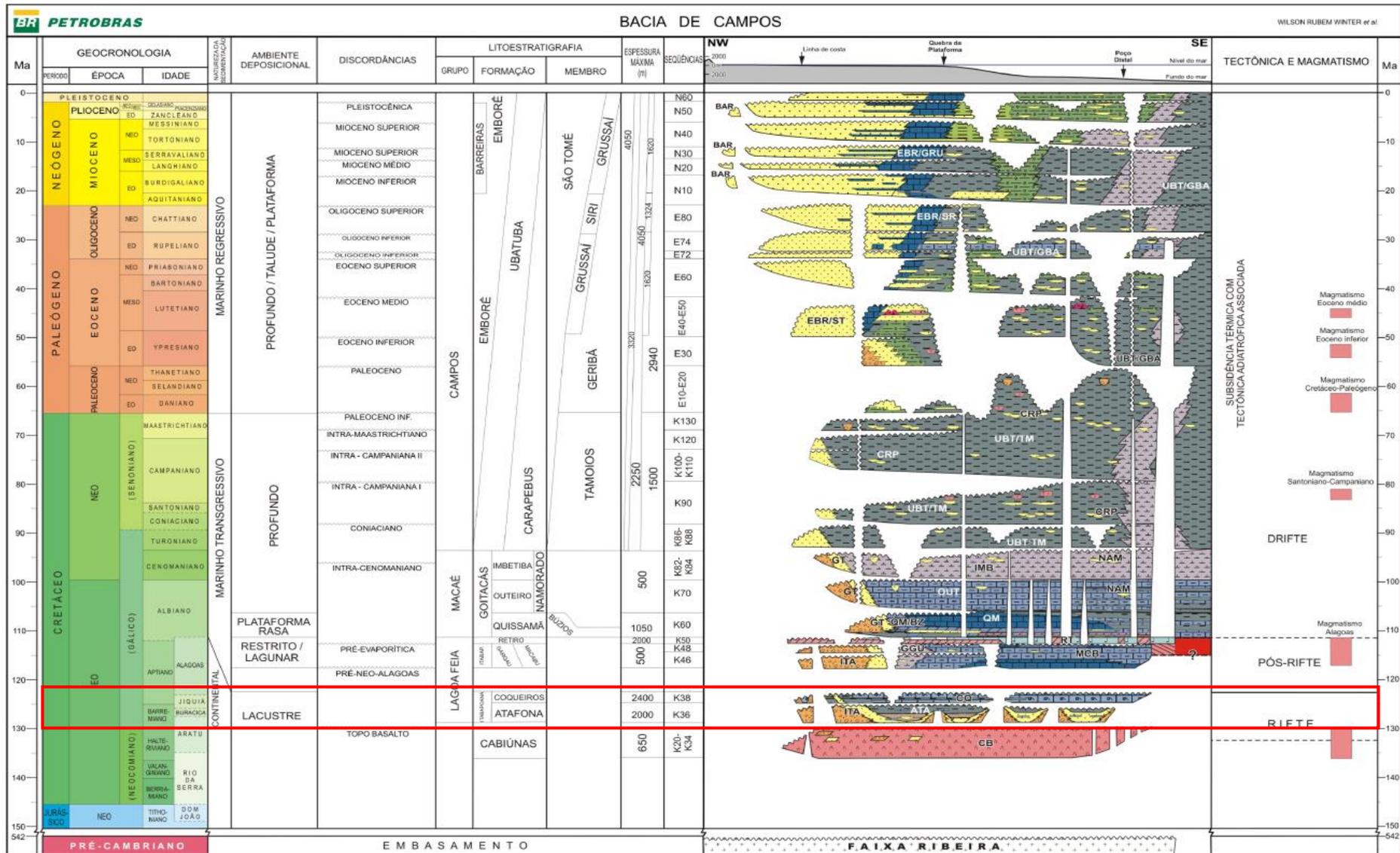


Figura 3. Carta cronoestratigráfica da Bacia de Campos (Modificado de Winter et al., 2007), com o intervalo estudado salientado.

2.2.1 Supersequencia Rifte

Segundo Winter *et al.* (2007), a sucessão rifte da Bacia de Campos corresponde à Formação Cabiúnas e à porção inferior do Grupo Lagoa Feia (Formações Atafona, Coqueiros e Itabapoana) e pode ser subdividida em três sequencias deposicionais, denominadas K20-K34, K36 e K38.

A sequencia K20-K34 é composta principalmente de basaltos e diabásios, com arenitos, siltitos e conglomerados ocorrendo localmente entre derrames sucessivos (intertrapes). A sequencia K36 tem seu limite inferior discordante com os basaltos da sequencia K20-K34, e corresponderia à porção basal do Grupo Lagoa Feia, constituída pelas Formações Itabapoana, representada por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados proximais de borda de bacia e de borda de falha, e da Formação Atafona, composta principalmente de arenitos, siltitos e folhelhos, depositados em ambiente quimicamente diferenciado, alcalino, caracterizado pela deposição predominante de argilominerais magnesianos, particularmente de talco-estevensita.

Já a sequencia K38 corresponderia à porção intermediária do Grupo Lagoa Feia, compreendendo as formações Itabapoana, representada por conglomerados e arenitos proximais da bacia e de borda de falha, e Coqueiros, representada por intercalações de camadas de folhelhos e carbonatos lacustres, compostos predominantemente por moluscos bivalves. Esses depósitos de conchas formam barras de rudstones de mais de 100 m de espessura, que constituem os principais reservatórios de petróleo da unidade, os quais serão objeto principal de estudo deste trabalho.

2.2.2 Grupo Lagoa Feia

O Grupo Lagoa Feia, depositado durante os andares Buracica, Jiquiá e Alagoas, posiciona-se na parte basal da coluna estratigráfica da Bacia de Campos, e consiste de uma sequencia sedimentar não-marinha, com idade absoluta, de aproximadamente 120 Ma, depositada na fase sin-rifte da Bacia de Campos, com espessura variando de 200 a mais de 1500 m (Guardado *et al.*, 2000).

Segundo Dias *et al.* (1988), a sucessão vertical do Grupo Lagoa Feia seria composta por uma seção clástica basal, sobreposta por uma seção talco-

estevensítica e uma seção de rudstones (que inclui os reservatórios), seguida de uma seção clástica-evaporítica no topo da seção rifte.

O Grupo Lagoa Feia compreende as Formações Atafona, Itabapoana, Coqueiros, Macabu, Gargaú e Retiro, sendo a porção superior composta pelas formações Itapaboana superior, Macabu, Gargaú e Retiro, depositadas já na fase pós-rifte da Bacia de Campos.

Segundo Winter *et al.* (2007), a Formação Itabapoana é representada por conglomerados polimíticos, com seixos de basaltos, arenitos líticos, ígneas e raros carbonatos depositados sobre a forma de leques deltaicos proximais (leques de borda) em ambiente lacustre. Esses depósitos são recorrentes em todo o Cretáceo Inferior na borda ocidental da bacia, associados aos falhamentos de borda. Nos depocentros proximais da bacia, a espessura máxima dos sedimentos pode chegar até 5.000 m.

A Formação Atafona é constituída por arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente lacustre alcalino onde se precipitaram talco e estevensita originados por processos de deposição química oriundos da atividade hidrotermal em lagos vulcânicos alcalinos. Estes depósitos ocorreriam preferencialmente nos depocentros dos lagos rasos da fase rifte. (Winter *et al.*, 2007).

A Formação Coqueiros é representada por depósitos bioclásticos (“coquinas”) compostos predominantemente por moluscos bivalves, intercalados com folhelhos e carbonatos lacustres, que podem formar pacotes com espessuras maiores que 100 metros (Winter *et al.*, 2007). Segundo Baumgarten *et al.* (1988), os depósitos de “coquinas” seriam parte de ciclos deposicionais de fácies de calcilito, calcarenito e calcirrudito, com bioacumulados aleatoriamente dispostos. Os calcirruditos posicionados no topo dos ciclos possuem melhores características de reservatório.

3. REVISÃO CONCEITUAL

3.1 Depósitos carbonáticos lacustres

Três fatores principais controlam a sedimentação e deposição dos carbonatos em bacias lacustres: hidrologia, entrada de sedimentos e mudança na temperatura (Gierlowski-Kordesch 2010). O clima e a tectônica influenciam esses três fatores em conjunto, sendo difícil separar os seus efeitos na sedimentação do lago: a entrada de água, por exemplo, é controlada pela hidrologia (situação tectônica) bem como pelo clima.

Platt & Wright (1991) reconhecem duas categorias de lagos: lagos de configuração aberta, que recebem maior influência hidrológica, e lagos de configuração fechada, que dependem do clima para receber descargas hidráulicas. Os lagos são geralmente sistemas fechados, suscetíveis a altas variações químicas e rápidas e frequentes variações do nível do lago. Isso porque, recebem quantidades muito pequenas de sedimentos, que dependem da vazão de rios, por isso são muito sensíveis às mudanças climáticas e de espaço de acomodação.

Harris *et al.* (2013), reconhecem que a existência de um lago é fundamentalmente controlada pelas taxas relativas de mudança no espaço de acomodação, suprimento sedimentar e água. O tipo de lago depende de quanto o espaço de acomodação é preenchido pelos sedimentos em um determinado intervalo de tempo.

Wright (2012) escreve que em muitos lagos formados em sistemas rifte, há a alimentação por sedimentos vulcânicos, o que colabora com o aumento do pH e Mg nas águas e a conseqüente precipitação de estevensita e outros argilominerais magnesianos. Outro fator em potencial citado pelo autor é a atividade microbiana que também influenciaria na química dos lagos.

Platt & Wright (1991) desenvolveram um modelo simplificado de fácies (Fig. 3), onde dividem os depósitos carbonáticos lacustres em bancos de baixa e alta energia (dominados por ondas) e rampas de baixa e alta energia (dominadas por ondas). Os depósitos de bancos ocorrem nas margens e os de rampa na parte mais profunda da bacia.

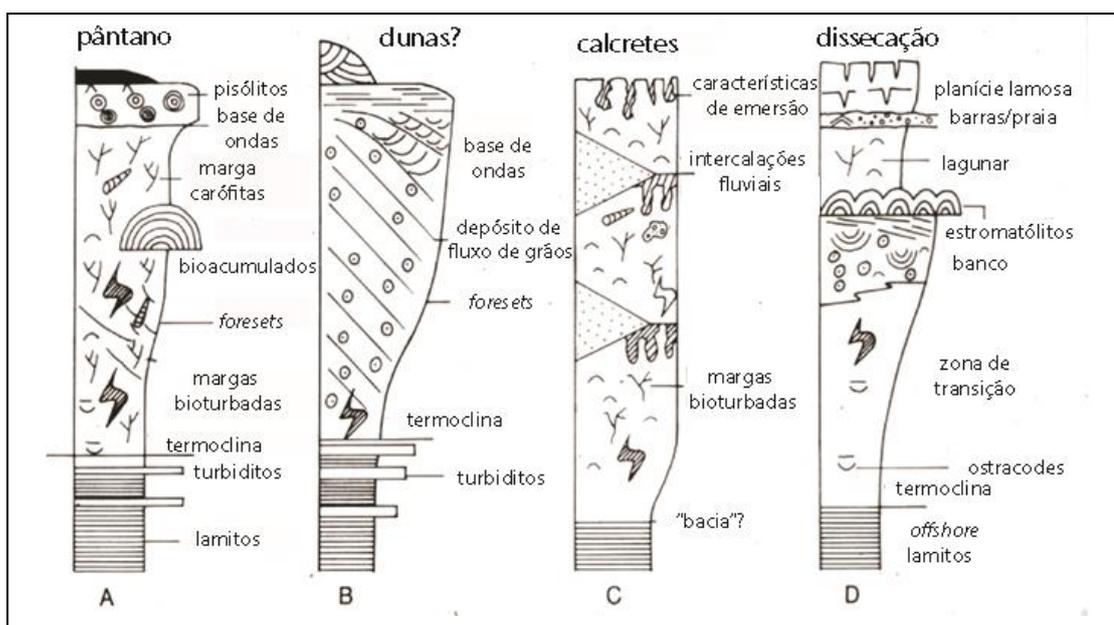


Figura 4. Modelos de fácies dos depósitos carbonáticos lacustres mostrando típico raseamento para o topo. (A) depósitos de bancos (baixa energia), (B) depósitos de bancos (alta energia), (C) depósitos de rampa (baixa energia), (D) depósitos de rampa (alta energia). Modificado de Platt & Wright (1991).

3.2 Classificação das rochas carbonáticas

As rochas carbonáticas são classificadas neste trabalho segundo Dunham (1962), Embry & Klovan (1971) e Wright (1992). A classificação de Dunham (1962) classifica as rochas carbonáticas segundo a sua textura deposicional reconhecível ou não (cristalina), considerando se os grãos se tocam ou “boiam” na matriz e a porcentagem relativa de grãos *versus* matriz na rocha. Em 1971, Embry & Klovan ampliaram a classificação de Dunham, (Fig. 4) dividindo-a em dois grupos: calcários alóctones (elementos não ligados durante a formação) e autóctones (elementos ligados durante sua formação – *in situ*).

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)					>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Crystalline</i>	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>	<i>Bafflestone</i>	<i>Bindstone</i>	<i>Framestone</i>

Figura 5. Classificação de rochas carbonáticas. Fonte: Terra *et al.* (2010), modificado de Embry & Klovan (1971).

Wright, em 1992 propôs uma integração entre a classificação deposicional de Dunham (1962) e a classificação biológica de Embry & Klovan (1971), baseado na premissa de que as texturas carbonáticas resultam da combinação de três fatores: regime deposicional, atividade biológica e os processos diagenéticos (Fig. 5). Os dois primeiros fatores foram mencionados nas classificações de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971), respectivamente, sendo os componentes diagenéticos o fator adicionado na nova classificação. A Figura 6 mostra os componentes essenciais da classificação de Wright (1992), enfatizando a diferença entre rochas carbonáticas formadas pela deposição de partículas (processos físicos), por processos biológicos ou por processos diagenéticos.

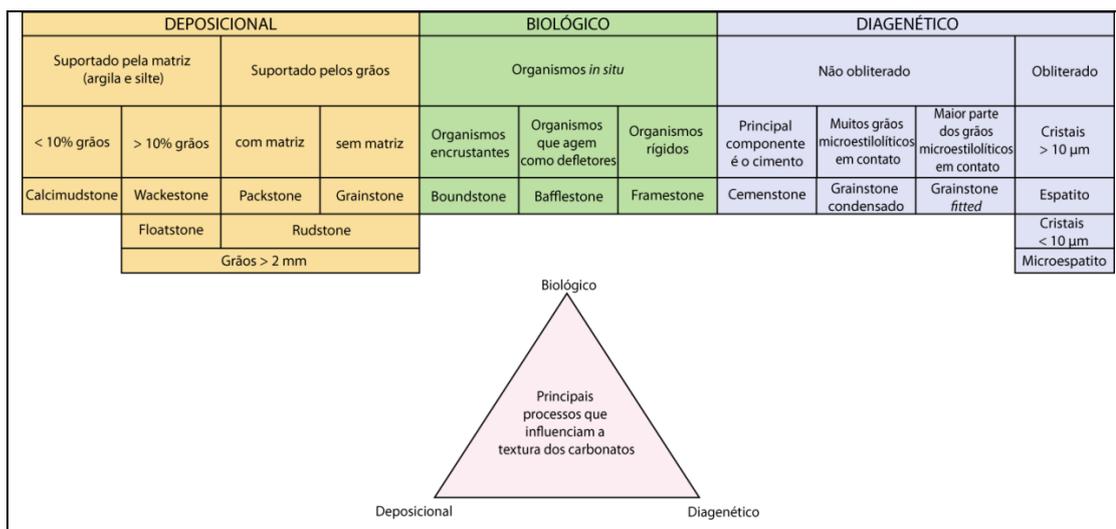


Figura 6. Classificação proposta por Wright (1992). Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

3.3 Diagênese em rochas carbonáticas

Armenteros (2010) cita duas fases da diagênese em rochas carbonáticas continentais. A primeira fase consiste nas mudanças que ocorrem na deposição inicial dos carbonatos, onde dois domínios são distinguidos: eodiagênese (mudanças que ocorrem após a deposição dos sedimentos em pequena profundidade e são influenciadas pelo ambiente deposicional e/ou pela circulação de água meteórica) e mesodiagênese (mudanças que ocorrem após o soterramento efetivo). A segunda fase é denominada telodiagênese, e é caracterizada principalmente pelos efeitos da água meteórica em sedimentos que já sofreram diagênese.

A diagênese envolve qualquer mudança física ou química, nos sedimentos ou nas rochas sedimentares, que ocorre depois da deposição (excluindo processos envolvendo altas temperaturas e pressões, denominados metamorfismo). Os processos mais comuns são:

- 1- Cimentação (precipitação de minerais nos poros);
- 2- Dissolução (lixiviação de minerais formando porosidade secundária);
- 3- Substituição de um mineral por outro (incluindo neomorfismo, e inversão, a substituição de um mineral polimorfo por outro);
- 4- Recristalização (mudança no tamanho ou forma dos cristais, sem mudança mineralógica);
- 5- Compactação mecânica ou física (incluindo deformação e reorientação dos grãos);
- 6- Compactação química (dissolução por pressão intergranular ou ao longo de superfícies estilólíticas);
- 7- Fraturamento.

Segundo Armenteros (2010), as áreas de atuação da diagênese em carbonatos continentais podem ser divididas segundo duas principais características geomorfológicas: (1) áreas marginais da bacia, dominadas por processos climáticos, e (2) áreas da bacia dominadas por processos deposicionais. A precipitação de calcita em lagos ocorre geralmente na primavera e no verão principalmente por mecanismos bióticos em consequência da supersaturação em zonas de produtividade. Em bacias de lagos fechados comumente a sazonalidade de clima úmido/seco causam significantes mudanças na química das águas, tais

como a entrada rápida de Ca^{2+} durante a estação chuvosa por escoamento superficial e a subsequente remoção por precipitação durante a estação seca. A sequência convencional de precipitação de minerais de carbonatos (calcita-Mg – calcita – aragonita – dolomita – magnesita/huntita) começa nas fases iniciais da sequência e avança com o aumento da salinidade. Adicionalmente, outros fatores como a alcalinidade e a concentração de sulfato são significantes na precipitação de fases magnesianas (Armenteros, 2010).

O reconhecimento dos processos diagenéticos em carbonatos de sequências lacustres pode ser complexo, mas é fundamental para a compreensão da evolução da porosidade e permeabilidade dessas rochas, e para o desenvolvimento de modelos geologicamente realistas e efetivos para a exploração e produção de hidrocarbonetos.

3.4 Porosidade em rochas carbonáticas

O sistema poroso das rochas sedimentares carbonáticas é normalmente complexo, tanto fisicamente como geneticamente. Os processos de criação e modificação da porosidade são muito variáveis. Devido à intensa diagênese que afeta as rochas carbonáticas, a porosidade final pode ou não estar relacionada com o ambiente de deposição. A porosidade primária original em rochas carbonáticas pode ser totalmente destruída durante a diagênese e uma nova porosidade secundária pode ser criada. Os principais elementos propostos por Choquette & Pray (1970) para a classificação da porosidade em rochas carbonáticas são:

- a) os tipos morfológicos básicos de poros;
- b) os modificadores genéticos (processos, direção ou estágio e tempo de formação da porosidade);
- c) o tamanho dos poros, e
- d) o volume de porosidade.

3.4.1 Tipos de poros

Choquette & Pray (1970) classificaram os tipos de poros em rochas carbonáticas em três classes, dando ênfase na gênese da porosidade: porosidade seletiva quanto à fábrica, porosidade seletiva ou não-seletiva e porosidade não-seletiva quanto à fábrica (Fig. 6). Segundo Choquette & Pray (1970), as relações entre os poros e os constituintes deposicionais e diagenéticos são importantes na interpretação da evolução da porosidade das rochas carbonáticas. Se existe uma relação específica entre poro e os elementos da fábrica, a porosidade é seletiva, do contrário é não-seletiva. Há dois tipos de seleção quanto à fábrica: deposicional ou diagenético. A seletividade da fábrica deposicional apresenta dependência ou dos elementos primários ou de características posteriores que ainda reflitam os elementos primários da fábrica. A porosidade deposicional é dependente da textura, seleção e forma dos grãos na rocha. Já a seletividade da fábrica diagenética apresenta dependência da localização do poro quanto às características pós-deposicionais da rocha. A relação entre a porosidade e a diagênese é complexa e variável. Os principais processos diagenéticos que afetam a porosidade são a dissolução, a cimentação e a dolomitização.

Os atributos utilizados por Choquette & Pray (1970) para caracterizar os 15 tipos de poros foram o tamanho, a forma, a gênese ou a posição em relação aos elementos da fábrica. Poros interpartícula, intrapartícula e intercrystalina, por exemplo, são definidos pela posição em relação aos elementos da fábrica, sendo o tamanho, forma e origem elementos considerados secundários. A porosidade de caverna é definida somente com base no tamanho. Poros móldicos, de perfuração (*boring*) e de contração (*shrinkage*) são definidos somente com base na sua origem. Já poros vugulares, de canal e outros são definidos pela combinação de atributos morfológicos e genéticos.

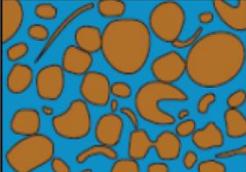
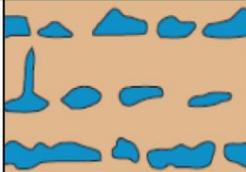
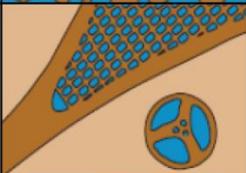
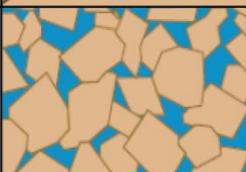
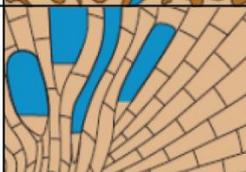
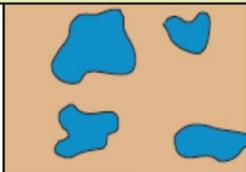
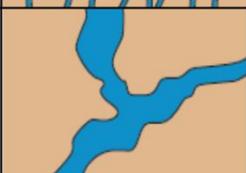
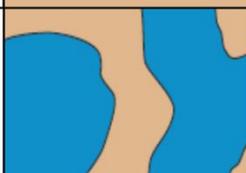
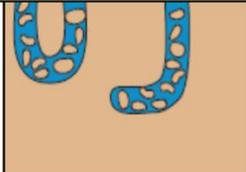
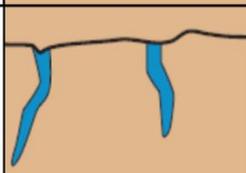
TIPOS BÁSICOS DE POROSIDADE			
Seletiva quanto à fábrica			
Interpartícula		Fenestral	
Intrapartícula		Abrigo	
Intercristalina		Crescimento	
Móldica			
Não seletiva quanto à fábrica			
Fratura		Vugular	
Canal		Caverna	
Seletiva ou não seletiva quanto à fábrica			
Brecha		Escavação	
Perfuração		Contração	

Figura 7. Classificação de Choquette & Pray (1970) dos tipos de poros em rochas carbonáticas. Modificado de Choquette & Pray (1970).

3.4.2 Modificadores genéticos

A porosidade pode ser originada em diferentes períodos e processos da deposição ou soterramento e, uma vez criada, pode ser modificada por outros processos. Esses processos de evolução da porosidade são descritos e interpretados por Choquette & Pray (1970), que reconheceram três tipos de modificadores genéticos:

- 1) Período de origem da porosidade: O poro pode ser de origem primária, ou seja, originado no período pré-deposicional ou deposicional (antes da diagênese) ou pode ser de origem secundária, originado na eodiagenêse, mesodiagenêse ou telodiagenêse.
- 2) Processo envolvido e sua subsequente modificação: Os processos podem ser de dissolução (espaço poroso criado ou modificado), cimentação (preenchimento dos poros por precipitação de minerais), sedimentação interna (processo pós-deposicional de deposição de partículas dentro dos poros), e compactação.
- 3) Direção e extensão da modificação: ampliação ou redução do espaço poroso.

4. ESTADO DA ARTE

4.1 Modelo deposicional atual

O modelo deposicional atualmente aceito para os sedimentos do Grupo Lagoa Feia da seção rifte da Bacia de Campos é o de um sistema de sabkha continental (Fig. 7), onde estariam incluídos três ambientes deposicionais: planície aluvial, planície lamosa e lago (Bertani & Carozzi, 1985; Abrahão & Warme, 1990).

Segundo este modelo, os depósitos de leques aluviais e leques deltaicos seriam representados por arenitos e conglomerados siliciclásticos e vulcanoclásticos, e as planícies lamosas por lutitos com gretas de contração, paleossolos, pisólitos, *teepees*, moldes de minerais evaporíticos, oólitos, anidrita nodular e estromatólitos. Os depósitos lacustres se dividiriam em lago raso (dominantemente bancos de bivalves) e lago profundo (folhelhos orgânicos e turbiditos).

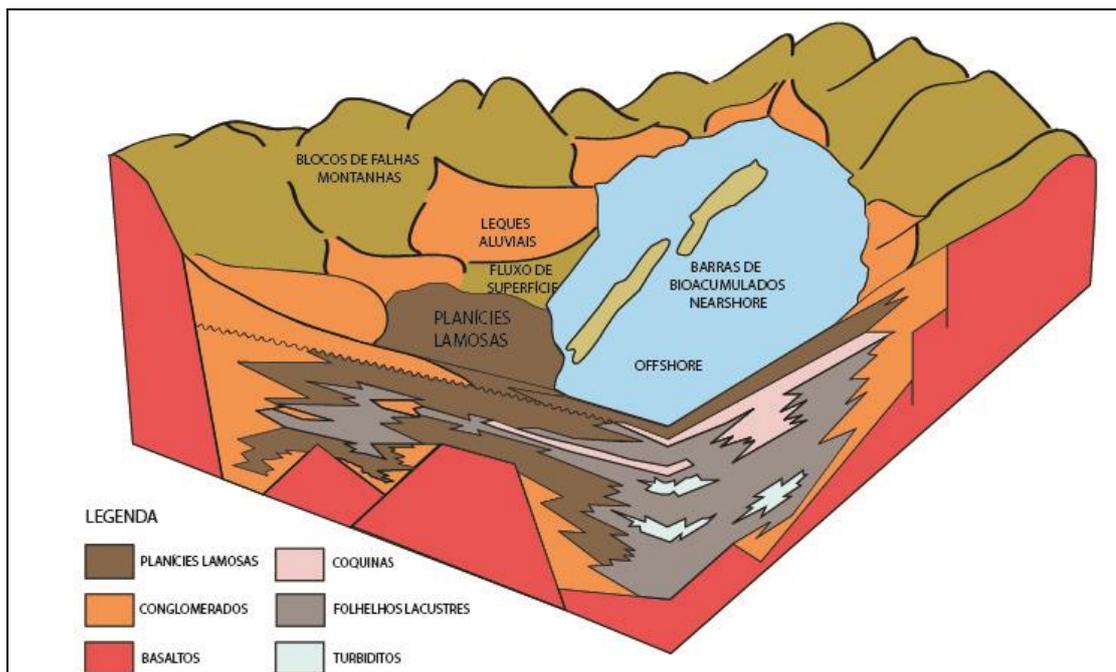


Figura 8. Bloco diagrama representando os ambientes interpretados por Bertani & Carozzi (1985) e Abrahão & Warme (2000) para a deposição dos sedimentos do Grupo Lagoa Feia. Modificado de Abrahão & Warme (2000).

4.2 Sequencia deposicional

Dias *et al.* (1988) definiram quatro sequencias deposicionais para o Grupo Lagoa Feia: sequencia basáltica clástica, sequencia talco-estevensítica, sequencia de coquinas e sequencia clástico-evaporítica. A sequencia de coquinas é a mais importante do Grupo Lagoa Feia por abranger as rochas geradoras e os principais reservatórios da Bacia de Campos, que são objeto de estudo deste trabalho.

Foram reconhecidos por Carvalho *et al.* (2000) ciclos de fácies de calcilitos, calcarenitos (com pelóides, oólitos ou bioclastos) e calcirruditos compostos de bivalves (retrabalhados de depósitos bioacumulados) e localmente gastrópodes com ou sem matriz calcarenítica, e bioacumulados de bivalves, associados com deposição contemporânea aos altos. Analisando os reservatórios Lagoa Feia do Campo de Pampo, Horshutz & Scuta (1992) definiram um zoneamento de ciclos com espessura máxima de 205 m e média de 100 m de calcirruditos com melhor qualidade de reservatório que se sobrepõem a sedimentos mais finos (calcarenitos e calcilitos).

Segundo Dias *et al.* (1988), as coquinas podem ser puramente carbonáticas, ou podem conter abundantes oóides e pelóides de estevensita e talco. Abrahão & Warme (1990) também citaram intervalos de coquinas com

variação nas características dos bivalves, ocorrendo como fragmentos de conchas desarticuladas, quebradas (não intensamente retrabalhadas) até intervalos com conchas articuladas.

Carvalho *et al.* (2000) dividiram os sedimentos da sequência de coquinas definida por Dias *et al.* (1988) em duas associações deposicionais. Em uma associação predominariam fácies siliciclásticas, que representariam os depósitos aluviais, e em outra, fácies que representariam os depósitos lacustres com predomínio de coquinas de bivalves e coquinas de ostracodes ou gastrópodes, localmente intercalados com as fácies siliciclásticas. Para a sequência de coquinas, Carvalho *et al.* (2000) definiram sete principais associações de fácies:

1) arenitos bioclásticos praias: depósitos de margem lacustre com sedimentos siliciclásticos misturados com conchas introduzidas por correntes de tempestade;

2) calcarenitos bioclásticos praias: fragmentos e conchas de bivalves ou raramente gastrópodes que apresentam alta abrasão e envelopes micritizados;

3) depósitos de margem do lago: sedimentos siliciclásticos finos e carbonatos, depositados sob baixa energia em áreas rasas do lago;

4) barras bioclásticas: calcirruditos associados com finas camadas de calcarenito ou calcilutito bioclásticos, associados a ambientes de alta energia e condições paleoambientais de águas rasas. Também seriam associados a paleoaltos com alto declive, e sua origem seria atribuída a tempestades;

5) lençóis bioclásticos/bordas de barras: representado por conchas de bivalves e raramente de gastrópodes, depositados nos flancos das barras e em áreas com declive suave. Também estaria relacionada a depósitos de tempestade;

6) bancos de bioacumulados: são depósitos de conchas *in situ* misturados com areia e lama. Ocorreriam em ambiente raso e de baixa energia;

7) lacustre profundo: intercalação de sedimentos siliciclásticos finos e lama com ostracodes laminados ou maciços e localmente com feições de escavação. Estes depósitos seriam formados em condições de baixa energia hidráulica e não apresentariam feições de exposição subaérea, o que os caracterizariam como depósitos de águas profundas.

Os autores concluem que a sequência deposicional seria característica de um lago fechado, mas perene e aberto, variando para condições de um lago salino.

Devido às variações paleoclimáticas e tectônicas o nível de água do lago teria sofrido grandes flutuações. A distribuição extensa dos sedimentos de água rasa indicaria que o lago continha rampas carbonáticas e era altamente influenciado pela ação de ondas. As camadas de depósitos de coquinas de bivalves (principalmente calcirruditos e calcarenitos) seriam resultado dessa ação de ondas e correntes geradas por tempestades, que retrabalhariam, transportariam e redepositariam as camadas de conchas. Eles sugerem também, alta frequência da mudança relativa do nível do lago, registradas por modificações que teriam sido causadas por exposição subaérea e pedogênese.

Rangel *et al.* (2000) dividem a sequência deposicional em 10 unidades que representam a expansão e retração dos ciclos do lago. Esses ciclos seriam controlados pela tectônica ou clima, que definem a dinâmica sedimentar do rifte.

A “Unidade A” seria representada pelos primeiros sedimentos lacustres depositados durante a fase inicial do rifteamento sobre disconformidade com as rochas ígneas da Formação Cabiúnas, caracterizadas pela predominância de sedimentos terrígenos, tendo como fácies conglomerados, arenitos e folhelhos, que seriam relacionados a fluxos gravitacionais. A deposição da “Unidade B” corresponderia a uma fase de condições geoquímicas especiais, onde há a precipitação de pelóides e oóides estevensíticos formados durante a fase alcalina (rica em Mg) do lago. A “Unidade C” seria representada principalmente por folhelhos, e com a ocorrência localizada de “coquinas” de bivalves, e interpretada como sendo formada em ambiente de clima úmido. A “Unidade D” representaria o ápice da atividade de rifteamento e é caracterizada pela intercalação de “coquinas” e folhelhos que delimitam ciclos de variação climática ou tectônica. A “Unidade E” seria caracterizada principalmente por folhelhos (com camadas de “coquinas” apenas na parte superior da unidade) e possuiria palinomorfos que sugerem condições salinas e clima árido. A “Unidade F” seria caracterizada por abundantes “coquinas” com intercalação de finas camadas de folhelhos. A “Unidade G” também apresentaria essa intercalação e seria caracterizada pela redução na atividade tectônica e maior regressão resultado do clima árido. A “Unidade H” marcaria a abertura do oceano Atlântico e seria caracterizada por pouca ocorrência de coquinas, sendo composta por conglomerados e arenitos gradando para folhelhos e calcilutitos do centro para o leste da bacia. A “Unidade I” apresentaria mudança de fácies siliciclásticas para evaporítica, o que caracterizaria a passagem para um clima seco. A “Unidade J” representaria o estágio marinho inicial com a predominância da fácies halita.

Estudos feitos por Harris *et. al* (1994) dos depósitos carbonáticos lacustres rifte da Formação Marnes Noires, na Bacia do Congo na África, contemporâneos aos carbonatos do Grupo Lagoa Feia, interpretam a deposição dos carbonatos como controlada pela variação do nível do lago. As coquinas de bivalves seriam depositadas durante eventos de rebaixamento mais pronunciado no nível do lago, enquanto durante rebaixamentos de menor magnitude ocorreria a progradação de depósitos de oncolitos e gastrópodes. Segundo Harris as coquinas exibem vários graus de alteração, desde conchas intactas com a preservação de sua estrutura interna, até completamente substituídas por calcita ou quartzo. O intervalo apresenta grande volume de poros interconectados (o autor não especifica que tipos de poros).

Harris *et al.* (2013) analisou depósitos carbonáticos lacustres formados durante a fase inicial de sistemas rifte no leste africano. O lago Turkana, localizado no noroeste de Kenya, é um exemplo de bacia de lago fechado onde rochas vulcânicas contribuíram com a alta alcalinidade e salinidade das águas. A deposição dos microbialitos no lago Natron-Magadi, localizado no leste do sistema rifte africano, foi controlada pelas variações do nível do lago influenciadas pelo clima. Durante períodos úmidos a entrada de água meteórica é dominante o que faz com que a taxa de precipitação seja maior que a de evaporação (induzindo a formação dos microbialitos), o que ocorre ao contrário em períodos secos quando a taxa de evaporação ultrapassa a de precipitação.

5. METODOLOGIA

5.1 Revisão e levantamento bibliográfico

Durante o trabalho foi realizado levantamento bibliográfico de artigos básicos sobre petrologia sedimentar, enfatizando os controles deposicionais sobre a composição primária, padrões diagenéticos e porosidade em rochas carbonáticas, particularmente de depósitos lacustres, e suas características como rochas-reservatório. Também foram analisadas publicações acerca do Grupo Lagoa Feia, e sobre a Bacia de Campos em geral, a fim de contextualizar dados e informações preexistentes com os obtidos ao longo do trabalho, bem como sobre literatura sobre ocorrências análogas às estudadas.

5.2 Petrografia quantitativa

Foram quantificadas 53 lâminas delgadas, preparadas a partir de amostras extraídas de testemunhos de nove poços selecionados, através de impregnação com resina epoxy azul. As lâminas foram analisadas sistematicamente com o uso de microscópio petrográfico de luz polarizada e do software Petroledge[®] (De Ros *et al.*, 2007). A quantificação incluiu a descrição da textura e composição primária, composição e sequencia diagenética, tipos de poros e classificação.

A contagem modal foi realizada segundo transversas perpendiculares à laminação ou orientação dos grãos, com o uso de um dispositivo (*charriot*) acoplado ao microscópio, a fim de movimentar a lâmina segundo intervalos regulares. A cada passo percorrido pelo *charriot*, cuja dimensão é proporcional à textura das amostras, é registrado o constituinte situado sob o cruzamento dos fios do retículo da ocular do microscópio. Este procedimento é repetido até totalizar 300 pontos

contados e, automaticamente, a percentagem de cada um dos constituintes detríticos, diagenéticos e tipos de poros identificados na lâmina é calculada.

A discriminação da composição dos carbonatos foi feita através do tingimento com solução de alizarina e ferricianeto de potássio (Tucker, 1988). O carbonato reage com a solução e apresenta coloração diferente dependendo da composição. Calcita (CaCO_3) tende a ficar com tons róseos, enquanto calcita ferrosa apresenta tons violáceos. Já a dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) não tinge, enquanto dolomita ferrosa até anquerita apresentam tons azulados.

A descrição com o software Petroledge[®] é feita em uma ordem lógica e seguindo uma nomenclatura normatizada, para que o programa possa reconhecer e processar os dados para geração automática da classificação da rocha. Ao se iniciar a análise petrológica, são identificados dados da lâmina (profundidade, nome), como também dados de identificação e origem do poço/afloramento: testemunho, caixa, nome da bacia, nome da unidade estratigráfica, nome do campo, país, estado e lugar. Além disso, são inseridos dados do petrógrafo, instituição, finalidade da descrição e um breve resumo da descrição da lâmina analisada, abordando os principais aspectos observados durante a petrografia.

Os aspectos texturais, estruturais e de fábrica são registrados sistematicamente. A quantificação dos constituintes primários, diagenéticos e tipos de poros é efetuada em uma interface que permite detalhar aspectos importantes para a caracterização da qualidade das rochas descritas como reservatórios. Os constituintes primários são descritos quanto a tipos, localização e modificação detríticas. Para cada constituinte diagenético, é feita uma descrição detalhada de acordo com hábito e localização diagenética. Esta caracterização é necessária, para o reconhecimento dos constituintes diagenéticos que possuem relação direta no controle da porosidade e permeabilidade dos reservatórios. Também são contadas as relações paragenéticas com outros constituintes ou com a porosidade, e a localização dos constituintes da relação paragenética. Os tipos de poros são descritos quanto à localização e processos modificadores da macroporosidade, relação paragenética, tipo e localização do constituinte da relação paragenética. Por fim, a classificação da rocha é realizada, seguindo as classificações carbonáticas de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971), e Wright (1992).

5.3 Fotomicrografia

Foi feita a documentação fotomicrográfica das lâminas delgadas com o uso do microscópio petrográfico marca Zeiss, modelo Axio Imager A2 e de uma câmera acoplada marca Zeiss Axio Cam MRc. Em média foram tiradas cinco fotos por lâmina em luz natural e/ou polarizada, a fim de mostrar os aspectos de textura, estrutura, composição primária, diagênese e porosidade.

5.4 Integração de dados

Essa etapa consiste na interpretação dos resultados petrográficos obtidos integrando-os com os dados do projeto maior. Os resultados do estudo petrográfico foram integrados com os dados sísmicos, estruturais, sedimentológicos e estratigráficos desenvolvidos dentro do projeto maior, permitindo assim, uma melhor compreensão das condições de deposição das rochas carbonáticas da seção rifte do Grupo Lagoa Feia e de sua evolução na bacia.

6. RESULTADOS

6.1 Constituintes sedimentares primários

A análise petrográfica revelou que os constituintes sedimentares primários que compõem as rochas carbonáticas analisadas, são divididos em três categorias: clásticos, carbonáticos e estevensíticos. Assim sendo, essas rochas apresentam contribuição extrabacial e intrabacial.

Os constituintes clásticos são de origem essencialmente extrabacial, compreendendo os grãos siliciclásticos, vulcanoclásticos e lama siliciclástica. Já os constituintes carbonáticos e estevensíticos têm sua origem intrabacial, compreendendo os grãos de bioclastos de bivalves e ostracodes (carbonáticos) e grãos de oóides e pelóides (estevensíticos).

6.1.1 Clásticos

Os componentes clásticos observados nas lâminas compreendem grãos siliciclásticos, vulcanoclásticos e lama siliciclástica. Os grãos siliciclásticos são em geral muito angulosos (Fig. 8A). Grãos monocristalinos de quartzo predominam sobre os policristalinos. Entre os grãos de feldspatos, os mais abundantes são os de microclínio, seguidos dos plagioclásios e subordinadamente ortoclásio e pertita. Os grãos de feldspatos mostram dissolução ou substituição heterogênea por calcita (Fig. 8B), dolomita, argilominerais esmectíticos, mais raramente por zeolitas, albita ou caulinita. Entre as micas, a biotita predomina sobre a muscovita, mostrando comumente substituição e expansão por calcita, dolomita, esmectita ou pirita. Grãos de granadas e anfibólios são comuns, enquanto epidotos, zircão, opacos e outros minerais pesados são bem mais escassos. Os minerais pesados detríticos

encontram-se comumente substituídos heterogeneamente por calcita, esmectita, pirita, dolomita ou óxidos de titânio.

Fragmentos de rochas plutônicas graníticas e gnáissicas constituídos essencialmente por feldspatos, quartzo e micas são escassos. Fragmentos metamórficos de baixo grau (filitos, xistos, meta-arenitos e meta-siltitos) e fragmentos sedimentares de arenitos e lutitos são ainda mais raros. Os fragmentos de rocha mais abundantes são vulcânicos (Fig. 8C) que mostram composição basáltica e texturas predominantemente hemicristalinas, subordinadamente microlíticas e esferulíticas, incluindo tipos holocristalinos e porfiríticos que devem corresponder a diabásios ou a derrames mais espessos. Os fragmentos vulcânicos são geralmente bem arredondados (Fig. 8C), e apresentam intensa alteração a óxidos de ferro, argilas esmectíticas, celadonita e zeolitas, e comumente sofrem substituição heterogênea por calcita (Fig. 8D).

Lama siliciclástica, composta por argilas esmectíticas, grãos sílticos de feldspatos, quartzo, micas e minerais pesados, e teores variáveis de matéria orgânica amorfa ou óxidos de ferro, é escassa nos testemunhos analisados, aparecendo como restos concentrados ao longo de superfícies de estilolização (Fig. 8E). É comum a substituição da lama por calcita (Fig. 8F) ou dolomita microcristalinas, frequentemente nodulares.

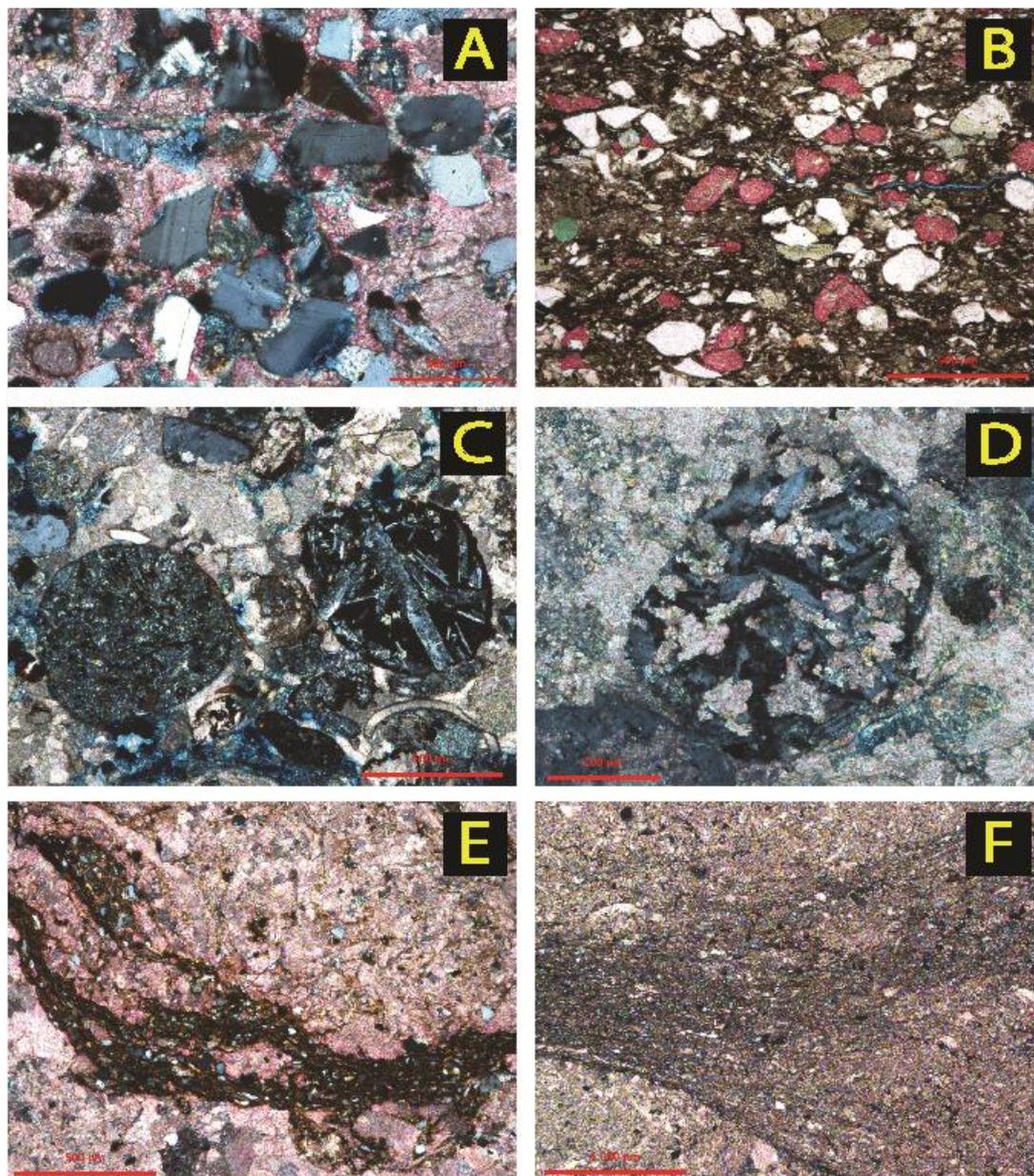


Figura 9. Fotomicrografias de constituintes primários clásticos. A) Grãos angulosos de feldspatos e quartzo. Feldspatos parcialmente ou completamente substituídos por calcita. RJS114 2735,35. Polarizadores cruzados (XP). B) Calcita substituindo grãos de feldspatos. RJS486A 2872,65. Polarizadores descruzados (//P). C) Fragmentos bem arredondados de rochas vulcânicas holocristalinas e hemicristalinas, cimentados por calcita. RJS165 2422,00. (XP). D) Calcita substituindo fragmento de rocha vulcânica hemicristalina. RJS486A 2877,50. (XP). E) Restos de matriz siliciclástica lamosa, substituída por calcita. RJS514 4081,60. (//P). F) Calcita substituindo matriz siliciclástica lamosa. RJS114 2724,20. (//P).

6.1.2 Carbonáticos

Os principais constituintes carbonáticos compreendem bioclastos de bivalves e de ostracodes. Os bioclastos de bivalves encontram-se, via de regra, desarticulados, e por vezes quebrados (Fig. 9A), raramente apresentando abrasão

(Fig. 9B). Apresentam sempre recristalização a um mosaico de calcita (Fig. 9B) ou dissolução e preenchimento por calcita drusiforme (Fig. 9A) ou blocosa, o que sugere uma composição primária aragonítica. Os bioclastos de ostracodes apresentam-se comumente inteiros (Fig. 9C), algumas vezes articulados (Fig. 9D) e raramente recristalizados.

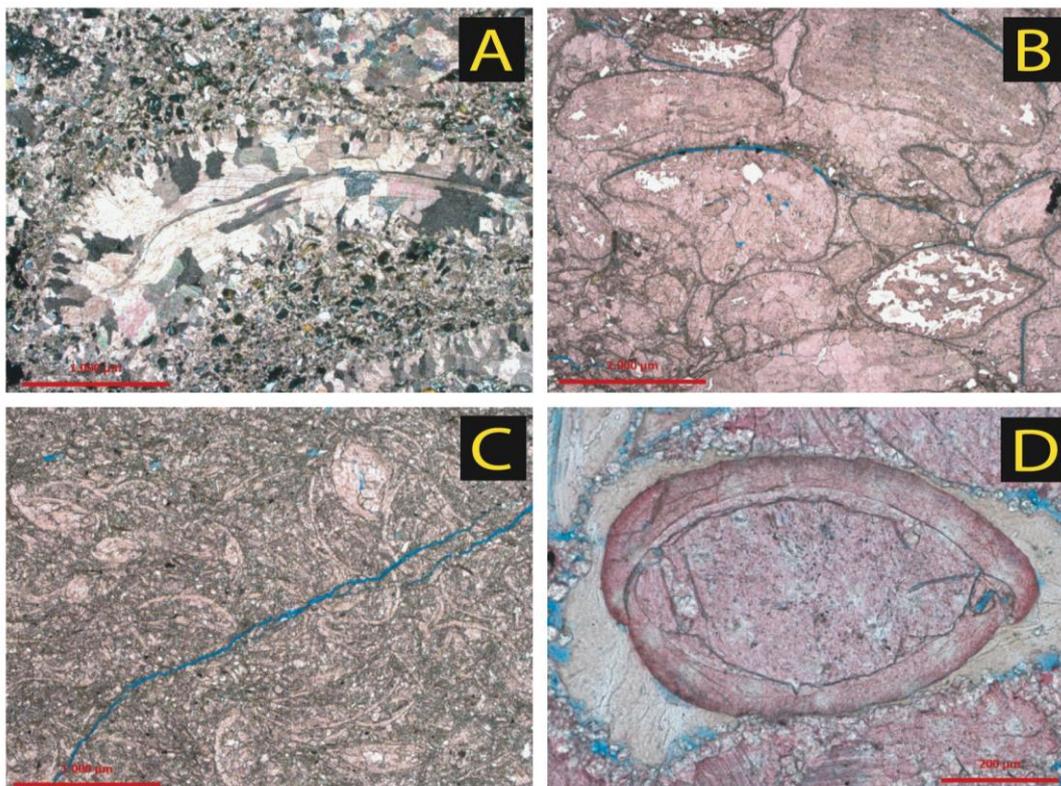


Figura 10. Fotomicrografia dos constituintes carbonáticos. A) Bioclastos recristalizados de bivalves com fração arenosa estevensítica. RJS379 3106,30. (XP). B) Fragmentos abradidos de bioclastos de bivalves recristalizados e localmente silicificados. Calcita tingida de rosa. PM04RJS 2945,40. (//P). C) Bioclastos de ostracodes, alguns deles articulados. Calcita tingida de rosa. RJS386A 5240,75. (//P). D) Bioclasto articulado de ostracode preenchido por calcita macrocristalina. RJS514 4168,55. (//P).

Outros grãos carbonáticos, muito mais raros do que os bioclastos, incluem oóides, intraclastos e pelóides. Os oóides compreendem oolitos, comumente com estrutura radial (Fig. 10A), e mais raramente, oncolitos. Os pelóides são provavelmente produto da substituição completa de pelóides estevensíticos por calcita microcristalina. Intraclastos carbonáticos variam entre tipos granulares e microcristalinos, com textura grumosa provavelmente de crostas microbiais (Fig. 10B). Tais crostas carbonáticas ocorrem localmente *in situ*, interlaminais com lama siliciclástica (Fig. 10C) e com laminações estevensíticas, e apresentam textura

microcristalina, com feições grumosas ou pseudo-peloidais (Fig. 10D) indicativas de biomineralização de colônias microbiais, provavelmente de cianobactérias (Burne, *et al.*, 1987 e Riding, 2000). Os contatos de tais crostas com os sedimentos lamosos mostram-se comumente modificados por estilolitização (Fig. 10C).

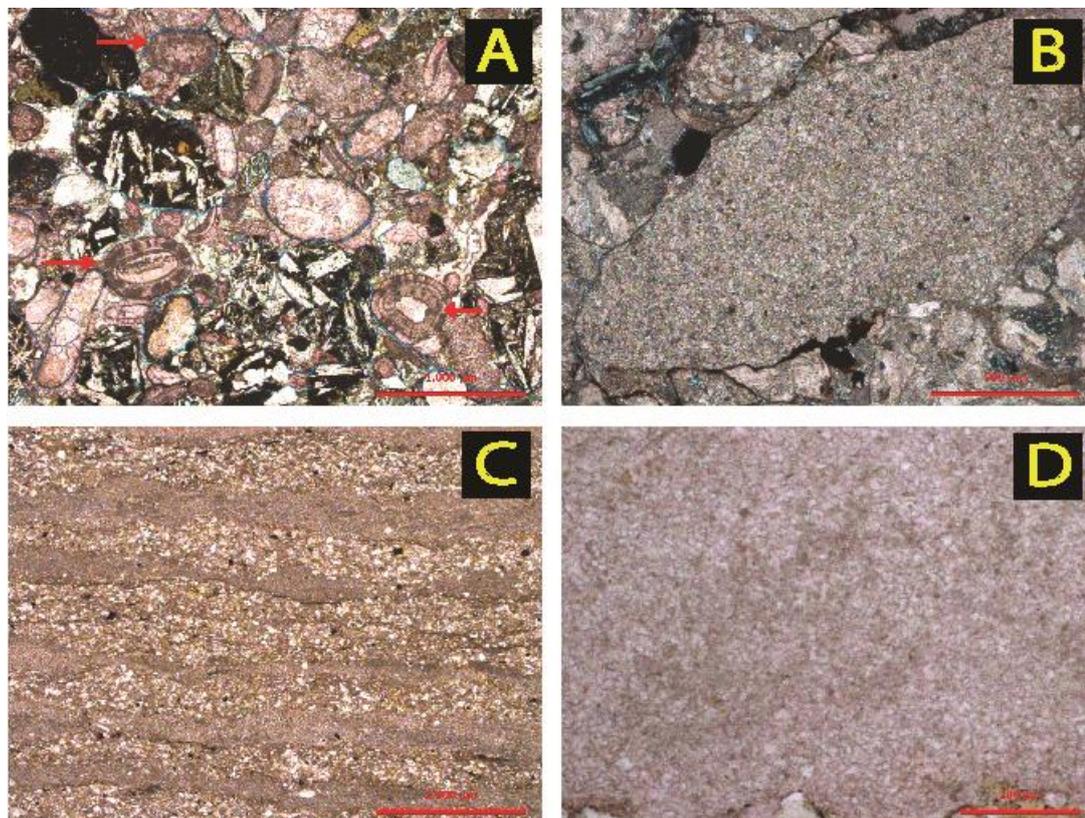
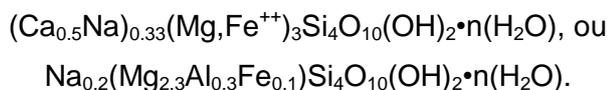


Figura 11. Fotomicrografia dos constituintes carbonáticos. A) Oolitos radiais (setas vermelhas) associados com fragmentos de rochas vulcânicas. RJS36 2965,60. (//P). B) Intraclasto carbonático. RJS165 2420,15. (XP). C) Laminações carbonáticas crenuladas de origem microbial intercaladas com níveis lamosos-arenosos. Estilolitização incipiente. RJS108 4519,80. (XP). D) Detalhe da laminação carbonática, com agregados grumosos indicativos de origem microbial. RJS108 4519,80. (//P).

6.1.3 Estevensíticos

A presença de estevensita é disseminada na grande maioria das amostras analisadas. A estevensita é um argilomineral esmectítico de composição fortemente magnésiana de fórmula geral:



A identificação do mineral foi feita através da literatura, sendo a formação de estevensita diagnóstica de lagos com condições alcalinas e salinas, e em *playas lake* (Bradley *et al.*, 1962; Hover *et al.*, 2003). A formação de esmectita em lagos alcalinos modernos é causada por altas concentrações em Mg e Si com variação de salinidade entre 3.500 a 35.000 ppm e pH entre 9.0 e 10 (Hover *et al.*, 2003).

A estevensita ocorre predominantemente na forma de pelóides tamanho areia fina (Fig. 11A, B) e como oóides de tamanho modal areia média, com até 0.3 mm de diâmetro (Fig. 11C). Comumente os grãos estevensíticos encontram-se deformados devido à compactação (Fig. 11D), originando localmente pseudomatrizes (Fig. 11E). Intraclastos irregulares destes tipos aglomerados e de laminações estevensíticas são mais raros (Fig. 11F). As laminações estevensíticas ocorrem intercaladas aos tipos granulares, com ondulações irregulares deformadas pela compactação. Todos os constituintes estevensíticos aparecem comumente substituídos por calcita, menos frequentemente por dolomita, sílica, zeolitas ou pirita. Pelóides e oóides mostram dissolução em diversas amostras, dando origem a poros móldicos e intrapartícula, ou a microporosidade intrapartícula.

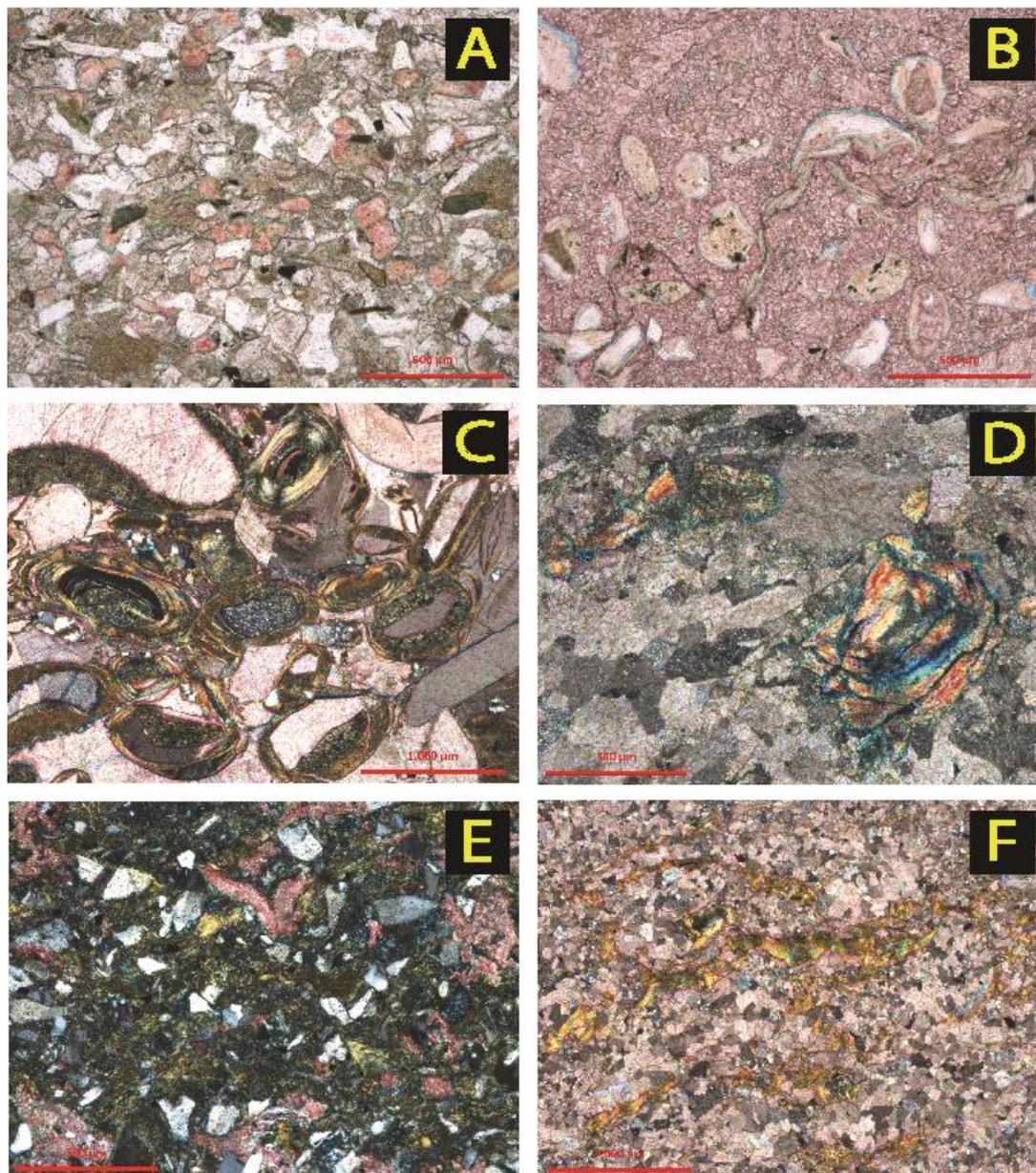


Figura 12. Fotomicrografia dos constituintes estevensíticos. A) Grãos de pelóides de estevensita com cores rosadas, acastanhadas e esverdeadas. RJS486A 2881,65. (//P). B) Detalhe dos pelóides e oóides estevensíticos. Alguns com porosidade de contração. RJS114 2717,60. (//P). C) Oóides estevensíticos com núcleos bioclásticos de ostracodes, cimentados por calcita (rosa). RJS514 4174,20. (XP). D) Oóide estevensítico parcialmente dissolvido e deformado pela compactação. RJS486A 2877,50. (XP). E) Pseudomatriz estevensítica formada por compactação de oóides e pelóides estevensíticos. RJS379D 3106,30. (XP). F) Intraclastos de laminações estevensíticas deformadas pela compactação e substituídos por calcita. RJS514 4176,45. (XP).

6.2 Tipos de rochas

Considerando-se a importância dos constituintes intrabaciais carbonáticos e estevensíticos e sua pervasiva mistura com os constituintes clásticos, decidiu-se definir dentro do projeto, um diagrama composicional CL-E-C (Clásticos-Estevensíticos-Carbonáticos; Fig. 12) afim de determinar os tipos de rochas sedimentares componentes da seção estudada. Os principais tipos litológicos definidos compreendem rochas clásticas, cujos constituintes primários correspondem a mais de 2/3 de grãos siliciclásticos e vulcanoclásticos, rochas carbonáticas, com mais de 2/3 de grãos carbonáticos, rochas estevensíticas, em mais de 95% de grãos estevensíticos, rochas carbonático-estevensíticas, compostas em mais de 2/3 de grãos carbonáticos e grãos estevensíticos, mas com menos de 95% destes, e rochas híbridas, com proporção entre 1/3 e 2/3 de grãos clásticos para o total de grãos carbonáticos e estevensíticos. Para esse trabalho, foram analisadas as rochas carbonáticas e carbonático-estevensíticas do intervalo estudado.

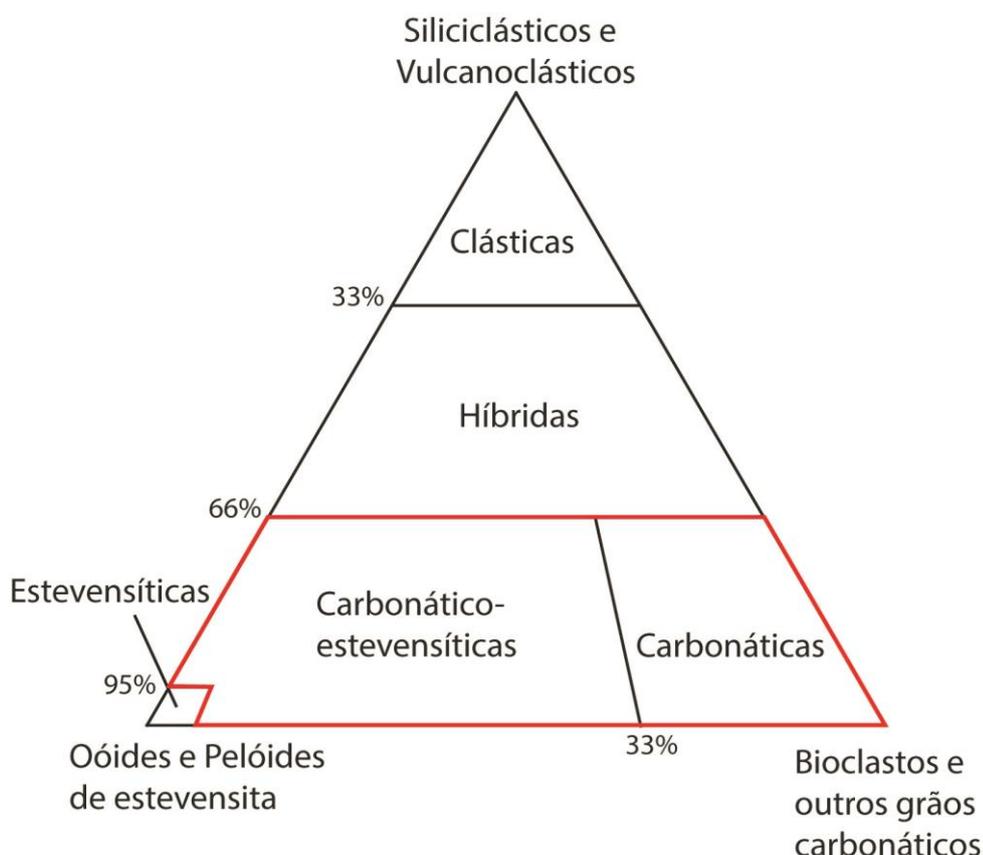


Figura 13. Diagrama composicional criado no projeto para definir os principais tipos de rochas sedimentares componentes da seção rifte estudada da Bacia de Campos. Em destaque os dois campos litológicos que foram estudados neste trabalho.

6.2.1 Rochas carbonáticas e carbonático-estevensíticas

Dentre as rochas analisadas dentro do projeto maior, as rochas carbonáticas e carbonático-estevensíticas constituem a categoria mais comum entre as amostras analisadas (Fig. 13), o que fornece uma medida da importância dos processos químicos e orgânicos de geração de sedimentos no interior da bacia rifte estudada.

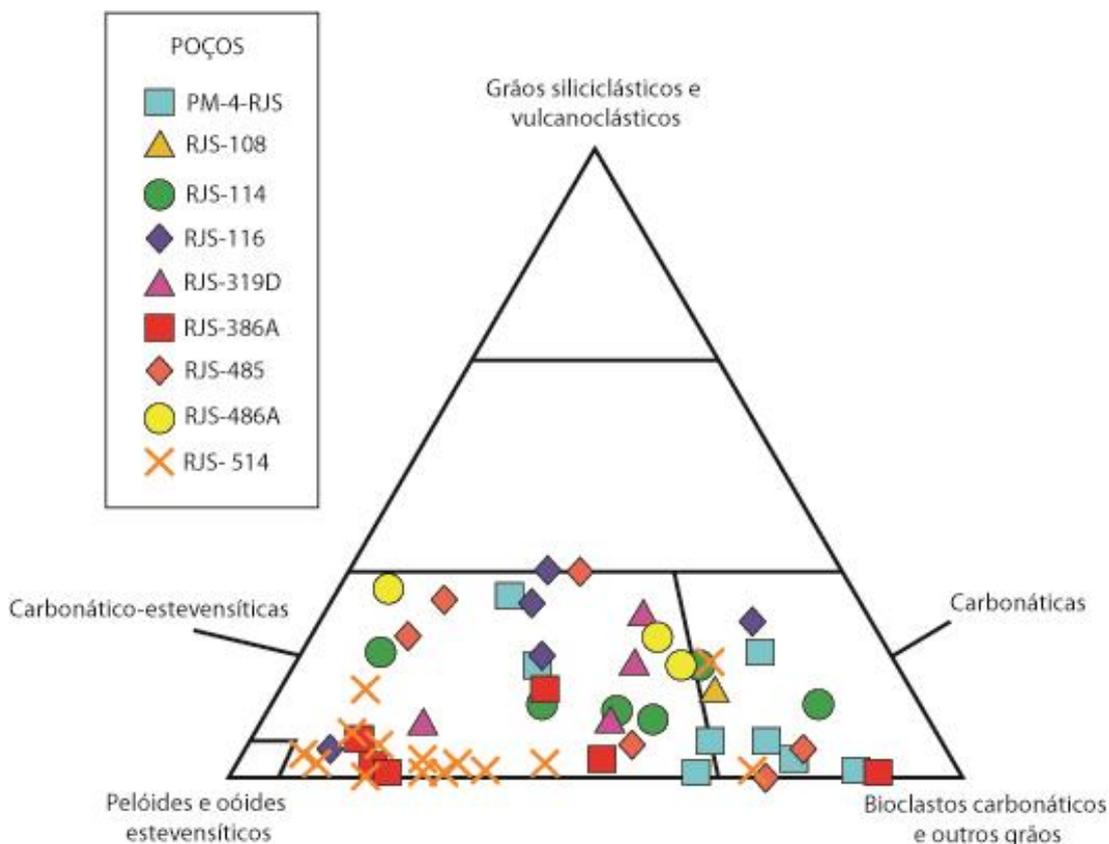


Figura 14. Diagrama composicional com as lâminas classificadas como rochas carbonáticas e carbonático-estevensíticas dos nove poços analisados.

Os tipos litológicos componentes desta categoria incluem rudstones de bioclastos de bivalves e grainstones de bioclastos de ostracodes, com ou sem pelóides e oóides de estevensita, bindstones microbiais, e espatitos, microespatitos e microdoloespatitos gerados pela intensa recristalização ou dolomitização daquelas litologias.

Os rudstones são constituídos por bioclastos de bivalves de cerca de 1 cm (Fig. 14A, B), comumente acompanhados por uma fração tamanho areia (Fig. 14C). Esta fração arenosa é frequentemente composta por pelóides e oóides de estevensita, podendo incluir bioclastos de ostracodes, grãos siliciclásticos, e

fragmentos vulcânicos. Os grainstones são essencialmente compostos por bioclastos de ostracodes (Fig. 14D), sempre acompanhados por pelóides e oóides estevensíticos, incluindo em algumas amostras grãos siliciclásticos.

Bindstones microbiais são bastante raros nos testemunhos analisados, sendo constituídos por incrustações milimétricas de textura microcristalina a criptocristalina com feições grumosas ou pseudopeloidais, sugestivas de geração por colônias de cianobactérias. Essas crostas estão comumente intercaladas com níveis de lama siliciclástica, ou de laminações estevensíticas, com os quais mostram frequentemente contatos estilólíticos (Fig. 14E). Espatitos, microespatitos e microdoloespatitos foram formados localmente, como produto da intensa recristalização das crostas microbiais ou dos grainstones (Fig. 14F).

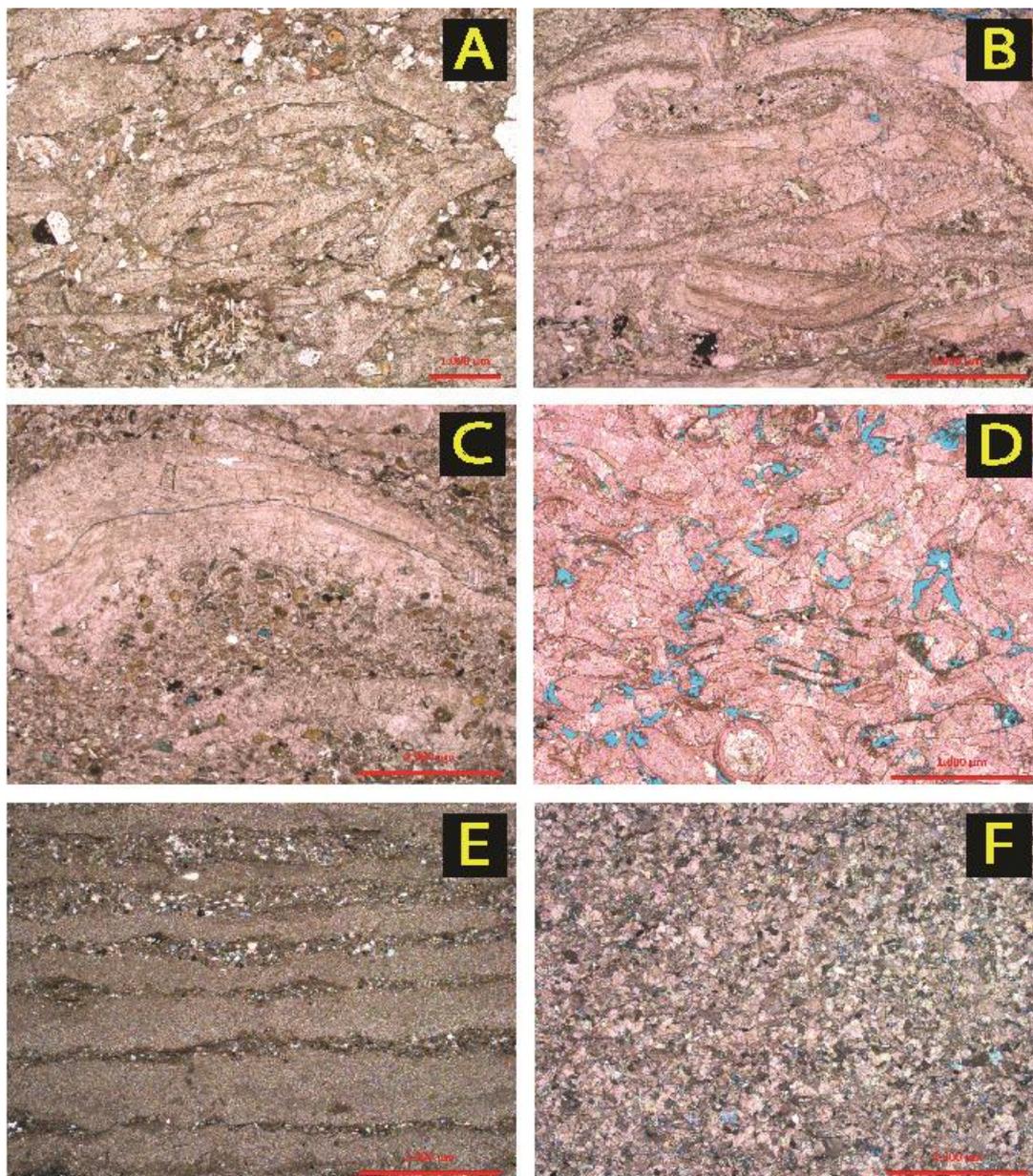


Figura 15. Fotomicrografia dos tipos de rochas (carbonáticas e carbonático-estevesíticas). A) Rudstone de bioclastos de bivalves, com alguns grãos vulcanoclásticos e siliciclásticos. RJS486A 2877,50. (//P). B) Rudstone de bioclastos de bivalves recrystalizados. RJS379D 3100,25. (//P). C) Rudstone/conglomerado carbonático-estevesítico com bioclastos de bivalves e fração arenosa predominantemente constituída por oóide/pelóides de estevensita. RJS379D 3100,25. (//P). D) Grainstone de bioclastos de ostracodes. RJS514 4153,25. (//P). E) Intercalação de laminações carbonáticas microbiais e lâminas lamosas-arenosas. RJS108 4519,80. (XP). F) Espatito gerado pela recrystalização de grainstone. RJS386A 5237,75. (XP).

6.3 Constituintes diagenéticos

Os constituintes diagenéticos ocorrentes nas rochas analisadas incluem calcita, esmectita, zeolitas, sílica, dolomita, pirita, e caulinita. A sequencia sintética dos principais processos diagenéticos ocorrentes nas rochas carbonáticas e

carbonático-estevesíticas está descritos abaixo, estando os processos/produtos mais importantes em negrito.

6.3.1 Processos, produtos e padrões diagenéticos

- 1) Cimentação por esmectita. Algumas rochas carbonático-estevesíticas exibem cutículas, franjas e agregados radiais de esmectita cimentando os espaços interpartícula antes da cimentação e substituição por calcita. (Fig. 15A).
- 2) **Dissolução de bioclastos.** Parte dos bioclastos de bivalves foi dissolvida em algumas amostras, gerando poros intrapartícula que foram, em grande parte, cimentados posteriormente (Fig. 15B).
- 3) **Cimentação por calcita e substituição de grãos estevesíticos e siliciclásticos.** Calcita blocosa ou em mosaico, comumente drusiforme (Fig. 15C), preenche a porosidade intrapartícula em bioclastos dissolvidos e ocupa os poros interpartícula (Fig. 15D). Calcita macrocristalina a microcristalina substitui oóides e pelóides estevesíticos, grãos de feldspatos e minerais pesados, e fragmentos vulcânicos.
- 4) **Recristalização de bioclastos.** Bioclastos de bivalves, e bem mais raramente de ostracodes, são recristalizados a calcita em mosaico ou blocosa, comumente com manutenção de um “fantasma” da estrutura da concha (Fig. 15E). O caráter conspícuo e pervasivo da recristalização dos bivalves sugere uma composição original aragonítica.
- 5) Cimentação por dolomita e dolomitização. Dolomita blocosa a macrocristalina substituindo bioclastos de bivalves e principalmente oóides e pelóides estevesíticos, e circundando poros interpartícula e intrapartícula (Fig. 15F).
- 6) **Cimentação por quartzo e calcedônia e silicificação.** Calcedônia ocorre como franjas que circundam, e como esferulitos que substituem bioclastos de bivalves e oóides estevesíticos (Fig. 16A). Quartzo drusiforme preenche poros intrapartícula e, localmente, intrapartícula (Fig. 16B).
- 7) Compactação mecânica. Envolvendo limitado fraturamento de bioclastos, e principalmente a deformação de grãos estevesíticos (Fig. 16C).

- 8) Compactação química. Dissolução por pressão ao longo dos contatos interpartícula e estilolitização (Fig. 16D).
- 9) **Dissolução de grãos de estevensita.** Dissolução de oóides e pelóides estevensíticos, gerando porosidade intrapartícula e móldica (Fig. 16E).
- 10) Dissolução de cimento de calcita. Dissolução localizada do cimento interpartícula de calcita (Fig. 16F).
- 11) Autigênese de caulinita. Precipitação localizada de caulinita microcristalina, particularmente substituindo grãos estevensíticos (Fig. 17A) e de muscovita.
- 12) Cimentação e substituição de grãos por barita. Substituição não-seletiva de bioclastos e outros grãos e preenchimento de poros interpartícula por barita macrocristalina (Fig. 17B).

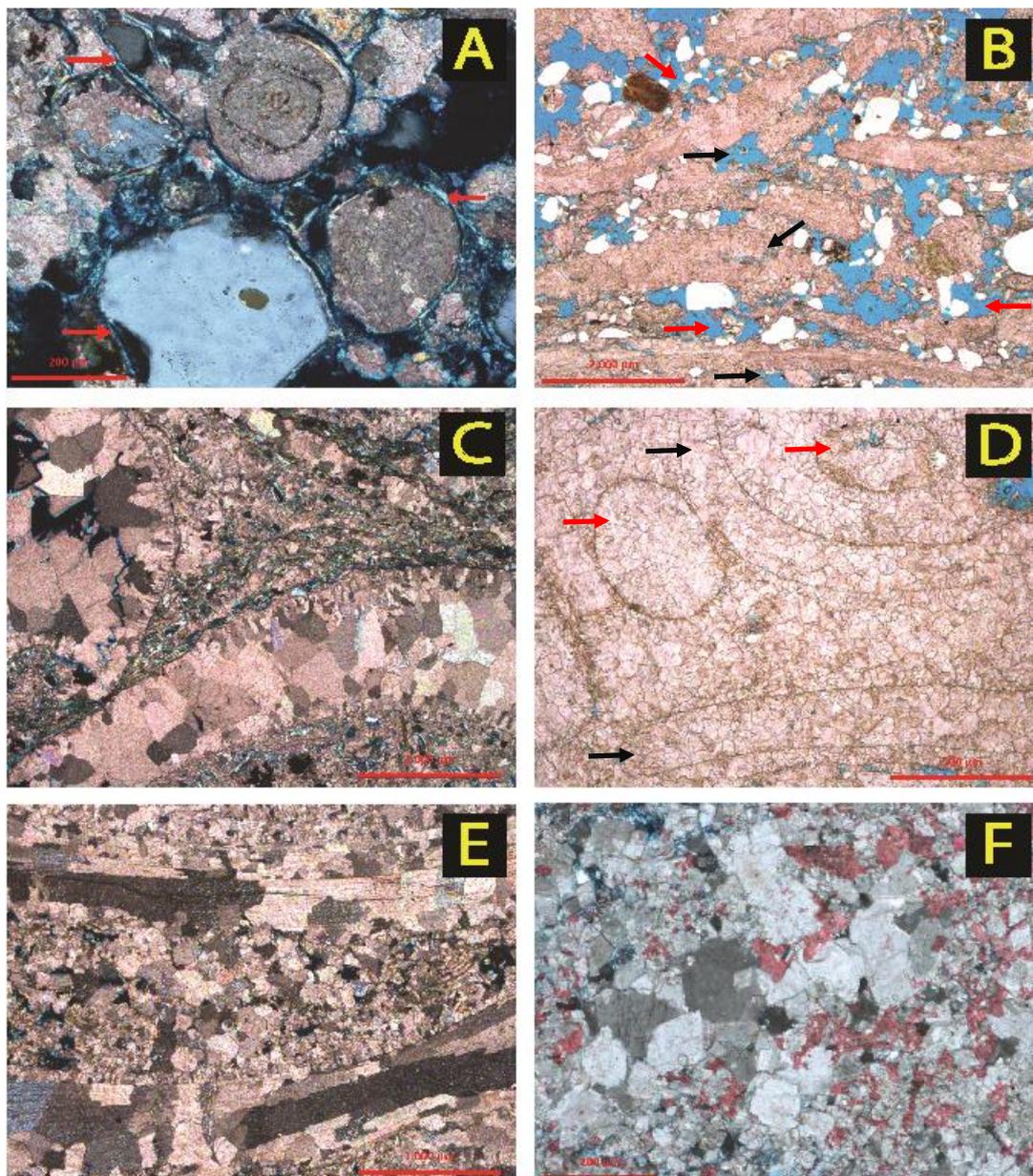


Figura 16. A) Cutículas de esmectita cimentando os espaços interpartícula. RJS486A 2873,40. (XP). B) Porosidade interpartícula (setas vermelhas) e intrapartícula (setas pretas) em bioclastos dissolvidos de bivalves, parcialmente reduzida por calcita blocosa. RJS486A 2873,40. (//P). C) Bioclastos de bivalves dissolvidos e preenchidos por cimento drusiforme de calcita. RJS114 2717,60. (XP). D) Calcita em mosaico interpartícula e intrapartícula substituindo grãos estevensíticos (setas vermelhas) e preenchendo porosidade em bioclastos dissolvidos (setas pretas). RJS514 4087,95. (//P). E) Bioclastos de bivalves recrystalizados. Pode-se observar a manutenção da estrutura original. RJS485 2816,60. (XP). F) Dolomita grossa e fina substituindo extensivamente arenito médio conglomerático carbonático-estevensítico. RJS514 4156,55. (XP).

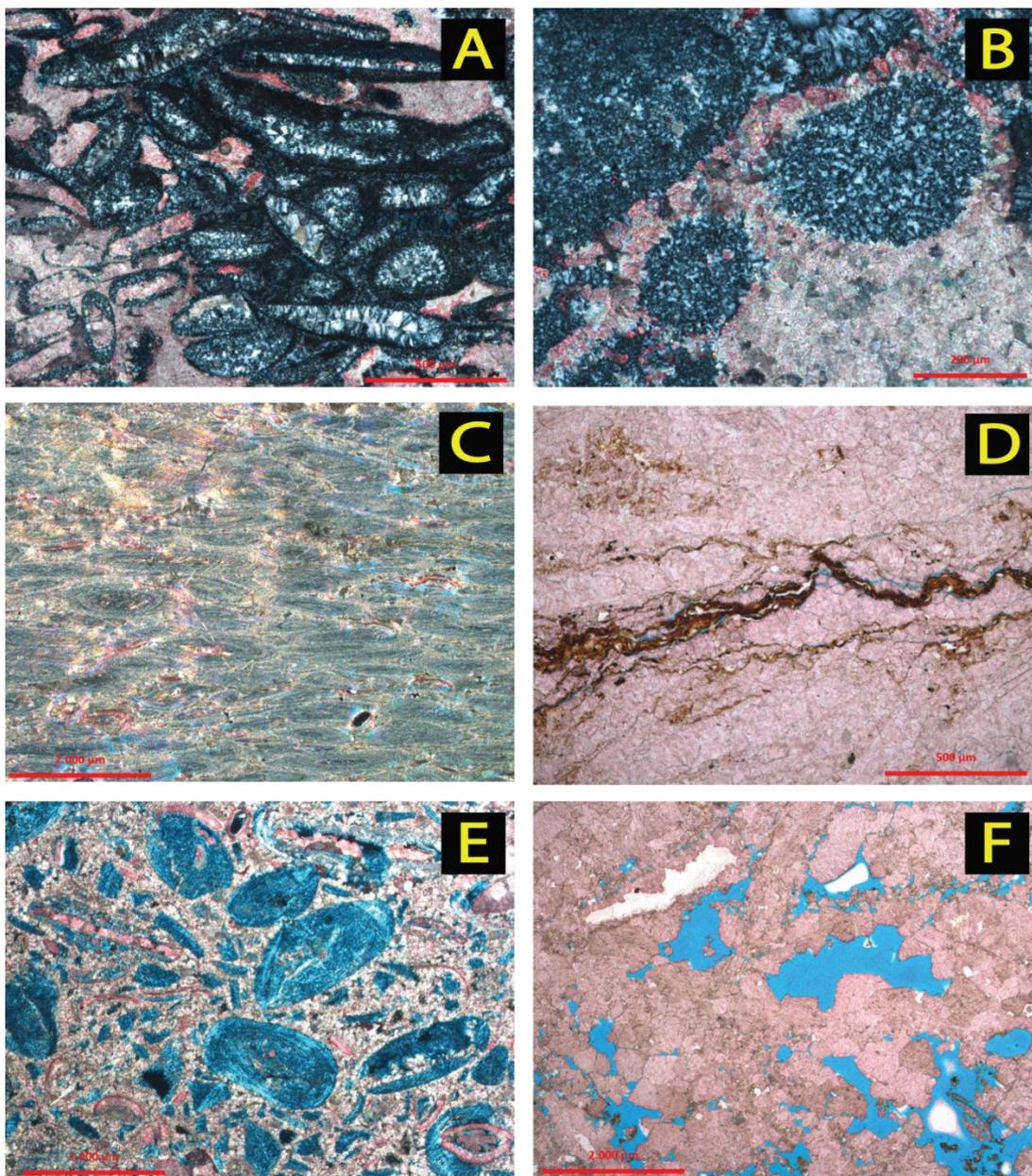


Figura 17. A) Calcedônia substituindo bioclastos de bivalves e óóides estevensíticos. RJS514 4090,75. (XP). B) Microquartzo substituindo grãos estevensíticos. RJS165 2420,15. (XP). C) Óóides deformados pela compactação mecânica. RJS514 4163,70. (//P). D) Superfícies estilolíticas em rudstone bioclástico de bivalves. RJS514 4081,60. (//P). E) Microporosidade intrapartícula gerada pela dissolução parcial de óóides estevensíticos. RJS514 4162,00. (XP). F) Dissolução de cimento de calcita. RJS485 2818,50. (//P).

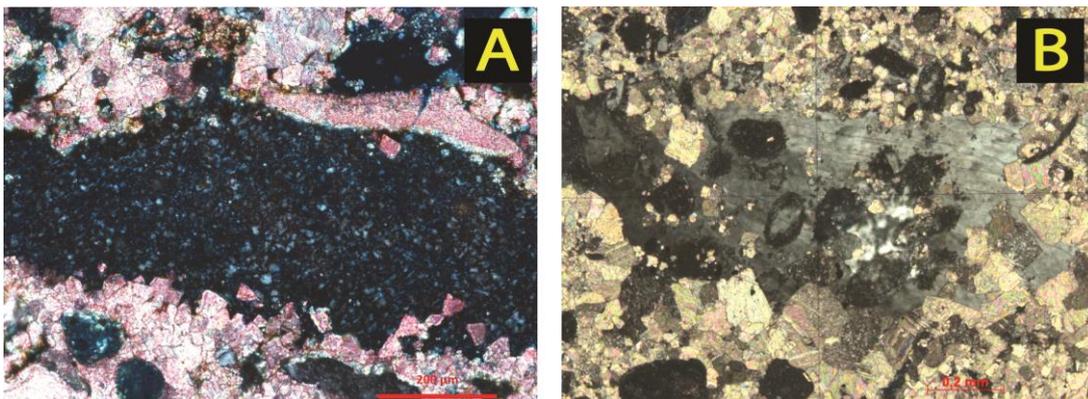


Figura 18. A) Caulinita substituindo grão estevensítico. RJS485 2831,00. (XP). B) Oóides e pelóides estevensíticos heterogeneamente substituídos por barita lamelar grossa e calcita blocosa. RJS-379 3106,55. (XP).

6.4 Porosidade

A porosidade observada nas lâminas é em grande parte interpartícula e intrapartícula (Fig. 18A), comumente reduzida intensamente pela cimentação por calcita. Os constituintes carbonáticos (principalmente os bioclastos de bivalves) e os constituintes estevensíticos (pelóides e oóides) comumente sofreram dissolução e apresentam porosidade intrapartícula e móldica (Fig. 18B, C).

Algumas rochas apresentam porosidade de fratura cortando os diversos constituintes (Fig. 18D), bem como fraturas limitadas a grãos primários (principalmente bioclastos de bivalves). Também há porosidade vugular (Fig. 18E) formada pela dissolução irregular de bioclastos e de cimento de calcita, porosidade de contração nos pelóides e oóides de estevensita (Fig. 18F) e porosidade de canal originada por dissolução ao longo dos estilólitos.

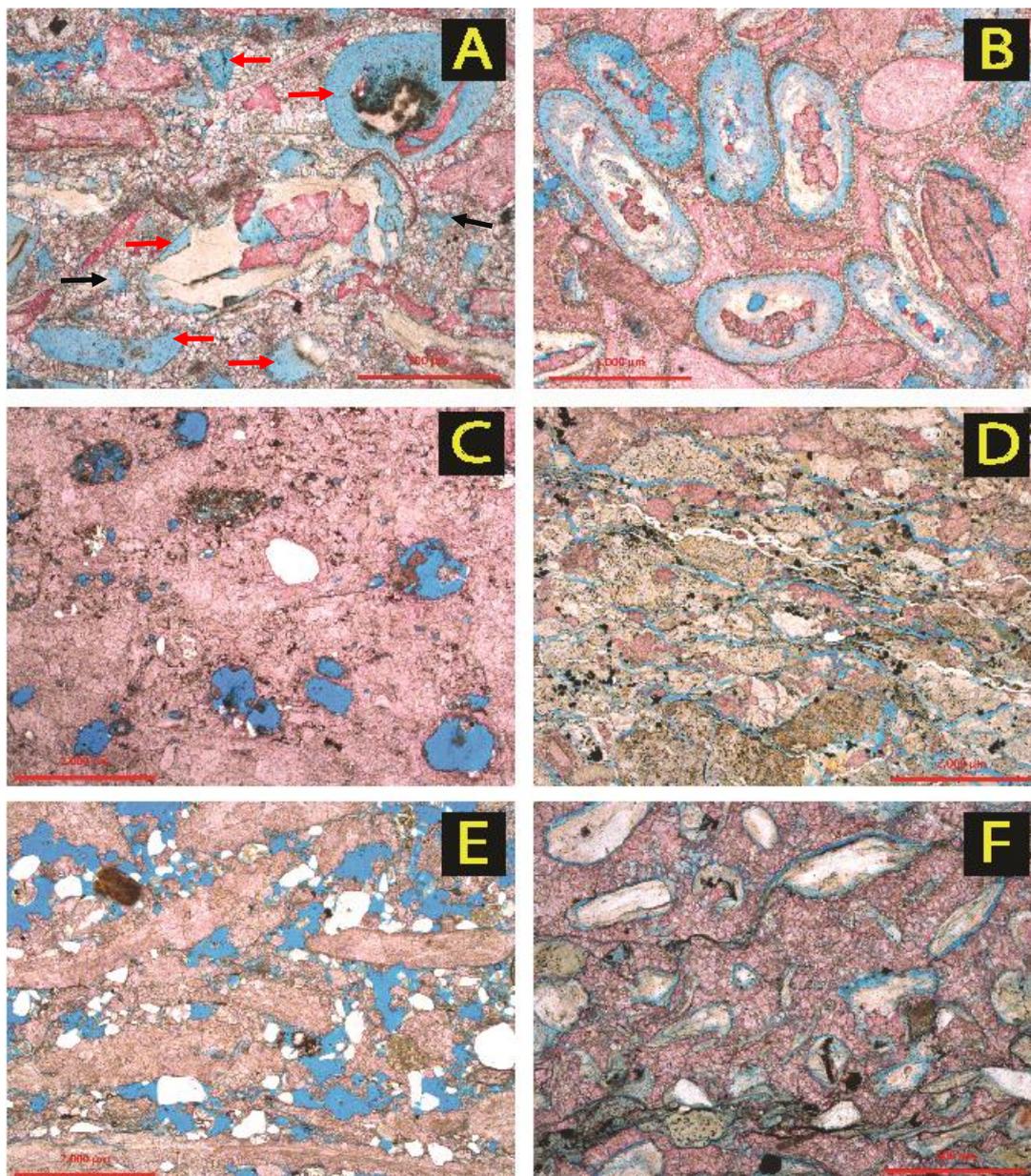


Figura 19. A) Porosidade interpartícula e intrapartícula da dissolução de bioclastos e grãos estevensíticos. RJS514 4162,00. (//P). B) Porosidade intrapartícula em oóides estevensíticos. RJS514 4168,55. (//P). C) Porosidade móldica da dissolução de grãos estevensíticos. PM04RJS 2948,00. (//P). D) Porosidade de fratura de rocha. RJS379D 3100,25. (//P). E) Porosidade vugular. RJS486A 2873,40. (//P). F) Porosidade de contração de grãos estevensíticos. RJS114 2717,60. (//P).

7. DISCUSSÃO

Dentro do projeto foram feitas discussões a cerca dos resultados obtidos com a petrográfica, estratigrafia, sedimentologia e sísmica. Os dados originados dentro do projeto junto com a bibliografia sobre a área em estudo resultaram nas interpretações apresentadas a seguir.

7.1 Paragênese

Depósitos de carbonatos lacustres com registro de processos diagenéticos análogos aos do Grupo Lagoa Feia são comuns. Diversos dos aspectos diagenéticos descritos são reconhecidos em sedimentos lacustres do Lago Tanganyika na região central da África (Cohen & Thouin, 1987), Lago Idaho nos Estados Unidos (Bohacs *et al.*, 2013), Bacia de Piceance no Colorado (Sarg *et al.*, 2013), entre outras. A dissolução de oóides e pelóides, compactação química e mecânica, cimentação por calcita e cimentação por dolomita foram descritos por Sarg *et al.* 2013 na Formação Green River, Bacia de Piceance, Colorado, por exemplo.

Mudanças químicas nas águas dos lagos são muitas vezes causadas por variações climáticas que comumente resultam em potenciais alterações diagenéticas (Wright *et al.*, 1997). O principal controlador das reações sobre os constituintes primários e sobre a forma dos cimentos precipitados é a composição das águas.

O primeiro processo diagenético atuante nas rochas analisada foi a cimentação por esmectita, que é observada pela ocorrência de cutículas, franjas e agregados radiais cimentando os espaços interpartícula. A precipitação de esmectitas está ligada comumente à ambientes de lagos rasos com configuração fechada e alta salinidade das águas (Hay & Kyser, 2001).

Após, houve a dissolução dos bioclastos por fluidos meteóricos mais diluídos, gerando porosidade intrapartícula. Boa parte dessa porosidade foi perdida pela posterior cimentação por calcita que também ocupou os poros interpartícula. O hábito blocoso a drusiforme do cimento de calcita deve ser também produto de precipitação por fluidos meteóricos relativamente pouco concentrados. A generalizada recristalização dos bioclastos sugere que sua composição original seja aragonítica, e tenham sofrido neomorfismo para calcita pelos fluidos meteóricos responsáveis pela cimentação.

A precipitação de dolomita blocosa a macrocristalina se deu pela substituição dos bioclastos de bivalves e principalmente de oóides e pelóides estevensíticos, e também como cimento circundando poros interpartícula e intrapartícula. A ocorrência de dolomita é resultado direto de precipitação inorgânica de águas com alta razão Mg/Ca em lagos com condições alcalinas (Sarg *et al.*, 2013). A precipitação de quartzo e calcedônia preenchendo os espaços interpartícula e substituindo os grãos estevensíticos e bioclásticos ocorreu devido ao enriquecimento de soluções percolantes ricas em sílica, o que é também típico de ambientes de lagos alcalinos.

Dois mecanismos de compactação são observados nas lâminas: mecânico e químico. A compactação mecânica gerou principalmente fraturamento nos bioclastos e deformação nos grãos estevensíticos. A compactação química por dissolução por pressão é particularmente evidenciada por níveis de estilolitização em algumas lâminas.

A dissolução dos grãos estevensíticos após a cimentação calcítica gerou porosidade intrapartícula e móldica. Dissolução de cimento de calcita ocorreu localmente, gerando poros interpartícula. A autigênese de caulinita ocorre localmente, substituindo principalmente os grãos estevensíticos, por conta da ação dos fluidos meteóricos. Por fim, há a cimentação e substituição de grãos por barita, resultado da dissolução de grãos de K-feldspatos.

7.2 Aspectos controladores da deposição das rochas carbonáticas e carbonático-estevensíticas

Os resultados obtidos durante o estudo no projeto indicam diversas discrepâncias com o modelo atualmente aceito para a deposição dos sedimentos da seção rifte do Grupo Lagoa Feia.

A presença abundante de constituintes primários carbonáticos e estevensíticos nas amostras analisadas indica que a sedimentação durante o estágio rifte da Bacia de Campos foi predominantemente intrabacia. Os processos químicos atuantes no lago controlaram a composição das rochas analisadas.

A precipitação do mineral de estevensita requer condições bastante específicas, quais sejam $\text{pH} > 10$ (Tetterhorst & Moore, 1978), alta atividade de SiO_2 e Mg (Chahi *et al.*, 1997; Jones, 1986) e baixo pCO_2 (Chahi *et al.*, 1999). A precipitação desse argilomineral controla a evolução do pH, alcalinidade e concentração de Ca, Mg e SiO_2 nos lagos alcalinos onde ele se forma (Darragi & Tardy, 1987), depletando fortemente a solução em Mg e elevando alcalinidade e pH.

Dias *et al.* (1988) e Rangel & Carminatti (2000) descreveram a distribuição de estevensita no Grupo Lagoa Feia como ocorrendo em um intervalo restrito. Dias denominou o intervalo como “Sequencia Talco-Estevensítica”, que seria caracterizada por uma fácies lacustre marginal composta por siltitos e arenitos de oóides e pelóides de talco e estevensita, geralmente dolomitizados e silicificados. Rangel & Carminatti (2000), trataram tal “Sequencia Talco- Estevensítica” como “Unidade B”, correspondente a uma unidade formada essencialmente por pelóides de estevensita especialmente originados em condições de precipitação química. No entanto, a ocorrência de estevensita é disseminada nas lâminas analisadas e em todos os poços da seção rifte abordados no projeto maior, não sendo, portanto, restrita a um intervalo estratigráfico definido. A presença de estevensita *in situ* em altos estruturais (e.g. poço RJS-514) se contrapõe à afirmação de Rangel & Carminatti (2000), de que a “Unidade B está ausente sobre altos estruturais proeminentes”.

Dias *et al.* (1988) citaram duas interpretações da origem da estevensita no Grupo Lagoa Feia. A primeira interpretação foi proposta por Bertani & Carozzi (1984) interpretaram a presença de estevensita como sendo produto final da alteração de materiais vulcanoclásticos para esmectitas trioctaédricas. Wright (2012) também atribui ao vulcanismo as condições para a precipitação de estevensita nos lagos rifte do Leste africano. A segunda interpretação foi proposta por Rehim *et al.* (1986) que interpretaram os oóides estevensíticos como produto da precipitação química direta das águas alcalinas do lago ricas em Si e Mg.

Nas lâminas analisadas a estevensita é precipitada comumente como oóides e pelóides, e mais raramente como laminações onduladas. Por analogia com outros argilominerais (e.g. chamosita), os oóides devem ter sido formados por

rolamento em águas rasas, gentilmente agitadas pela ação de ondas e correntes (Van Houten & Purucker, 1984; Delaloye & Odin, 1988). Os pelóides (usando glauconita e bertierina como análogos) seriam formados em ambientes de energia mais baixa que os dos oóides (Van Houten & Purucker, 1984; Delaloye & Odin, 1988). As laminações estevensíticas provavelmente foram formadas em ambientes de energia muito baixa.

Outros constituintes intrabaciais muito abundantes na seção rifte são os carbonáticos, principalmente os bioclastos de bivalves e ostracodes. Estes constituintes tanto formam rudstones e grainstones bioclásticos como aparecem misturados a constituintes intra- e extrabaciais nas mais variadas proporções, formando rochas carbonático-estevensíticas e híbridas.

Sabe-se que os bivalves modernos não são tolerantes ao alto pH (Locke, 2008). Já os ostracodes lacustres apresentam espécies fortemente adaptadas à condições extremas de alcalinidade (Forester, 1983). Ostracodes são organismos altamente tolerantes, suportando salinidades máximas de 200‰ (De Dekker, 1981). Algumas espécies (e.g. *Candona rawsoni*, *Cyclocypris ampla* & *Limmocythere staplini*) vivem em lagos com pH até 12 (Delorme, 1969).

Tendo em vista que os constituintes estevensíticos precipitam em condições de alto pH e alta alcalinidade, e que a fauna de bivalves encontrada no lago não tolera esse tipo de variação, pode-se concluir que a precipitação de estevensita e a colonização pelos bivalves eram mutuamente excludentes nos ambientes lacustres Lagoa Feia. Embora se possa observar a mistura generalizada e em diferentes proporções desses constituintes incompatíveis, eles não poderiam ter-se formado nos mesmos locais ao mesmo tempo. Em outras palavras, nos períodos e em locais em que a química dos lagos propiciava a precipitação de estevensita (pH>10, alta concentração de Mg e Si), as condições seriam inóspitas aos bivalves. Nos períodos ou locais em que a alcalinidade dos lagos era menor, os bivalves colonizariam o substrato junto com os ostracodes, mas não haveria então condições de precipitação da estevensita. É possível inclusive que o aumento da alcalinidade dos lagos (que favoreceria a precipitação de estevensita) tenha sido responsável por eventos de mortalidade em massa dos bivalves e ostracodes, disponibilizando as conchas para serem retrabalhadas e até mesmo servir de núcleo (Fig. 19) para a precipitação de oóides estevensíticos.

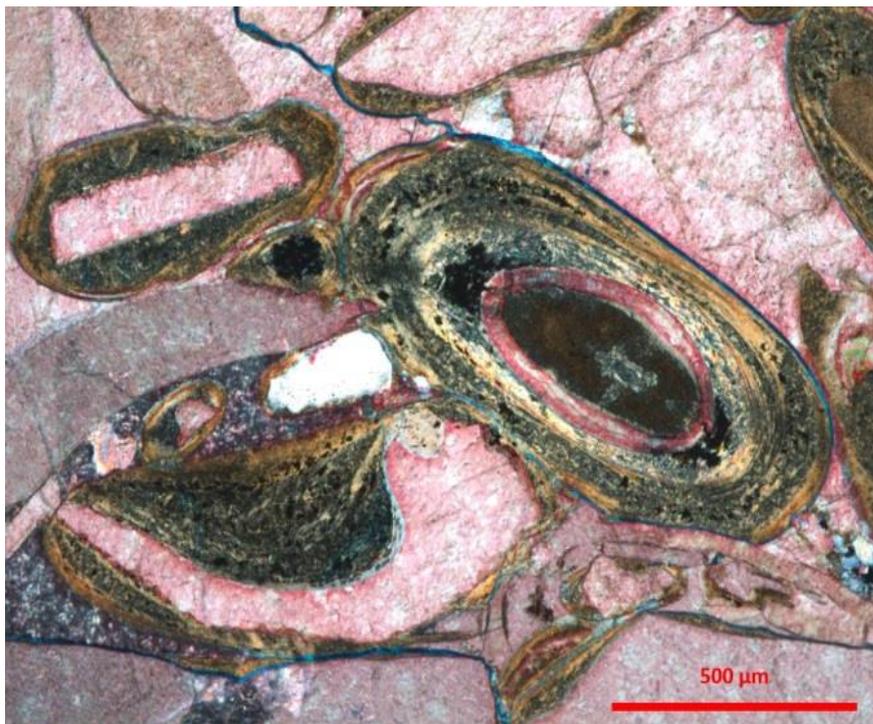


Figura 20. Bioclastos de bivalves e ostracodes servindo como núcleo de oóides estevensíticos.

7.3 Discrepâncias do modelo deposicional atual

A integração dos resultados petrográficos com os dados sísmicos, petrológicos e estratigráficos coletados ao longo do projeto, apontam diversas discrepâncias do modelo deposicional atual para os depósitos carbonáticos lacustres do Grupo Lagoa Feia, abordadas a seguir.

As rochas carbonáticas lacustres que constituem os reservatórios do Grupo Lagoa Feia são chamada de “coquinas” por Dias *et al.* (1988), Carvalho *et al.* (2000) e Abrahão & Warne (1990). Entretanto, o termo coquina, deve ser aplicado apenas a depósitos essencialmente compostos por fragmentos de conchas extensamente transportados, desgastados e quebrados mecanicamente. Como as amostras analisadas são formadas, em sua maioria, por bioclastos de bivalves bem preservados, com limitada fragmentação e abrasão, elas seriam mais corretamente denominadas como rudstones (*sensu* Embry & Klovan, 1971; Wright, 1992), e não como coquinas. Isto implica em um limitado retrabalhamento por ondas ou correntes nos ambientes lacustres rasos, ao contrário do mencionado por Bertani & Carozzi (1984; 1985), Carvalho *et al.* (2000), Dias *et al.* (1988) e Abrahão & Warne (1990).

O modelo proposto por Dias *et al.* (1988), Carvalho *et al.* (2000) e Abrahão & Warne (1990) defende que as “coquinas” teriam sido depositadas em um intervalo estratigráfico definido da sucessão. Por outro lado, Carvalho *et al.* (2000) e Abrahão & Warne (1990) afirmam que a deposição das “coquinas” teria ocorrido essencialmente em barras descontínuas, localizadas sobre altos internos aos meio-grabens rifte. O modelo deposicional defendido por esses autores não é coerente com os resultados obtidos no estudo integrado.

7.4 Novo modelo deposicional

Com base nos principais aspectos observados durante o projeto, e no exame da literatura, foi sugerido um novo modelo deposicional para os depósitos carbonáticos do Grupo Lagoa Feia.

Foi constatado através da análise sísmica (Fig. 20) feita dentro do projeto e da análise petrográfica que os rudstones se encontram nas mais diversas posições geográficas e estratigráficas ao longo da seção rifte, sendo ausente um controle na sua distribuição. Também foi observada a abundância de estevensita em toda a seção rifte e a mistura incompatível desta com os bivalves. Essa complexa relação entre os tipos de litologia encontrados, a ocorrência aleatória dos depósitos, a estruturação da bacia e as sucessões faciológicas foram os fatores determinantes na escolha do modelo deposicional de re-sedimentação em taludes carbonáticos (*carbonate slopes*) de Playton *et al.* (2010) como base para o novo modelo proposto para o Grupo Lagoa Feia.

Este modelo compreende, em síntese, depósitos primariamente derivados de plataforma rasa e de borda que são re-sedimentados em ambientes profundos a partir de zonas frontais de plataformas carbonáticas. O modelo é bastante complexo, pois compreende ampla diversidade de processos de re-sedimentação iniciados de diferentes maneiras e estrato arquitetural de difícil compreensão, o que resulta em altos graus de heterogeneidade espacial e estratigráfica (fácies com graus variados de misturas e comportamentos reológicos distintos).

Os depósitos de escorregamentos comumente eram interpretados como sendo extensões dos sistemas carbonáticos rasos. Playton *et al.* (2010) desenvolveram o modelo de *carbonate slopes* para apresentar a possibilidade de re-sedimentação de depósitos rasos em zonas profundas, com associações litofaciológicas específicas e geometrias bem determinadas.

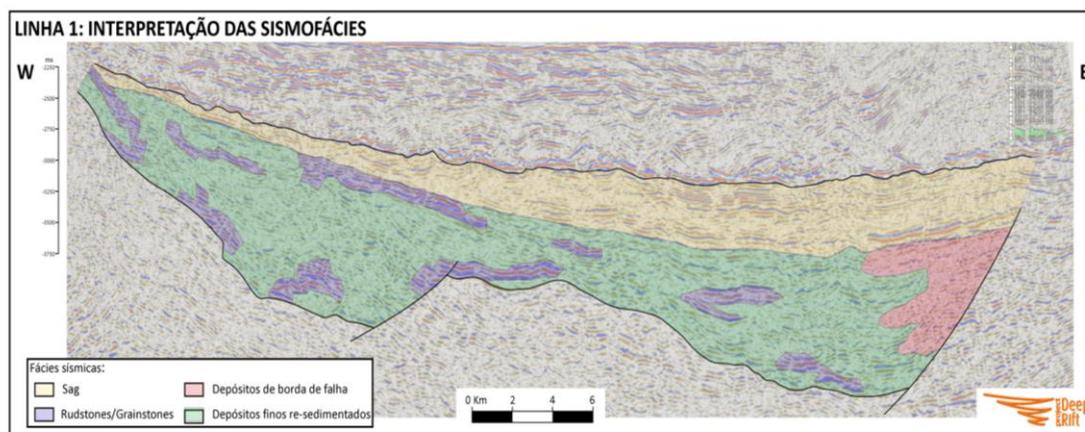


Figura 21. Interpretação sísmica realizada dentro do projeto, mostrando os rudstones (em roxo) distribuídos ao longo da seção rifte.

Sabe-se que a precipitação de oóides de estevensita indica um ambiente de água rasa, gentilmente agitada pela ação de ondas e/ou correntes, e que a colonização do substrato por bivalves também ocorre em águas rasas. Apesar de eles se encontrarem misturados nas amostras analisadas, sua ocorrência associada não é possível devido à incompatibilidade entre as condições ambientais em que eles são formados (a elevada alcalinidade da água necessária para a precipitação de estevensita acarretaria na morte dos bivalves). Estes sedimentos seriam, portanto, depositados em áreas rasas distintas do sistema lacustre da seção rifte. Estas áreas lacustres rasas corresponderiam à porção proximal (plataforma rasa) do modelo de *carbonate slopes* de Playton *et al.* (2010) (Fig. 21), produtoras de partículas primárias que posteriormente seriam re-depositadas nas regiões de talude e profundas do sistema lacustre. O processo de re-sedimentação seria controlado pela diferença de profundidade e declividade das áreas profundas em relação às rasas do lago.

Playton *et al.* (2010) apresentou alguns possíveis mecanismos desencadeadores do colapso e posterior re-sedimentação dos depósitos: 1) acresção da margem plataformal (por bioconstrução) acima do ângulo de repouso; 2) erosão mecânica durante exposição; 3) variação da pressão de poro durante eventos transgressivos ou regressivos; e 4) compactação diferencial ao longo da bacia.

Entretanto, nenhuma destas possibilidades parece explicar apropriadamente os depósitos em questão. Não foi encontrada nenhuma feição que se encaixasse em algum desses mecanismos. Nenhum testemunho descrito dentro do projeto apresentou feições diagnósticas de exposição subárea, por exemplo. Por outro

lado, sabe-se que a atividade tectônica é substancial em bacias do tipo rifte, e é manifestada por falhamentos (Fig. 21) constantemente ativos. Assim, o principal mecanismo de gatilho dos eventos de colapso e consequente re-sedimentação na bacia teria origem tectônica. Pulsos tectônicos recorrentes do rifte gerariam falhamentos, afetando assim os depósitos rasos lacustres. Os depósitos re-sedimentados teriam a composição controlada pela dinâmica do processo sedimentar e pela composição original da margem colapsada, sem nenhuma relação com o aporte sedimentar ou criação de espaço de acomodação (eventos transgressivos e regressivos).

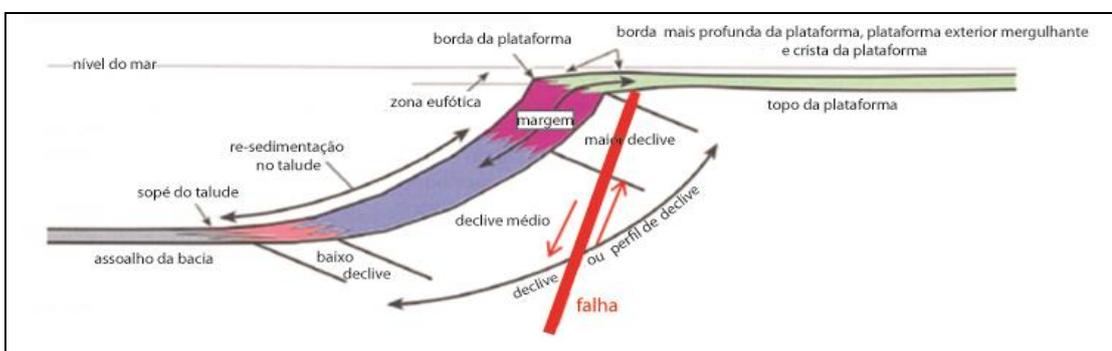


Figura 22. Modelo conceitual da margem acrescionária que se desenvolve na plataforma rasa. Depósitos gravitacionais re-sedimentados da região de talude e fundo da bacia. Modificado de Playton *et al.* (2010).

Baseado na granulometria dominante, Playton *et al.* (2010), separou os depósitos re-sedimentados em três tipos:

- 1) Depósitos de detritos (*debris*): depósitos gerados por colapso gravitacional, maciços e compostos por megabrechas com clastos de tamanho bloco a matacão.
- 2) Depósitos dominados por grãos: depósitos de fluxos concentrados e hiperconcentrados com interação grão a grão e flutuação de grãos, compostos predominantemente por sedimentos arenosos a cascalhosos, com seleção variável, predominantemente maciços.
- 3) Depósitos dominados por lama: depósitos relacionados a suspensão ou fluxos turbidíticos, compostos predominantemente por granulometria silte e argila, comumente bioturbados e com laminações paralelas.

O tipo de depósito relacionado ao estudo desenvolvido seria o de um sistema de fluxos gravitacionais dominados por grãos, representados pelos bioclastos nos rudstones e grainstones.

7.5 Implicações para a qualidade dos reservatórios

Sabe-se que as “coquinas” de bivalves constituem o principal reservatório da Formação Lagoa Feia. Segundo trabalhos publicados, como Castro (2006), o desenvolvimento da porosidade dos reservatórios estaria relacionado a um controle estrutural (falhas sin-sedimentares), a um controle estratigráfico, mas, principalmente a um controle diagenético.

Castro (2006) interpreta que a penetração de água meteórica no reservatório se daria através de falhas, propiciando a dissolução carbonática, criando então porosidade secundária, que seria vital para a qualidade dos reservatórios de coquinas. Ele afirma também que os padrões de permoporosidade são bastante variáveis em seus valores absolutos e mostram boa correlação e baixa dispersão entre porosidade e permeabilidade.

Bertani & Carozzi (1985), descrevem a diagênese e a evolução da porosidade para sequencias de microfácies com características distintas, relacionada à química da água dos poros e à composição mineralógica. Para estes autores, a diagênese teria afetado intensamente a sequencia com predomínio de bivalves, destruindo a porosidade primária por processos de compactação e neomorfismo. A cimentação agiu obliterando parcial ou completamente o espaço interpartícula, e a porosidade intrapartícula e móldica teria sido muitas vezes cimentada também. Segundo aqueles autores, as condições ideais para geração e preservação de rochas reservatórios consistiria na grande exposição dos sedimentos por rebaixamento do nível do lago, seguido de uma rápida expansão e preenchimento por sedimentos, o que favoreceria a geração de porosidade secundária.

Carvalho *et al.* (2000) cita que a porosidade nos reservatório do Lagoa Feia é de origem secundária, com os tipos vugular e intergranular compreendendo a grande parcela da porosidade e subordinadamente a ocorrência de porosidade móldica e intercrystalina.

Através dos aspectos observados na análise petrográfica, pode-se concluir que os principais reservatórios da seção são rudstones com porosidade interpartícula e intrapartícula (Fig. 22A, B). Os melhores reservatórios correspondem àqueles rudstones com menos cimentação interpartícula, que são os que possuem menos fração arenosa interpartícula, que serve de núcleos para a cimentação. Os rudstones com menos fração arenosa correspondem aos que

sofreram limitada mistura com sedimentos estevensíticos ou clásticos, o que ocorreu aparentemente através de redeposição gravitacional dos depósitos de águas rasas. Portanto, os rudstones *in situ* seriam considerados melhores reservatórios, por ter sua porosidade interpartícula parcialmente preservada.

Outros reservatórios potenciais na seção rifte seriam constituídos por arenitos e conglomerados carbonático-estevensíticos com porosidade móldica e intrapartícula da dissolução de estevensita. Os arenitos e conglomerados carbonático-estevensíticos com porosidade móldica e intrapartícula da dissolução de estevensita mostram um sistema poroso pouco efetivo, devido à limitada conexão desses poros secundários (Fig. 22C, D), mas podem constituir reservatórios onde a porosidade de dissolução do cimento calcítico vem se somar à porosidade da dissolução dos grãos estevensíticos.

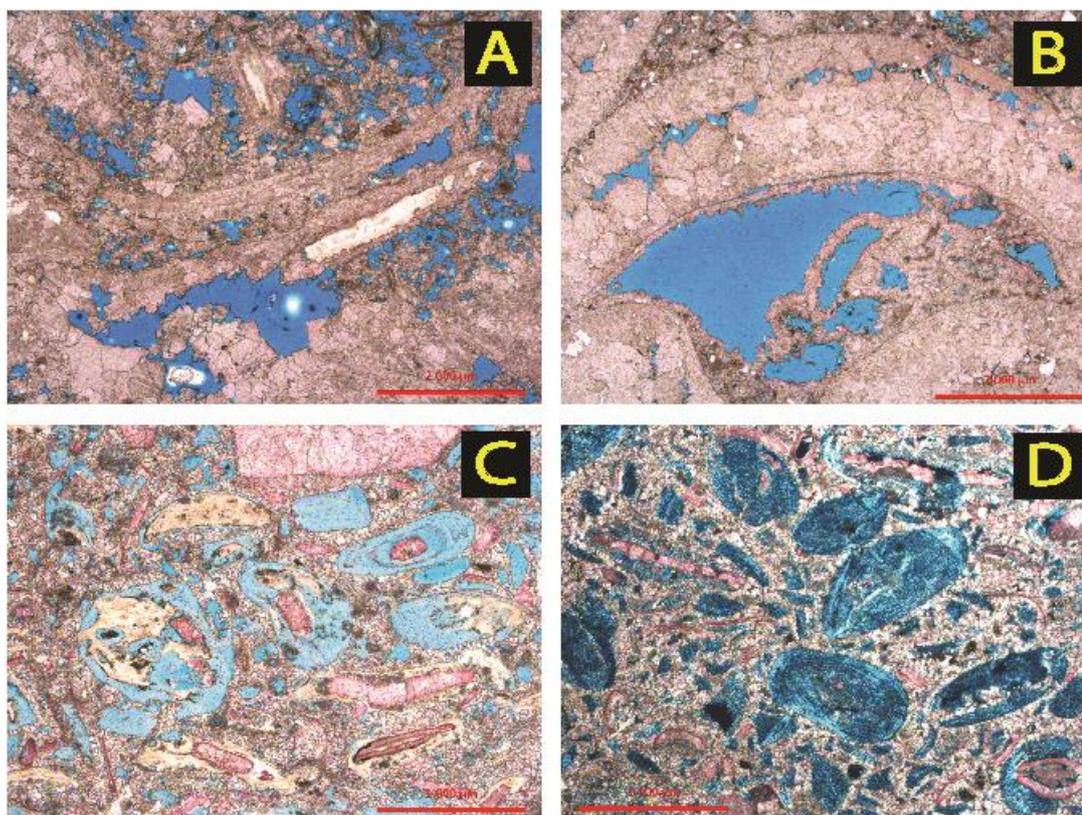


Figura 23. A) Porosidade interpartícula e intrapartícula em rudstone de bioclastos recristalizados de bivalves. Cimento de calcita blocosa. RJS485 2816,60. (//P). B) Detalhe da porosidade interpartícula e intrapartícula em rudstone de bioclastos recristalizados de bivalves. RJS514 4168,55. (//P). C) Dissolução de oóides estevensíticos gerando poros intrapartícula. RJS514 4162,00. (//P). D) Poros móldicos derivados da dissolução de grãos estevensíticos. RJS514 4162,00. (XP).

8. CONCLUSÕES

A integração dos aspectos petrográficos observados neste estudo com os dados estratigráficos, sedimentológicos e petrológicos obtidos dentro do projeto e o exame da bibliografia disponível sobre as rochas lacustres do Grupo Lagoa Feia da seção rifte da Bacia de Campos e sobre ocorrência análogas permitiu o desenvolvimento das seguintes conclusões:

- 1) As rochas analisadas são compostas por sedimentos extrabaciais (grãos siliciclásticos, vulcanoclásticos e lama siliciclástica) e principalmente intrabaciais, com forte presença de constituintes carbonáticos e estevensíticos;
- 2) As principais rochas carbonáticas correspondem a rudstones de bioclastos de bivalves e grainstones de bioclastos de ostracodes. Menos comumente ocorrem bindstones microbiais e espatitos, microespatitos e microdoloespatitos (originados da recristalização ou dolomitização de grainstones);
- 3) Os bioclastos de bivalves encontram-se comumente preservados, com limitada fragmentação e abrasão, o que classifica as rochas por eles compostas como rudstones, e não como “coquinas”;
- 4) Os rudstones se encontram nas mais diversas posições geográficas e estratigráficas ao longo da seção rifte, sem controle evidente sobre sua distribuição;
- 5) O vulcanismo na base da sucessão teria colaborado com o aumento do pH e Mg nas águas e a consequente precipitação de estevensita;
- 6) A estevensita ocorre em toda a seção rifte, inclusive misturada com os bioclastos de bivalves. Como a sua formação simultânea não é possível devido à incompatibilidade entre suas condições ambientais genéticas (a elevada alcalinidade da água necessária para a precipitação de

estevensíta acarretaria na morte dos bivalves), os depósitos estudados seriam formados por processos de re-sedimentação;

- 7) O modelo mais adequado para compreender os carbonatos lacustres analisados seria adaptado daquele de margem acrescionária de Playton *et al.* 2010, com o tectonismo como principal mecanismo de gatilho dos eventos de colapso e consequente re-sedimentação na bacia;
- 8) A sequência paragenética para as rochas carbonáticas analisadas é: (1) cimentação por esmectita, (2) **dissolução de bioclastos**, (3) **cimentação e substituição de grãos estevensíticos e siliciclásticos por calcita**, (4) **recristalização de bioclastos**, (5) cimentação por dolomita e dolomitização, (6) **cimentação por quartzo e calcedônia e silicificação**, (7) compactação mecânica, (8) compactação química, (9) **dissolução de grãos de estevensita**, (10) dissolução de cimento de calcita, (11) autigênese de caulinita, e (12) cimentação e substituição de grãos por barita, estando as mais importantes em negrito;
- 9) Os principais reservatórios da seção são rudstones com porosidade interpartícula e intrapartícula. Os melhores reservatórios corresponderiam aos *rudstones* depositados *in situ*, ou seja, que não sofreram retrabalhamento e a consequente mistura com os sedimentos estevensíticos.
- 10) Sugere-se que mais estudos sobre as rochas lacustres do Grupo Lagoa Feia da seção rifte da Bacia de Campos sejam realizados, uma vez que estudos petrográficos são escassos e que essa área apresenta grande complexidade deposicional.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abrahão, D. & Warme, J.E. 1990. Lacustrine and Associated Deposits in a Rifted Continental Margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Offshore, Brasil. *In: Katz, B.J. (Ed.) Lacustrine basin exploration, case studies and modern analogs*. AAPG, Memoir 50, p. 287-305.

Armenteros, I. 2010. Carbonates in Continental Settings – Facies Environments and Processes. *In: Alonzo-Zarza, A.M. & Tanner, L.H. (Eds.). Diagenesis of Carbonates in Continental Settings*. Elsevier 61, p. 1-101.

Baumgarten, C.S., Dultra, A.J.C., Scuta, M.S., Figueiredo, M.V.L. & Sequeira, M.F.P. 1988. Coquinas da Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos: Evolução da Geologia de Desenvolvimento. *Boletim de Geociências PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 2(1): 27-36.

Bertani, R.T. & Carozzi, A.V. 1985. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, Offshore Brazil: Rift Valley Stage Lacustrine Carbonate Reservoirs – II. *Journal of Petroleum Geology*, 8(2):199-220.

Bertani, R.T. & Carozzi, A.V. 1984. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, Offshore Brazil: Rift Valley Stage Lacustrine Carbonate Reservoirs – I. *Journal of Petroleum Geology*, 8(1):37-58.

Bohacs, K. M., Lamb-Wozniak, K., Demko, T. M., Eelson, J., McLaughlin, O., Lash, C., Cleveland, D. M. & Kaczmarek, S. 2013. Vertical and lateral distribution of lacustrine carbonate lithofacies at the parasequence scale in the Miocene Hot Spring limestone, Idaho: An analog addressing reservoir presence and quality. *AAPG Bulletin*, 97(11): 1967–1995, doi:10.1306/07081312192.

Bradley, W. H. & Fahey, J. J. 1962. Occurrence of stevensite in the Green River Formation of Wyoming. *American Mineralogist*, 47: 996-998.

Burne, L.V. & Moore, L.S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities: *Palaios*, 2(3): 241-254.

Carvalho, M.D., Praça, U.M., Silva-Telles, A.C., Jahnert, R.J. & Dias, J.L. 2000. Bioclastic Carbonate Lacustrine Facies Models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. *In: Gierlowski-Kordesch, E.H. & Kelts, K.R. (Eds.). Lake Basins through space and time*, AAPG Studies in Geology 46, p. 245-256.

Castro, J. C. 2006. Evolução dos conhecimentos sobre as coquinas-reservatório da Formação Lagoa Feia no trend Badejo-Linguado-Pampo, Bacia de Campos. São Paulo, UNESP, *Geociências*, 25(2): 175-186.

Chahi, A., Durringer, P., Ais, M., Bouabdelli, M., Gauthier, L.F. & Fritz, B. 1999. Diagenetic transformation of dolomite into stevensite in lacustrine sediments from Jbel Rhassoul, Morocco. *Journal of Sedimentary Research*, 69(5): 1123-1135.

Chahi, A., Fritz, B., Duplay, J., Weber, F. & Lucas, J. 1997. Textural transition and genetic relationship between precursor stevensite and sepiolite in lacustrine sediments. *Clays and Clay Minerals*, Jbel Rhassoul, Morocco, 45(3): 378-389.

Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54(2):207-250.

Coehn, A. S. & Thouin, C. 1987. Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology*, 15(5): 414-418.

Darragi, F. & Tardy, Y. 1987. Authigenic trioctahedral smectites controlling pH, alkalinity, silica and magnesium concentrations in alkaline lakes. *Chemical Geology*, 63: 59-72.

Delaloye, M.F. & Odin, G.S. 1988. Chamosite, the green marine clay from Chamoson: a study of Swiss oolitic ironstone. In: Odin, G.S. (Ed.). *Green Marine Clays, Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, p. 7-52.

Delorme, L.D. 1969. Ostracodes as Quaternary paleoecological indicators. Canadian, *Journal of Earth Sciences*, 6: 1471-1476.

De Ros, L. F., Goldberg, K., Abel, M., Victorinetti, F., Mastella, L. & Castro, E. 2007. Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE® System. In: AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA. 2007 AAPG Annual Convention and Exhibition Abstracts, 2007.

Dias, J.L., Oliveira, J.Q. & Vieira, J.C. 1988. Sedimentological and Stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 252-260.

Dunhan, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.). *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1. pp. 108-121.

Embry, A. F., and J. E. Klován, 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781.

Folk, R. L. 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L. C., & Murray, R. C., (Eds.): *Dolomitization and limestone diagenesis*, Soc. Econ. Paleon. Mineral. Special Publications 13, p. 13-48.

Forester, R.M. 1983. Relationship of two lacustrine ostracode species to solute composition and salinity: Implications for paleohydrochemistry. *GEOLOGY*, 11: 435-438

Gierlowski-Kordesch, E.H. 2010. Carbonates in Continental Settings – Facies Environments and Processes. In: Alonzo-Zarza, A.M. & Tanner, L.H. (Eds.). *Lacustrine Carbonates*. Elsevier 61, p. 1-101.

Guardado, L.R., L.A.P. Gamboa and C.F. Luchesi, 1989. Petroleum Geology of the Campos Basin, a Model for a Producing Atlantic-Type Basin, In: Edwards, J.D. &

Santogrossi, P.A. (Eds.), *Divergent/Passive Margin Basins*: AAPG Memoir 48, p.3-79.

Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandão, J.S.L. & Melo, M.R. 2000. Petroleum System of the Campos Basin. *In*: Mello, M.R. & Katz, B. (Eds.). *Petroleum System of South Atlantic Margins*, AAPG Memoir 73, p. 317-324.

Harris, P.M., Ellis, J. & Purkis, S.J. 2013. Assessing the extent of carbonate deposition in early rift settings. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 97(1): 27-60.

Harris, N.B., Sorriaux, P. & Toomey, D.F. 1994. Geology of the Lower Cretaceous Viado Carbonate, Congo Basin: a lacustrine carbonate in the South Atlantic Rift. *In*: Anthony, J., Lomando, B., Schreiber, C. & Harris, P.M. (Eds.). *Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems*, v. 19, p.143-172.

Hay, R.L. & Kyser, T.K. 2001. Chemical sedimentology and paleoenvironmental history of Lake Olduvai, a Pliocene lake in northern Tanzania. *GSA Bulletin*, 2001. 113(12): 1505–1521.

Horschutz, P.M.C. & Scuta, M.C. 1992. Fácies-perfis e mapeamento de qualidade de reservatório de coquinas da Formação Lagoa Feia do Campo de Pampo. *Boletim de Geociências*. Petrobrás, Rio de Janeiro, 6(1/2): 45-58.

Hover, V.C. & Ashley, G.M. 2003. Geochemical signatures of paleodepositional and diagenetic environments; a STEM/ AEM study of authigenic clay minerals from an arid rift basin, Olduvai Gorge, Tanzania. *Clays and Clay Minerals*. 51(3): 231-251.

Jones, B.F. 1986. Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. *U. S. Geological Survey Bulletin* 1578: 291-300.

Locke, A. 2008. Tabulated observations of the pH tolerance of marine and estuarine biota. *Can. Manuscr. Rep. Fish. Aquat. Sci.* no. 2857: 28+iv pp

Platt, N.H. & Wright, V.P. 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. *In*: Anadon, P., Cabrera, L. & Kelts, K. (Eds.). *Lacustrine Facies Analysis*. International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific. *Oxford, Special Publications*, 13: 57– 74.

Playton, T.E., Jason, X. & KERANS, C., 2010. Carbonate Slopes. *In*: Noel, P.J. & Robert, W.D. (Eds.) *Facies Models 4*. St. John's: GAC – Geological Association of Canada, 2010. v. 4, cap. 18, p. 449-476.

Rangel, H.D. & Carminatti, M. 2000. Rift lake stratigraphy of the Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Brazil. *In*: Gierlowski-Kordesch, E.H. & Kelts, K.R. (Eds.) *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology* 46, p. 225-244.

Riding, R. 2000. *Microbial carbonates: a geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms*. *Sedimentology*, 47(1): 174-214.

Rehim, H.A.A.A., Pimentel, A. M., Carvalho, M.D. & Monteiro, M. 1986. Talco e estevensita na Formação Lagoa Feia da bacia de Campos - possíveis implicações no ambiente deposicional. *In*: ANAIS XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1986, Goiânia. Anais XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, SBG, v. 1, p. 416-422.

Sarg, J.F., Tanavsuu-Milkeviciene, K. & Humphrey, J.D. 2013. Lithofacies, stable isotopic composition, and stratigraphic evolution of microbial and associated

carbonates, Green River Formation (Eocene), Piceance Basin, Colorado. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 97(11): 1937-1966.

Scholle, P. A., Ulmer-Scholle, D.S, 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks. *AAPG Memoir 77*. 474 p

Terra, G.J.S., Spadini, A.R., França, A.B., Sombra, C.L., Zambonato, E.E., Juschaks, L.C.S., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Franco, M.P., Matsuda, N.S., Silva, N.G.C., Junior, P.A.M., D'Ávila, R.S.F., Souza, R.S., Tonietto, S.N., Anjos, S.M.C., Campinho, V.S. & Winter, W.R. 2010. Classificação das rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim Geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro, 18(1): 9-29.

Tettenhorst, R. & Moore, JR.,G. 1978. Stevensite oolites from the Green River Formation of central Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48(2): 587-594.

Tucker, M.E. 1988. Techniques in Sedimentology. *Blackwell Sci. Publ*, Oxford. 391 p.

Van Houten, F.B. & Purucker, M.E. 1984. Glauconitic peloids and chamositic ooids Favorable factors, constraints, and problems. *Earth-Science Reviews*, 20: 211-243.

Winter, W.R., Jahnert, R.J. & França, A.B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências*. Petrobras, Rio de Janeiro,15(2): 511-529.

Wright, V.P. 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76: 177-185.

Wright, V.P., Alonzo-Zarza, A.M., Sanz, M.E. & Calvo, J.P. 1997. Diagenesis of late Miocene micritic lacustrine carbonate, Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, v. 114, p. 81–95, doi:10.1016/S0037-0738(97)00059-6.

Wright, V. P. 2012. Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 370, doi 10.1144/SP 370.2.

10. ANEXOS (CD)

- 1) Descrições petrográficas de cada lâmina em formato PDF.
- 2) Fotos de micrografia ótica dos principais aspectos texturais, composicionais primários e diagenéticos e de porosidade de cada lâmina.
- 3) Tabela de quantificação das lâminas.