

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**CONTROLES DEPOSICIONAIS E DIAGENÉTICOS SOBRE A
POROSIDADE DOS RESERVATÓRIOS LÍTICOS DO PRÉ-SAL DA
BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, NORDESTE DO BRASIL**

SABRINA DANNI ALTENHOFEN

ORIENTADOR: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

Porto Alegre – 2017

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**CONTROLES DEPOSICIONAIS E DIAGENÉTICOS SOBRE A
POROSIDADE DOS RESERVATÓRIOS LÍTICOS DO PRÉ-SAL DA
BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, NORDESTE DO BRASIL**

SABRINA DANNI ALTENHOFEN

ORIENTADOR: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

BANCA EXAMINADORA:

Profa. Dra. Karin Goldberg (UFRGS)

Prof. Dr. João Marcelo Medina Ketzer (PUC/RS)

Profa. Dra. Valéria Centurión Córdoba (UFRN)

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Altenhofen, Sabrina Danni

Controles deposicionais e diagenéticos sobre a porosidade dos reservatórios líticos do pré-sal da Bacia de Sergipe-Alagoas, nordeste do Brasil. / Sabrina Danni Altenhofen. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2017.

[99 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2017.

Orientador(es): Luiz Fernando De Ros

1. Bacia Sergipe-Alagoas 2. Diagênese 3. Reservatórios 4. Fácies deposicionais I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

Agradecimentos

Ao Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela infraestrutura e ensino de qualidade oferecidos.

Ao meu orientador Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros, pelos conhecimentos passados desde a graduação até aqui. És um grande exemplo de professor e pesquisador dentro desta universidade.

Ao meu colega e Geól. Argos, pela amizade, paciência e ajuda, essenciais durante esses anos de estudo deste trabalho.

À Petrobras pelo fornecimento do material para a realização desta pesquisa.

À todos os amigos da Estratigrafia que fizeram dos intervalos do café, muito mais divertidos. Em especial ao Carlos, Daiane, Rosa, Helga, Rodrigo, Patricia, Adriano, Ezequiel e Tatiana.

Ao Geól. Eduardo Espindola pelo companheirismo e carinho, e por sempre me apoiar e me incentivar a ir mais além.

À minha família por toda a educação e apoio. Vocês me deram a base necessária para chegar até aqui.

Ao Geól. Garibaldi Armelenti por transmitir ao longo desses anos, um pouco da sua experiência em petrografia sedimentar.

À todas as minhas amigas pelas boas risadas, principalmente Ana, Renata e Flávia, pela amizade incondicional.

Aos meus amigos Geól. Eliege e Geól. Gustavo, amigos verdadeiras que a geologia proporcionou.

*À minha querida vó Angélica,
cujos ensinamentos
levarei para a vida toda.*

Resumo

A cimentação por dolomita e a compactação mecânica são os principais parâmetros que controlam a porosidade e a permeabilidade dos arenitos e conglomerados líticos que constituem os complexos reservatórios do Membro Carmópolis, Formação Muribeca (Aptiano) da Bacia de Sergipe-Alagoas, NE Brasil. Os padrões e distribuição dos processos diagenéticos foram analisados em 135 lâminas delgadas em relação às fácies deposicionais e ao arcabouço estratigráfico. Integrar os padrões diagenéticos aos principais aspectos deposicionais é de grande importância para a compreensão da distribuição da qualidade e heterogeneidade nestes incomuns, mas importantes reservatórios. A sucessão foi depositada em uma complexa intercalação de ambientes de leques deltaicos, leques aluviais, deltas entrelaçados e lagos. Os principais processos diagenéticos afetaram as amostras analisadas antes da compactação, devido a fluídos termobáricos ascendentes. Vinte petrofácies de reservatório foram definidas de acordo com os principais aspectos de textura e composição primárias, e os principais processos diagenéticos que afetaram a porosidade, e agrupados em associações de petrofácies de boa, média e baixa qualidade. A distribuição das petrofácies e associações de petrofácies nas associações de fácies deposicionais de leques aluviais, planície aluvial e de ambiente lacustre nem sempre é sistematicamente correlacionável entre os poços analisados. Na associação de fácies de leque aluvial, as associações de petrofácies de boa qualidade e de baixa qualidade ocorrem em proporções semelhantes. Nas fácies deposicionais de planície aluvial, existe uma predominância da associação de petrofácies de baixa qualidade. A associação de fácies lacustre mostra uma distribuição altamente variável das petrofácies de reservatório nos poços analisados, com quantidade variável de cimento carbonático. Esses resultados revelam uma evolução diagenética heterogênea que se superpôs à complexa faciologia deposicional e estratigrafia desses reservatórios.

Abstract

Dolomite cementation and mechanical compaction are the main parameters controlling porosity and permeability in the complex lithic reservoir sandstones and conglomerates of the Carmópolis Member from the Muribeca Formation (Aptian) of Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. The patterns and distribution of the diagenetic processes were analyzed in 135 thin sections in relation to the depositional facies and the sequence-stratigraphic framework. Linking the main diagenetic patterns to the major depositional aspects is of great importance for understanding the distribution of quality and heterogeneity in these unusual but important reservoirs. The succession was deposited in a complex intercalation of fan-deltaic, alluvial fan, braided deltaic and lacustrine environments. The main diagenetic processes affected the analyzed samples before compaction, due to ascending thermobaric fluids. Twenty reservoir petrofacies were defined according to the main primary textural and compositional aspects and major diagenetic processes affecting porosity, and grouped into good, medium and low quality petrofacies associations. The distribution of the petrofacies and petrofacies association in the alluvial fan, alluvial plain and lacustrine depositional facies associations is not always systematically correlatable among the analyzed wells. In the alluvial fan facies association, both good and low quality petrofacies associations occur, in similar proportions. In the alluvial plain depositional facies, there is a predominance of the low quality petrofacies association. The lacustrine depositional facies association shows a highly variable distribution of reservoir petrofacies in the analyzed wells, with variable amount of carbonate cement. These results reveal the heterogeneous diagenetic evolution that was superimposed to the complex depositional facies and stratigraphy of these reservoirs.

Índice de figuras

- Figura 1.** Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas com os campos produtores estudados..... 12
- Figura 2.** Carta cronoestratigráfica da Sub-Bacia de Sergipe (Campos Neto *et al.*, 2007). 15
- Figura 3.** Carta cronoestratigráfica da Sub-Bacia de Alagoas (Campos Neto *et al.*, 2007). 16
- Figura 4.** Modelo deposicional do Membro Carmópolis, Bacia Sergipe-Alagoas (Modificado de Azambuja Filho *et al.*, 1980).24
- Figura 5.** Variação nas proporções de grãos extrabaciais e intrabaciais correspondente a eventos de transgressão e regressão (Morad *et al.*, 2012).27
- Figura 6.** Diagrama mostrando o complexo arranjo de fatores que controlam a diagênese em sedimentos clásticos. A estratigrafia de sequências pode fornecer informações úteis sobre ambiente deposicional, estruturas, textura e composição, que possuem controle direto nos processos e padrões diagenéticos (Modificado de Morad *et al.*, 2012).31
- Figura 7.** Distribuição espacial de áreas com potencial destruição da porosidade (cimentação, formação de pseudomatriz e argilas mecanicamente infiltradas) que formam barreiras de fluxo de fluídos; e distribuição de potenciais áreas de geração de porosidade (dissolução de grãos e formação de porosidade intragranular) que ocorrem principalmente abaixo dos vales incisivos (Modificado de Ketzer, 2000).....37

Sumário

Sobre a estrutura dessa Dissertação:.....	10
1. INTRODUÇÃO	11
2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO	12
2.1 Localização da Bacia de Sergipe-Alagoas	12
2.2 Características gerais da Bacia.....	13
2.3 Evolução tectônica e litoestratigráfica da Bacia	17
2.3.1 Embasamento.....	17
2.3.2 Supersequência Paleozóica	17
2.3.3 Supersequência Pré-rifte	18
2.3.4 Supersequência Rifte	18
2.3.5 Supersequência Pós-Rifte	19
2.3.6 Supersequência Drifte	19
2.4 Formação Muribeca - Membro Carmópolis	20
2.4.1 Composição detrítica e proveniência	21
2.4.2 Modelo deposicional.....	22
2.4.3 Diagênese.....	25
3. DIAGÊNESE E ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS CLÁSTICAS	25
4. METODOLOGIA.....	37
4.1 Levantamento bibliográfico.....	37
4.2 Petrografia quantitativa.....	38
4.3 Fotomicrografia	38
4.4 Microscopia Eletrônica de Varredura	39
4.5 Isótopos Estáveis	39
4.6 Petrofácies de reservatório.....	41
4.7 Integração de dados.....	41
5. SÍNTESE DOS RESULTADOS	42
6. BIBLIOGRAFIA.....	44
7. ARTIGO SUBMETIDO	54
8. ANEXOS (CD-ROM)	99

Sobre a estrutura dessa Dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo: **Depositional and Diagenetic Controls on the Porosity of Lithic Pre-Salt Reservoirs from the Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil**, submetido ao periódico internacional *Sedimentary Geology*.

Desta forma, a estruturação deste trabalho compreende as seguintes partes:

- 1) Introdução sobre o tema da dissertação e os objetivos à serem desenvolvidos no trabalho;
- 2) Localização e contexto geológico do Membro Carmópolis, Formação Muribeca (Aptiano) da Bacia de Sergipe-Alagoas;
- 3) Revisão dos principais trabalhos que abordam a integração entre os estudos da diagênese e da estratigrafia de sequência, bem como a sua importância para a compreensão e previsão da qualidade dos reservatórios;
- 4) Breve descrição das técnicas e métodos utilizados para o desenvolvimento desse estudo;
- 5) Artigo científico submetido ao periódico.
- 6) Anexos em CD-ROM, compreendendo:
 - Tabela de resultados de petrografia quantitativa
 - Descrições petrográficas individuais
 - Documentação fotomicrográfica
 - Perfis integrados de análise sequencial de testemunhos

1. INTRODUÇÃO

O Campo de Carmópolis foi o primeiro campo gigante descoberto no Brasil, no final da década de 60. Está localizado na Bacia de Sergipe-Alagoas, uma típica bacia de rift que evoluiu para uma margem passiva após a separação do Supercontinente Gondwana (Araújo *et al.*, 2009). Com uma reserva comprovada de 256 milhões de barris de petróleo e 7,053 milhões de metros cúbicos de gás (Haeser, 2015), o campo é o segundo maior campo *onshore* do país em volume.

O Membro Carmópolis, objeto deste estudo, compreende uma unidade areno-conglomerática ocorrente apenas em subsuperfície que representa um raro exemplo de reservatório lítico, rico em fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau (filarenito *sensu* Folk, 1968), mostrando uma evolução diagenética complexa (Souza *et al.*, 1995).

Recentemente, muitos estudos têm integrado estratigrafia de sequências e diagênese buscando melhorar a compreensão e previsão da distribuição da qualidade em reservatórios complexos. Essa integração é possível porque muitos dos parâmetros controladores do arcabouço estratigráfico sequencial também controlam a distribuição dos processos eodiagenéticos (Morad *et al.*, 2012). Conseqüentemente, na evolução da qualidade dos reservatórios clásticos, as mudanças diagenéticas que afetam a porosidade e a permeabilidade podem ser comumente estabelecidas dentro de um arcabouço estratigráfico sequencial, permitindo a construção de modelos capazes de prever a distribuição de áreas porosas e de barreiras ao fluxo de fluídos, responsáveis pela compartimentalização de reservatórios.

O objetivo deste trabalho é avaliar, através da análise em conjunto de dados petrográficos e estratigráficos, a distribuição dos processos diagenéticos em relação à fácies deposicionais e limites e sequências estratigráficas, para melhor compreensão da distribuição da qualidade e heterogeneidade dentro dos reservatórios Carmópolis, contribuindo, assim, para a otimização da sua produção.

2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização da Bacia de Sergipe-Alagoas

A Bacia de Sergipe-Alagoas (Fig. 1) localiza-se na margem continental nordeste do Brasil, com porção *onshore* com área de aproximadamente 13.000 km² e porção *offshore* de cerca de 40.000 km², até a cota batimétrica de 2.000 m (Mohriak, 2003). A bacia é representada como um rifte assimétrico, alongado na direção NNE/SSW entre os paralelos 9° e 11° Sul, limitando-se a nordeste com a Bacia de Pernambuco-Paraíba pelo alto de Maragogi, e a sudoeste com a Bacia de Jacuípe, pelo sistema de falhas Vaza-Barris (Mohriak, 2003). O limite a sudoeste é discutível, segundo Souza-Lima *et al.* (2002) e Campelo (2005) que sugeriram que esse limite estaria no sistema de falhas de Guarajuba ou mesmo mais a sul no sistema de falhas de Itapuã, admitindo que a Bacia de Jacuípe seria uma Sub-bacia de Sergipe-Alagoas. Em termos de produção, a Bacia de Sergipe-Alagoas é produtora em todos os níveis estratigráficos menos no Paleozóico (Van Der Ven *et al.*, 1989) com destaque para Carmópolis, o segundo maior campo *onshore* em volume de reservas do país (Souza, *et al.*, 1995).

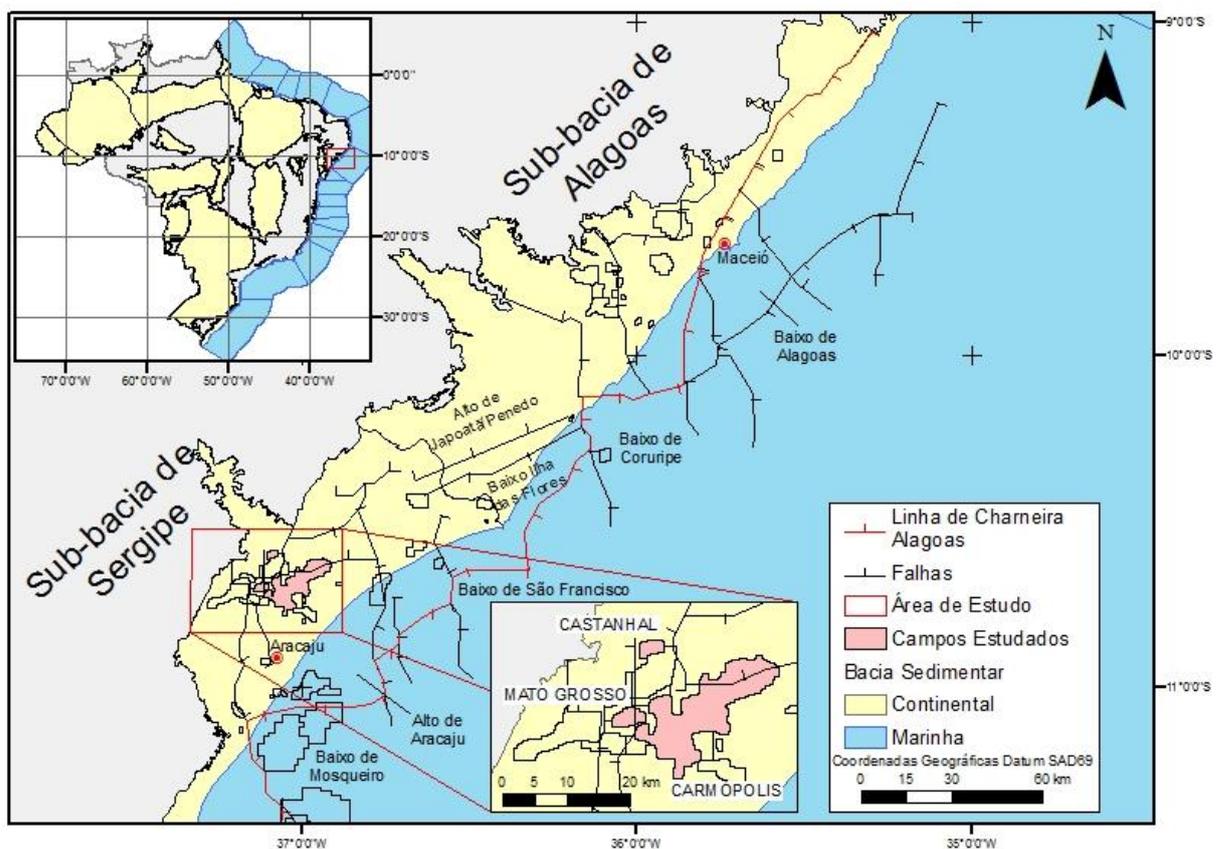


Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Sergipe-Alagoas com os campos produtores estudados.

2.2 Características gerais da Bacia

A Bacia de Sergipe-Alagoas foi abordada em diversos trabalhos (e.g. Lana, 1985) como uma bacia única. Feijó (1994) individualizou as bacias de Sergipe e de Alagoas, estabelecendo o limite das duas bacias no Alto de Japoatã-Penedo. Já Campos Neto *et al.* (2007) trataram a Bacia de Sergipe-Alagoas como uma única bacia, justificando que o limite considerado por Feijó não caracteriza um divisor de bacias e que este estaria restrito apenas à porção emersa e de águas rasas, faltando assim uma feição geológica em águas profundas que determinasse um limite significativo entre as bacias. Entretanto, como o preenchimento sedimentar e estilo tectônico na Bacia de Sergipe-Alagoas varia da porção sergipana para a alagoana, foram elaboradas duas cartas estratigráficas dividindo a bacia em Sub-Bacia de Sergipe (Fig. 2) e Sub-Bacia de Alagoas (Fig. 3).

A Bacia de SE-AL é considerada como bacia de margem passiva, com registro de depósitos do final da fase rifte e fase marinha (transicional). O preenchimento sedimentar é constituído por vinte e três sequências deposicionais, correlacionáveis aos estágios evolutivos de fragmentação do Gondwana, que ocorreram nas bacias da margem leste brasileira e que culminaram com a formação do Atlântico (Ponte & Asmus, 1976; Araújo *et al.*, 2009). Das bacias da margem continental brasileira, é a que apresenta a mais completa sucessão estratigráfica, incluindo remanescentes de uma sedimentação paleozóica, um pacote jurássico a eocretácico, e sequências meso-cenozóicas (Mohriak, 2003).

A história litoestrutural da bacia é muito rica e variada, evoluindo desde uma sinéclise intracontinental paleozóica até a condição presente de bacia passiva marginal. O preenchimento sedimentar é consequência direta das diversas fases tectônicas que originaram e modificaram a bacia. Em cada compartimento, a subsidência ou eventual soerguimento processaram-se de modo desigual ao longo do tempo, resultando em uma distribuição espacial bastante complexa das unidades crono- e litoestratigráficas. Na fase rifte, o intenso tectonismo e subsidência diferenciada nos vários compartimentos estruturais praticamente definiram a configuração atual da bacia (Aquino & Lana, 1990).

Segundo Szatmari *et al.* (1974), o arcabouço tectônico da Bacia de Sergipe Alagoas foi moldado, principalmente, durante a fase rifte (pré-meso Alagoas), gerando suas principais feições estruturais: Alto de Aracajú, Alto de Riachuelo e

Baixo da Divina Pastora-Siriri. Estas estruturas são delimitadas por falhas normais de direção preferencial NE-SW e NW-SE. Nos altos, os sedimentos Alagoas assentam-se diretamente sobre o embasamento. Nos baixos, onde a sedimentação foi praticamente contínua, interrompida apenas por pequenos hiatos, são encontrados depósitos que variam em idade do Permiano ao Terciário. Segundo aqueles autores, uma fase erosiva intensa (discordância pré-Alagoas) peneplanizou a topografia pré-existente, antes da deposição da Formação Muribeca. Sobre esta superfície ondulada foram depositados os conglomerados e arenitos do Membro Carmópolis.

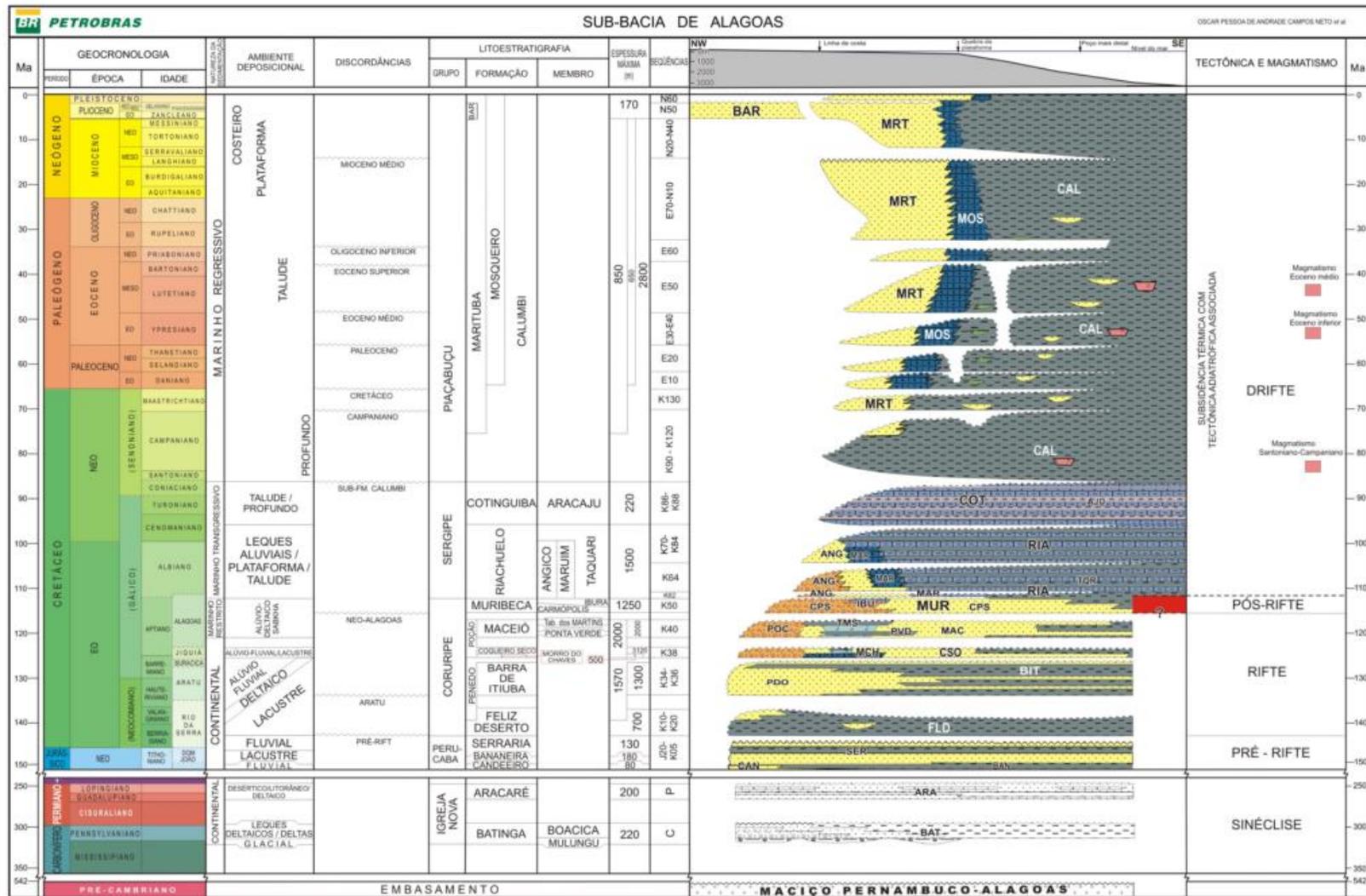


Figura 3. Carta cronoestratigráfica da Sub-Bacia de Alagoas (Campos Neto et al., 2007).

2.3 Evolução tectônica e litoestratigráfica da Bacia

A Bacia de Sergipe-Alagoas teve sua litoestratigrafia compilada primeiramente por Schaller em 1969 e revisada por Feijó em 1994. A última revisão foi feita por Campos Neto *et al.* (2007), mantendo-se a nomenclatura estratigráfica dos autores anteriores, mas com algumas definições alteradas em virtude da revisão enfatizar conceitos que regem a estratigrafia de sequências. Segundo Campos Neto *et al.* (2007), a bacia é formada por cinco supersequências, da base para o topo: Supersequência Paleozóica, Supersequência Pré-Rifte, Supersequência Rifte, Supersequência Pós-Rifte e Supersequência Drifte.

2.3.1 Embasamento

O embasamento cristalino é complexo, com numerosas unidades litoestratigráficas que datam do Pré-Cambriano. Na Sub-bacia de Sergipe o embasamento é formado por rochas metamórficas proterozóicas de baixo grau dos Grupos Miaba e Vaza-Barris (Moraes Rego, 1933) e metassedimentos de idade cambriana do Grupo Estância (Silva *et al.*, 1978), que foram depositados por sistemas alúvio-fluviais, deltaicos e de maré. Já o embasamento da Sub-Bacia de Alagoas é constituído por rochas graníticas proterozóicas do maciço Pernambuco-Alagoas.

2.3.2 Supersequência Paleozóica

Sobre o embasamento, durante a fase de sinéclise e sobre condições intracratônicas, foram depositadas duas sequências: a Sequência Carbonífera representada pela Formação Batinga, com rochas siliciclásticas depositadas em ambiente glacial subaquoso e, posteriormente, a Sequência Permiana, que corresponde à Formação Aracaré, depositada em ambiente desértico, litorâneo

e deltaico sob a influência de retrabalhamento eólico e por ondas, caracterizada por um ciclo transgressivo-regressivo (T-R).

2.3.3 Supersequência Pré-rifte

Durante a fase de estabilidade tectônica da bacia, depositou-se a Sequência Juro-Cretácea com folhelhos vermelhos lacustres da Formação Bananeiras e arenitos flúvio-deltaicos da Formação Candeeiro. Posteriormente, sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico colmataram esse lago e depositaram os arenitos da Formação Serraria.

2.3.4 Supersequência Rifte

Corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia, onde as rochas foram depositadas em ambiente continental e marinho restrito. A primeira sequência, de idade Rio da Serra, foi depositada durante o estiramento inicial do rifte, instalando-se o lago da Formação Feliz Deserto, com folhelhos esverdeados intercalados com pacotes delgados de arenitos. Posteriormente, durante o primeiro pulso tectônico do rifte depositaram-se conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga, arenitos alúvio-fluviais da Formação Penedo, carbonatos bioclásticos e folhelhos da Formação Morro do Chaves, além de arenitos, siltitos e folhelhos deltaico-lacustres da Formação Barra de Itiúba. No início do segundo pulso de rifteamento, quando o tectonismo aumentou de intensidade e se propagou por toda bacia, houve uma alta taxa de sedimentação devido à elevada subsidência da bacia, formando depósitos de sistemas alúvio-deltaico e lacustre da Formação Coqueiro Seco. Nela são encontrados evaporitos que representam a primeira incursão marinha ocorrida na Bacia de Sergipe-Alagoas. Também foram depositados os conglomerados aluviais das formações Rio Pitanga e Poção, e os carbonatos da Formação Morro do Chaves. Por fim, ao final do segundo pulso tectônico do estágio rifte, quando o tectonismo foi bastante intenso e delineou-se a linha de charneira, foram depositados conglomerados de leques alúvio-deltaicos das Formações Rio Pitanga e Poção e por arenitos, folhelhos, evaporitos e

calcilutitos da Formação Maceió. Segundo Arienti (1996), esses depósitos, caracterizam tratos de sistemas transgressivos, onde os conglomerados e arenitos de leques deltaicos, turbiditos arenosos e folhelhos são resultantes de fluxos gravitacionais que ocorreram em períodos de clima úmido e grande aporte sedimentar. Nas fases de clima árido com o rebaixamento do nível de base, predominaram os folhelhos e calcilutitos algálicos e nos períodos de máxima aridez ocorreu a deposição dos evaporitos “Paripueira”, sugerindo que o ambiente era do tipo *sabkha*. Esses evaporitos são evidência de que durante a idade Eoalagoas ocorreram incursões marinhas na Bacia Sergipe-Alagoas, enquanto que nas outras bacias da margem leste brasileira, predominava a sedimentação continental (Dias, 2005).

2.3.5 Supersequência Pós-Rifte

Com o início da subsidência térmica, a bacia sofreu basculamento para sudeste e ocorreu a primeira incursão marinha, que proporcionou a deposição dos sedimentos da Formação Muribeca. A formação é composta por siliciclásticos alúvio-fluviais grossos e deltaicos do Membro Carmópolis, que constituem tratos de sistemas de mar baixo e transgressivo, evaporitos, carbonatos microbiais e folhelhos do Membro Ibura, depositados em ambiente marinho raso com influência de marés, que representam um trato de sistemas de mar alto, e intercalações de folhelhos e calcilutitos do Membro Oiteirinhos.

2.3.6 Supersequência Drifte

Nesse estágio de subsidência térmica, as rochas foram depositadas inicialmente em condições marinhas restritas e posteriormente em mar aberto. Com a subida do nível do mar, as barreiras de restrição foram desfeitas e estabeleceu-se a sedimentação marinha franca da Formação Riachuelo. Esta unidade compreende a deposição de rochas siliciclásticas grossas do Membro Angico por leques deltaicos na borda da bacia e nos blocos rebaixados, de bancos de oólitos e oncólitos do Membro Maruim nas áreas de menor aporte sedimentar, e de calcilutitos e folhelhos do Membro Taquari nas lagunas e no

talude (Mendes, 1994; Falconi, 2006). Posteriormente houve um grande evento transgressivo, cujo ápice proporcionou a deposição dos sedimentos da rampa carbonática da Formação Cotinguiba (Koutsoukos, 1989). Na parte proximal da rampa depositaram-se os calcilutitos maciços e brechóides do Membro Sapucarí, enquanto no talude e na bacia ocorreu a sedimentação dos folhelhos, margas e calcilutitos do Membro Aracaju. Com o rebaixamento do nível do mar houve a erosão de parte das sequências subjacentes (discordância Sub-formação Calumbi). Posteriormente um evento transgressivo depositou a sucessão de folhelhos e arenitos turbidíticos da Formação Calumbi. Com o aumento do aporte sedimentar o padrão de empilhamento passou a ser progradante. Nas porções proximais foram depositadas as areias costeiras e plataformais da Formação Marituba, enquanto nas partes distais persistia a sedimentação da Formação Calumbi com folhelhos e eventuais intercalações de arenitos. O padrão da sedimentação manteve-se progradante ampliando a planície costeira e a plataforma arenosa da Formação Marituba, estabelecendo-se um sistema de plataforma/talude/bacia profunda (Mohriak, 2003). No Eopaleoceno e Neopaleoceno manteve-se o padrão progradacional, depositando-se os primeiros depósitos terciários. Foram acumulados calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro na borda da plataforma siliciclástica da Formação Marituba. No início do Oligoceno, ocorreu uma subida do nível do mar, seguido de um rebaixamento no Neo-oligoceno, passando para um padrão agradacional na sedimentação (Campos Neto *et al.*, 2007). No Plioceno, na parte terrestre os sedimentos continentais da Formação Barreiras recobrem todas as megassequências mais antigas (Campos Neto *et al.*, 2007; Mohriak, 2003).

2.4 Formação Muribeca - Membro Carmópolis

A Formação Muribeca sobrepõe-se em discordância ao embasamento ou a unidades mais antigas, e sotopõe-se em concordância com a Formação Riachuelo. Pode ser correlacionada com a Formação Alagamar, da Bacia de Potiguar e com a Formação Taipus-Mirim, das bacias de Jacuípe, Camamu e Almada, entre outras (Feijó, 1994). Foi definida por Schaller (1969) como

constituída por intercalações de folhelhos betuminosos, calcários laminados, evaporitos, arenitos e conglomerados. De acordo com a maior ou menor frequência desses elementos litológicos, a unidade pode ser subdividida em três membros: Membro Carmópolis, Membro Ibura e Membro Oiteirinhos.

O Membro Carmópolis, objetivo deste estudo, é uma unidade areno-conglomerática com idade Alagoas (Aptiano; Azambuja Filho *et al.*, 1980), depositada no início da fase transicional, sobre e adjacente ao embasamento que foi soerguido durante a fase rifte (Souza *et al.*, 1995). Segundo Azambuja Filho *et al.* (1980) e Souza *et al.* (1995), o Membro Carmópolis é resultado de uma série de ciclos deposicionais desenvolvidos em um ambiente continental semi-árido, com alternância entre sistemas de leques deltaicos (durante o nível alto) e associações de leques aluviais e deltas entrelaçados (durante o nível baixo), progradantes em um lago sobre crescente influência marinha.

Os conglomerados e arenitos conglomeráticos que constituem os reservatórios da unidade ocorrem na base desses ciclos. A granodecrescência dos ciclos do Membro Carmópolis foi produzida por pulsos tectônicos que soergueram as áreas fontes, seguidos de períodos de quiescência e transgressão (Azambuja Filho *et al.*, 1980; Souza, 1989).

2.4.1 Composição detrítica e proveniência

Os terrenos-fonte dos sedimentos clásticos do Membro Carmópolis correspondem a áreas do embasamento, composto pelos grupos Miaba e Vaza-Barris e pela Formação Estância (Azambuja Filho *et al.*, 1980). Segundo Souza *et al.* (1995) os arenitos conglomeráticos do Membro Carmópolis são litarenitos e arcóseos líticos, com uma composição média de 45% de quartzo, 43% de fragmentos líticos e 11% de feldspatos. Nos conglomerados e arenitos grossos há predomínio de fragmentos de quartzo-xistos, quartzitos e mica-quartzitos (filarenitos *sensu* Folk, 1968). Já os arenitos de granulação média a fina, são ricos em micas e fragmentos de filitos e ardósias.

De acordo com Souza *et al.* (1995), a composição detrítica é formada principalmente por grãos de quartzo (policristalinos, monocristalinos metamórficos e plutônicos e hidrotermais), feldspatos (plagioclásios mais

abundantes do que ortoclásio e microclínio) e fragmentos de rocha (quartzo-mica-xistos, mica-xistos, filarenitos e ardósias). Em menor quantidade, ocorrem fragmentos plutônicos quartzo-feldspáticos, mármore dolomíticos, meta-arenitos, meta-siltitos, arenitos e siltitos. Fragmentos de calcários são abundantes em algumas camadas, e tem sua origem das rochas carbonáticas lacustres da Formação Morro do Chaves. Os arenitos finos a médios são ricos em micas e fragmentos de rocha metamórficas micáceas, porque a equivalência hidráulica dessas partículas achatadas favorece seu transporte por suspensão. Nas áreas inter-deltaicas, a mistura de grãos siliciclásticos com oóides, bioclastos e intraclastos carbonáticos produziu arenitos híbridos. Intraclastos lamosos são encontrados na base de alguns ciclos deposicionais, geralmente gerando pseudomatriz devido à compactação. Há também teor significativo de minerais pesados, como granada, rutilo, titanita, zircão, turmalina, estauroлита e epidoto.

O predomínio de fragmentos de rochas metamórficas de baixo-grau na composição detrítica do Membro Carmópolis indica uma área-fonte próxima da bacia e um gradiente paleotopográfico relativamente elevado (Azambuja Filho *et al.*, 1980). Esta situação gerou uma composição detrítica lítica similar àquela proveniente de uma reciclagem orogênica (Dickinson *et al.*, 1983).

2.4.2 Modelo deposicional

Azambuja Filho *et al.* (1980) trataram especificamente da sedimentação do Membro Carmópolis, apresentando um modelo deposicional (Fig. 4), onde foram reconhecidos três subambientes: leques aluviais, planície aluvial e lago.

Os leques aluviais compreendem os depósitos da parte mais proximal do sistema, com maior gradiente topográfico. As fácies características são divididas em clásticos grossos maciços, desorganizados ou clásticos grossos organizados, depositados por correntes de inundação esporádicas nas partes medianas e terminais do leque, e em certos casos, prolongando-se até a planície aluvial. A fácies dos clásticos grossos desorganizados é composta por conglomerados com matriz arenosa, arenitos médios a conglomerados granulosos, depositados por inundações em lençóis, e diamictitos de matriz

síltico-argilosa, depositados por fluxos de detritos. A fácies dos clásticos grossos organizados é composta por conglomerados com seixos imbricados e dispostos em corpos amalgamados, e conglomerados e arenitos conglomeráticos com acamamento gradacional granodecrescente.

A planície aluvial é marcada pela porção do sistema deposicional onde ocorre uma suavização dos gradientes, predominando os depósitos associados a canais entrelaçados rasos. Ocorrem nesses depósitos duas fácies caracterizadas por: 1) clásticos grossos estratificados, depositados em barras longitudinais de canais entrelaçados rasos, compostos por arenitos médios, arenitos conglomeráticos e conglomerados granulosos, com seixos dispersos, estratificação cruzada e granodecrescência ascendente, arenitos finos com alguns seixos dispersos, estratificações plano-paralelas e cruzadas bem desenvolvidas; e 2) siltitos verdes, laminados ou não, bioturbados, às vezes com delgadas lâminas de arenito muito fino, depositados em períodos de cheias, cobrindo grandes áreas.

As fácies do subambiente lacustre são tipicamente marginais, compreendendo: 1) arenitos finos com estratificações plano-paralelas e cruzadas, com microlaminações cruzadas no topo, do tipo *climbing ripples*, em parte associadas com laminações convolutas e estruturas de escorregamento, depositados por lobos de suspensão dentro do lago; 2) folhelhos e siltitos cinza escuros com pelóides formando níveis com acamamento gradacional, lenticulares ou dispersos, depositados próximos às margens do lago; 3) folhelhos cinza escuros, localmente com lâminas sílticas intercaladas, depositados na parte mais interna do lago; e 4) laminitos com alternância de finas lâminas de folhelhos, calcilutitos peloidais/estromatolíticos, margas e alguns nódulos de anidrita, parcialmente dolomitizados, com brechas de colapso e deformações, depositados nas margens do lago.

A evolução desses sistemas deposicionais pode ser compreendida através da distribuição vertical das fácies, que apresenta uma sequência de gradação granodecrescente ascendente, indicando a atuação de tectonismo síncrono, o qual diminui gradativamente de intensidade. Considerando todo Membro Carmópolis, observa-se um macrociclo que se inicia por conglomerados e termina em folhelhos e evaporitos. Dentro deste macrociclo há vários ciclos menores (Beltrami & Della Fávera, 1977), resultado da

interação entre o tectonismo e as variações climáticas. Os conglomerados indicam o soerguimento das fontes, os folhelhos com distribuição lateral e espessuras mais significativas indicam uma suavização do relevo e períodos de quiescência mais prolongados associados com transgressões do lago. Esses sedimentos finos são interpretados como sendo depositados em um grande sistema de lago rifte que foi gradualmente alargado e conectado com um longo e estreito golfo proto-oceânico, semelhante ao que ocorre no Mar Vermelho (Ponte & Asmus, 1976; Ojeda, 1982; Souza *et al.* 1995).

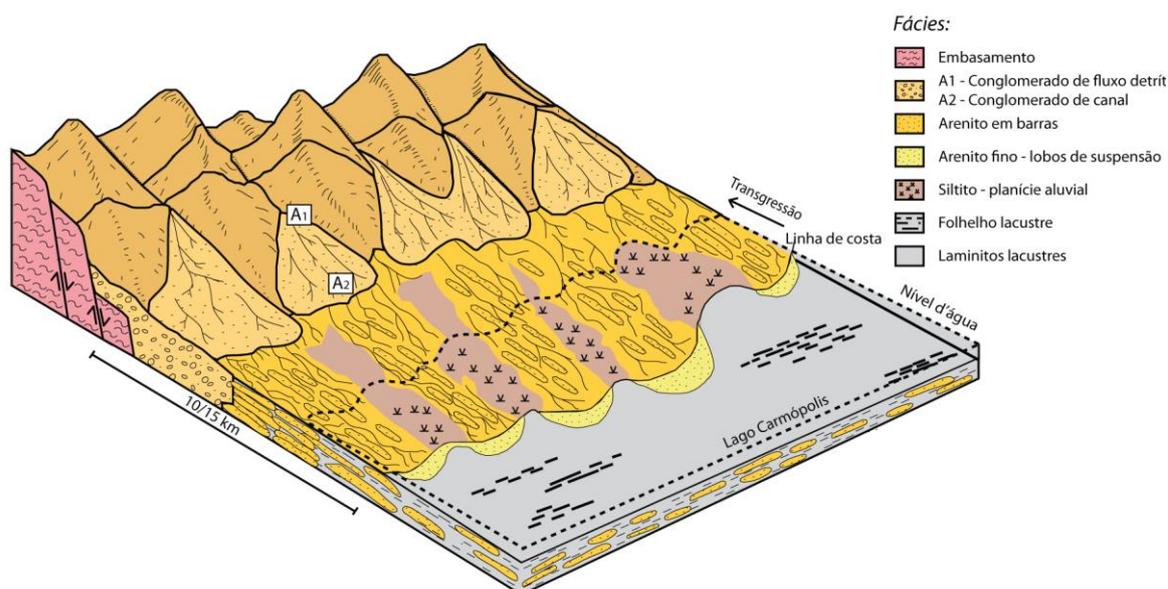


Figura 4. Modelo deposicional do Membro Carmópolis, Bacia de Sergipe-Alagoas (Modificado de Azambuja Filho *et al.*, 1980).

Segundo Azambuja Filho *et al.* (1980) um gradiente de geometria e distribuição dos depósitos ocorre de sudoeste para nordeste, marcado por uma variação faciológica gradual de conglomerados para arenitos conglomeráticos e arenitos, refletindo uma diminuição na granulometria a medida em que se afasta do Alto de Aracaju. A distribuição dos reservatórios apresenta continuidade lateral pequena, resultado da coalescência de vários corpos areno-conglomeráticos tais como leques, barras e canais, que durante a sedimentação migram lateral e longitudinalmente. Entre estes depósitos ocorrem sedimentos argilosos. Os corpos de folhelhos lacustres apresentam uma distribuição geográfica mais ampla, por serem o resultado de transgressões generalizadas, constituindo, na realidade, os únicos elementos

de confiança para orientar as correlações e servindo como marcos cronoestratigráficos.

2.4.3 Diagênese

Dolomita é o constituinte diagenético mais abundante nas rochas do Membro Carmópolis (Azambuja Filho *et al.*, 1980, Souza *et al.*, 1995) e ocorre principalmente como cristais blocosos ou poiquilotópicos, cimentando e substituindo grãos diversos. Subordinadamente, ocorrem calcita, argilas infiltradas, crescimentos de K-feldspato, clorita-esmectita, crescimentos de quartzo, caulinita e pirita (Souza *et al.*, 1995)

Azambuja Filho *et al.* (1980) constataram que as porções mais líticas teriam sido as mais suscetíveis a processos diagenéticos tais como cimentação, recristalização, neomorfismo e compactação, motivo pelo qual os conglomerados ocorreriam mais cimentados do que os arenitos. Segundo aqueles autores, a porosidade dominante seria do tipo intragranular secundária, originada principalmente pela dissolução de grãos de feldspatos e fragmentos carbonáticos. A intensa cimentação por dolomita ou a compactação de fragmentos líticos com o soterramento teriam eliminado a maior parte da porosidade intergranular. Na escala de reservatório, a distribuição da porosidade é heterogênea, apresentando intercalação de zonas porosas parcialmente cimentadas e zonas com intensa cimentação por dolomita (Souza *et al.*, 1995).

3. DIAGÊNESE E ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS CLÁSTICAS

Os estudos da diagênese e da estratigrafia de sequências são comumente realizados como métodos independentes para a compreensão da distribuição espacial e temporal da qualidade dos reservatórios nas sucessões sedimentares. Os estudos da estratigrafia de sequências tem como foco a compreensão da distribuição das fácies deposicionais, como resultado da

interação entre a variação do nível do mar e o aporte sedimentar, que controlam a porosidade e permeabilidade originais das sucessões sedimentares. Os estudos diagenéticos têm como foco os processos pós-deposicionais que causam modificações na porosidade e permeabilidade deposicionais, ocorrentes próximos à superfície e durante o processo de soterramento das sucessões sedimentares (Morad *et al.* 2012).

Recentemente, muitos trabalhos têm procurado integrar essas duas importantes ferramentas para entender e prever a distribuição das alterações diagenéticas e seu impacto na evolução e qualidade dos reservatórios. Essa integração é possível porque os parâmetros controladores do arcabouço estratigráfico sequencial também controlam a distribuição dos processos eodiagenéticos. Os principais parâmetros, segundo Morad *et al.* (2012) são:

- (i) A composição química das águas intersticiais, que resulta em uma grande variedade de reações, tais como a cimentação, dissolução e neoformação de carbonatos e, dissolução e caulinização de silicatos (Curtis, 1987; Morad *et al.*, 2000).
- (ii) O tempo de residência dos sedimentos sob condições geoquímicas específicas (consequência de eventos de regressão e transgressão). Por exemplo, uma prolongada exposição subaérea durante regressões resulta em extensa incursão de água meteórica, principalmente em condições de clima úmido (Loomis & Crossey, 1996; Ketzer *et al.*, 2003). Tipicamente, as reações diagenéticas promovidas são a dissolução de cimentos carbonáticos e a dissolução e caulinização de silicatos quimicamente instáveis (por exemplo, micas e feldspatos). Por outro lado, baixas taxas de sedimentação causam extenso tempo de residência dos sedimentos no fundo do mar, conseqüentemente, acentuando processos característicos da diagênese por águas intersticiais marinhas, como a cimentação carbonática e a formação de glauconita (Kantorowicz *et al.*, 1987; Wilkinson, 1991; Morad *et al.*, 1992; Amorosi, 1995; Taylor *et al.*, 1995; Morad *et al.*, 2000).
- (iii) A composição do arcabouço, particularmente as espécies e proporções de grãos intrabaciais e extrabaciais, controlada por eventos de transgressão e regressão (Fig. 5; Dolan, 1989; Fontana

et al., 1989; Garzanti, 1991; Amorosi, 1995; Zuffa *et al.*, 1995; Morad *et al.*, 2000, 2010). As propriedades mecânicas e químicas dos grãos do arcabouço, em especial dos constituintes intrabaciais instáveis, como os bioclastos e outras partículas aloquímicas carbonáticas, os grãos de glauconita e os intraclastos lamosos, controlam, as alterações diagenéticas durante o soterramento e a evolução da qualidade dos reservatórios.

- (iv) O conteúdo de matéria orgânica, cuja deposição e preservação são controladas por eventos de regressão e transgressão, e cujas transformações controlam o potencial redox e a composição dos fluidos intersticiais e conseqüentemente as reações diagenéticas nos sedimentos (Coleman *et al.*, 1979, Curtis, 1987; Hesse, 1990; Morad, 1998).

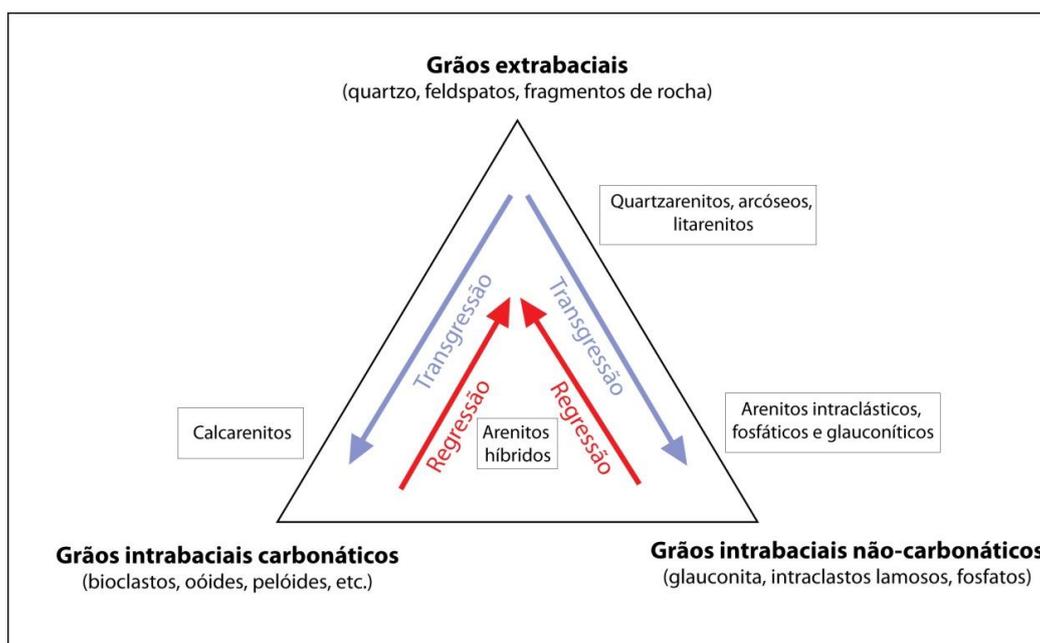


Figura 5. Variação nas proporções de grãos extrabaciais e intrabaciais correspondente a eventos de transgressão e regressão (Morad *et al.*, 2012).

A estratigrafia de sequências estuda a análise dos estratos geneticamente relacionados dentro de um arcabouço estratigráfico. Os padrões de empilhamento dos estratos são controlados pelas variações nas taxas no nível relativo do mar (ou seja, criação ou destruição do espaço de acomodação, causados pela subsidência/soerguimento e/ou mudanças no nível eustático), *versus* as taxas de suprimento sedimentar (Posamentier *et al.*,

1988; Van Wagoner, 1995). Esses parâmetros controlam o espaço disponível para deposição e preservação dos sedimentos em uma bacia (Jervey, 1988). A razão entre a taxa de criação de espaço de acomodação (EA) e a taxa de aporte sedimentar (AS), define o padrão de empilhamento das parassequências como: progracional ($AS > EA$), agradacional ($AS = EA$) e retrogradacional ($AS < EA$), (Van Wagoner *et al.*, 1990).

O conjunto de parassequências pode ser associado com períodos específicos da curva relativa do nível do mar. Os sistemas deposicionais contemporâneos para cada período da curva de nível relativo do mar terão, assim, padrões de empilhamento característicos, que definem os tratos de sistema. Cada trato de sistema é definido pela geometria dos estratos e suas superfícies limítrofes, posição dentro da sequência e padrões de empilhamento das parassequências.

O trato de sistema de nível baixo (TSNB) tem seu limite inferior marcado por um limite de sequência (LS), e é formado durante a queda relativa do nível do mar, que resulta em exposição subaérea da plataforma. O suprimento sedimentar é mantido através de vales incisos na borda da plataforma e redistribuído por processos fluvio-deltaicos. Seu limite superior é marcado por uma superfície transgressiva (ST) que corresponde ao início do rápido aumento do nível relativo do mar (primeiro evento de transgressão), e formação da superfície de ravinamento. O trato de sistema transgressivo (TST) situa-se entre a superfície transgressiva (ST) e a superfície de inundação máxima (SIM) que corresponde ao máximo avanço da linha de costa em direção ao continente. O trato de sistema de nível alto (TSNA) é depositado nos estágios finais de aumento do nível do mar e no início do estágio de queda do nível do mar. É marcado, portanto em seu limite inferior pela SIM e no seu limite superior por um LS. Por fim, o trato de sistema de regressão forçada (TSRF), proposto por Hunt & Tucker em 1992, inclui depósitos formados durante a queda relativa do nível do mar, entre um estágio de nível alto e o ponto de máxima queda do nível relativo do mar, isto é, a formação do limite de sequência.

A estratigrafia de sequências permite a previsão da distribuição de fácies deposicionais (Posamentier & Vail, 1998; Van Wagoner *et al.*, 1990; Emery & Myers, 1996; Posamentier & Allen, 1999), o que fornece consequentemente

informações sobre a distribuição de porosidade primária e permeabilidade deposicional (Van Wagoner *et al.*, 1990; Posamentier & Allen, 1999). A qualidade deposicional dos reservatórios é controlada principalmente pela geometria, grau de seleção e tamanho de grão dos sedimentos. Através da estratigrafia de sequências é possível também prever a distribuição de barreiras deposicionais ao fluxo de fluídos e potenciais selos dos reservatórios (Van Wagoner *et al.*, 1990). Contudo, essas características primárias são geralmente modificadas por variados processos diagenéticos que ocorrem após a deposição em diversos graus de intensidade. A diagênese pode aumentar, preservar ou destruir a porosidade e permeabilidade das rochas sedimentares, através de processos tais como a dissolução e a cimentação, resultando em heterogeneidades nos reservatórios (Stonecipher *et al.*, 1984). Portanto, é importante definir a distribuição espacial e temporal das alterações diagenéticas que controlam a evolução pós-deposicional da qualidade dos reservatórios.

Muitos dos processos diagenéticos que ocorrem no progressivo soterramento são relacionados aos atributos das fácies deposicionais (Morad *et al.*, 2010). Estes processos são: (i) a compactação mecânica e formação de pseudomatriz; (ii) a dissolução de grãos (feldspatos, fragmentos de rocha, intraclastos lamosos, bioclastos carbonáticos, minerais pesados e micas); (iii) a formação de cutículas (esmectita, óxido de ferro, argilas ricas em ferro, opala, quartzo microcristalino); (iv) a substituição dos grãos por caulinita e esmectita; e (v) a cimentação por carbonatos (calcita, dolomita, anquerita, siderita), anidrita, pirita e crescimentos de quartzo e K-feldspato (Stonecipher & May, 1990; Aase *et al.*, 1996; Bloch *et al.*, 2002).

Atributos deposicionais e diagenéticos precoces determinam a evolução do sistema poroso durante a diagênese de soterramento. A diagênese precoce pode ter impactos positivos ou negativos na evolução da qualidade dos reservatórios durante o soterramento. Os efeitos positivos incluem a inibição da compactação química e da cimentação por crescimentos de quartzo através da cobertura precoce dos grãos por argilas ou microquartzo. Os efeitos negativos incluem o preenchimento dos poros por cimento e transformação da caulinita para illita.

Outro fator importante é a composição do arcabouço, que têm forte impacto na evolução diagenética dos arenitos (Morad *et al.*, 2010). A estabilidade química e física é fortemente ligada à composição dos grãos (Bloch, 1994; De Ros *et al.*, 1994; De Ros, 1996). A princípio, arenitos mais quartzosos são quimicamente e mecanicamente instáveis e tem melhor potencial para formar bons reservatórios mesmo quando muito soterrados (Scherer, 1987; Bloch & Helmond, 1995; Primmer *et al.*, 1997; Bloch *et al.*, 2002; Warren & Pulham, 2001).

As alterações que ocorrem durante a mesodiagênese têm forte impacto na qualidade dos reservatórios, incluindo: (i) a alteração de argilas formadas em baixa temperatura para argilas de alta temperatura (por exemplo, caulinita para dickita; Ehrenberg *et al.*, 1993; Morad *et al.*, 1994); (ii) a albitização de plagioclásios e K-feldspatos (Saigal *et al.*, 1988; Morad *et al.*, 1990); (iii) a formação de cimentos como dolomita ferrosa/anquerita, calcita e siderita (Morad, 1998), crescimentos de quartzo (Worden & Morad, 2003), barita e anidrita; (iv) a dissolução de grãos do arcabouço e de cimentos de carbonato e sulfato; (v) a dissolução por pressão de grãos de quartzo (Houseknecht, 1984, 1988), que é reforçado pela presença de micas e cutículas de ilita (Weyl, 1959; Bjørkum, 1996).

Muitos dos parâmetros controladores dos processos diagenéticos não estão interligados diretamente com as taxas de mudança relativa do mar *versus* as taxas de suprimento sedimentar, não sendo, portanto, sempre restritos a um contexto de estratigrafia de sequências. Os principais parâmetros nesta categoria (Fig. 6) incluem:

- (i) tipo de bacia, história de soterramento, temperatura e pressão;
- (ii) relevo e litologia da área fonte, que exercem controle direto na composição detrítica dos arenitos (Siever, 1979; Dickinson, 1985; Ingersoll, 1988; Zuffa, 1987; Horbury & Robinson, 1993);
- (iii) ambiente tectônico no qual se insere a bacia, que tem forte influência nas taxas de suprimento sedimentar e de incursão de água meteórica, e;
- (iv) condições paleoclimáticas, que interferem na composição e no fluxo das águas intersticiais no sistema.



Figura 6. Diagrama mostrando o complexo arranjo de fatores que controlam a diagênese em sedimentos clásticos. A estratigrafia de seqüências pode fornecer informações úteis sobre o ambiente, as estruturas, texturas e composição dos sedimentos e fluidos deposicionais, que possuem controle direto nos processos e padrões diagenéticos (Modificado de Morad *et al.*, 2012).

Dentro de um contexto de estratigrafia de seqüências, a distribuição das alterações diagenéticas ao longo das superfícies-chave ocorre muitas vezes devido a um aumento significativo nas taxas de subida do nível relativo do mar em relação às taxas de sedimentação. Assim, mudanças consideráveis nos parâmetros que controlam a diagênese são encontradas ao longo dessas superfícies, resultando em alterações diagenéticas bastante acentuadas (Tucker, 1993; Morad *et al.*, 2000, 2010). A identificação e interpretação de padrões diagenéticos relacionados à estratigrafia de seqüências baseia-se nas modificações químicas, texturais e/ou mineralógicas sofridas pelos sedimentos siliciclásticos e carbonáticos ao longo dessas superfícies-chave durante a eodiagênese, como também durante a mesodiagênese e/ou telodiagênese superimpostas (Morad *et al.*, 2000; 2010; Worden & Morad, 2003).

Durante períodos de rebaixamento relativo do nível do mar e formação de um LS, uma significativa porção da plataforma é exposta e, sob condições de clima úmido, os poros dos sedimentos anteriormente saturados com água do mar são invadidos por água meteórica. A extensão e profundidade do fluxo

de água meteórica nos sedimentos vão depender do gradiente hidráulico, inclinação das camadas permeáveis, condições climáticas, tempo de duração da exposição subárea, reatividade dos sedimentos e intensidade e conectividade de sistemas de fraturas (Galloway, 1984; Worthington, 2001; Burley & MacQuaker, 1992; Longstaffe, 1993; Mátyás & Matter, 1997). A percolação de água meteórica causa tipicamente a dissolução de feldspatos, micas e grãos carbonáticos, produzindo porosidade intragranular e caulinita abaixo dos limites de sequência (Ketzer *et al.*, 2003b). Além destes constituintes, cimentos carbonáticos de origem marinha podem ser parcialmente ou totalmente dissolvidos, gerando porosidade intergranular secundária. Esta zona de alteração meteórica abaixo dos limites de sequência constitui principalmente uma zona de aumento de porosidade. No entanto, para que ocorra igualmente um aumento na permeabilidade nesta zona, é necessário que os poros secundários estejam efetivamente conectados. Já em condições de clima semi-árido, a infiltração de água meteórica nos depósitos da plataforma exposta é limitada, em muitos casos fazendo com que a principal alteração diagenética encontrada seja a infiltração mecânica de argilas (Moraes & De Ros, 1990; Ketzer *et al.*, 2003b). Tal alteração tipicamente reduz a porosidade e a permeabilidade dos depósitos sob o limite de sequência, o que pode constituir uma potencial barreira ao fluxo de fluídos (Jiao & Surdam, 1997). Em depósitos siliciclásticos, os processos diagenéticos que afetam os sedimentos, são:

- (i) Argilas mecanicamente infiltradas: introduzidas pela infiltração de águas superficiais lamosas, essas argilas cobrem os grãos, sendo mais comum a sua ocorrência em clima semi-árido devido ao rebaixamento do nível freático, que permite a infiltração através da zona vadosa (Moraes & De Ros, 1990). Essas argilas tem composição originalmente esmectítica (produto de intemperismo de clima seco) sendo transformadas em illita ou clorita durante o soterramento efetivo (De Ros *et al.*, 1994; Worden & Morad, 2003). A presença de cutículas ou franjas de clorita pode ter um profundo impacto na qualidade dos reservatórios, pois inibe ou retarda o desenvolvimento dos crescimentos sintaxiais de quartzo e a compactação química por dissolução por pressão intergranular

(Thomson, 1982; Dixon *et al.*, 1989; Pittman *et al.*, 1992; Ehrenberg, 1993; Ryan & Reynolds, 1996; Bloch *et al.*, 2002; Anjos *et al.*, 2003; Worden & Morad, 2003; Salem *et al.*, 2005; Berger *et al.*, 2009; Bahlis & De Ros, 2013). A illita também pode atuar positivamente sobre a preservação de porosidade (Morad *et al.*, 2000; Worden & Morad, 2003), mas normalmente afeta negativamente a qualidade dos reservatórios, porque seu hábito fibroso e filamentoso e sua distribuição nos poros deterioram a permeabilidade das rochas (Glassman *et al.*, 1989; Burley & MacQuaker, 1992; Ehrenberg & Boassen, 1993).

- (ii) Formação de calcretes e dolocretes: a cimentação por dolomita e calcita dos sedimentos siliciclásticos pode ocorrer em zona vadosa e zona freática, abaixo do LS. Dolocretes são mais comuns em condições de clima árido e calcretes em clima semi-árido (Watts, 1980; Khalaf, 1990; Spötl & Wright, 1992; Burns & Matter, 1995; Colson & Cojan, 1996; Williams & Krause, 1998; Morad *et al.*, 1998).
- (iii) Dissolução e caulinização de grãos: a percolação de águas meteóricas, sub-saturadas em relação à maioria dos minerais, resulta em dissolução (formação de porosidade intragranular e móldica) e caulinização de grãos instáveis, como micas e feldspatos (Worden & Morad, 2003; Ketzer *et al.*, 2003a). A caulinização de micas é comumente acompanhada pela sua expansão, causando a obstrução de poros adjacentes, e conseqüentemente, a redução da permeabilidade nos reservatórios.
- (iv) Retrabalhamento de glauconita autóctone: a queda do nível relativo do mar e a ação dos vales incisivos podem resultar na erosão de sedimentos do TST e TSNA inicial, ricos em glauconita autóctone (Baum & Vail, 1988; Glenn & Arthur, 1990; Ketzer *et al.*, 2003) que sofrem retrabalhamento e são re-depositados em ambientes parálicos, marinhos rasos ou marinhos profundos. Quando a glauconita para-autóctone (Amorosi, 1995) ocorre localizada e em abundância em ambiente parálico ou marinho profundo, sua distribuição pode ser utilizada como critério para definir o LS.

Já no limite de parassequências e nas superfícies transgressiva (ST) e de máxima inundação (SIM) - produtos do rápido aumento do nível relativo do mar em relação ao aporte sedimentar (transgressão ou retrogradação) - há o predomínio de águas intersticiais marinhas. Nos depósitos siliciclásticos, as alterações diagenéticas incluem: formação de concreções ou camadas continuamente cimentadas por calcita, dolomita e siderita em arenitos e lamitos; cimentação de carbonatos ou formação de pseudomatriz em depósitos de *lag* transgressivos; cimentação por caulinita, calcita e pirita em arenitos abaixo e acima de camadas de carvão; e formação de glauconita autóctone (Whalen *et al.*, 2000; Amorosi, 2012).

A formação de cimentos carbonáticos é facilitada pela redução das taxas de sedimentação na bacia. Segundo Hendry *et al.* (2000), pode estar relacionada com um aumento da bioturbação e quantidade de matéria orgânica marinha, que ajudam a aumentar a alcalinidade e reduzir o Eh das águas intersticiais (Curtis, 1987; Morad, 1998; Al-Ramadan *et al.*, 2005). A formação de concreções ou estratos continuamente cimentados auxilia na identificação das superfícies de transgressão dentro das sucessões lamosas e atua como barreiras ao fluxo de fluídos, incluindo à migração primária de hidrocarbonetos em rochas geradoras. Consideráveis quantidades de fosfato diagenético e minerais ferrosos (siderita, glauconita e bertierina \pm pirita) também podem indicar a localização da ST e da SIM (MacQuaker & Taylor, 1996).

Em sucessões siliciclásticas, a ST é comumente marcada pela presença de *lags* contendo bioclastos e intraclastos carbonáticos e lamosos retrabalhados por ondas (Posamentier & Allen, 1999). A composição destes *lags*, os quais são controlados pelo tipo de sedimento retrabalhado e seu grau de litificação, tem um impacto na eodiagênese e na evolução da qualidade dos reservatórios. *Lags* ricos em intraclastos lamosos formam abundante pseudomatriz lamosa com a ação da compactação mecânica, afetando a qualidade dos reservatórios. *Lags* ricos em bioclastos ou intraclastos carbonáticos, servem como núcleos para a cimentação de calcita, dolomita e siderita que, dependendo do grau de cimentação, pode formar barreiras ao fluxo de fluídos e compartimentar reservatórios (Ketzer *et al.*, 2002, 2005).

A distribuição das alterações diagenéticas nos tratos de sistema é similar à encontrada nas superfícies-chave (Morad *et al.*, 2000). No TSNB final,

particularmente nos depósitos de arenitos formados por sistemas fluviais de vales incisos, a dissolução e caulinição dos grãos de silicatos são mais intensas devido à maior circulação de água meteórica em direção ao LS, contribuindo, portanto, para a melhoria da qualidade dos reservatórios (Morad *et al.*, 2000). No entanto, quando o clima é semiárido e os depósitos são formados por sistemas fluviais entrelaçados, a circulação das águas meteóricas é limitada, e a caulinita é escassa ou ausente (Ketzer *et al.*, 2003b), sendo comum a infiltração mecânica de argilas esmectíticas que podem obstruir a porosidade intergranular, impactando na qualidade dos reservatórios (Moraes & De Ros, 1990; Humphreys *et al.*, 1994; Ketzer *et al.*, 2003b). Outros lugares com concentração de argilas mecanicamente infiltradas incluem conglomerados aluviais proximais, abaixo de canais ou acima de barreiras impermeáveis como paleossolos e embasamento raso (Walker *et al.*, 1978; Moraes & De Ros, 1990). Além disso, intraclastos lamosos erodidos de depósitos de TSNA e incorporados no TSNB (fluvial entrelaçado e meandrante, deltaico, marinho raso e marinho profundo) sofrem compactação mecânica, formando pseudomatriz lamosa que deteriora a qualidade dos reservatórios.

Os TST e TSNA inicial são locais de ocorrência preferencial de depósitos de carvão (Ryer, 1981; Cross, 1988; Shanley & McCabe 1993) e têm como alterações diagenéticas a formação de pirita, extensa cimentação por calcita e caulinita. Os arenitos depositados em ambiente parálicos e marinhos rasos tem um forte potencial para cimentação carbonática, em relação a depósitos do TSNA final e TSNB (South & Talbot, 2000; Morad *et al.*, 2000; Ketzer *et al.*, 2002), porque a transgressão marinha causa o aprisionamento dos sedimentos grossos nos estuários, reduzindo o fluxo de sedimentos para a bacia. A entrada limitada dos sedimentos promove a incorporação de bioclastos carbonáticos intrabaciais, que servirão de núcleo para intensa cimentação carbonática (Ketzer *et al.*, 2002). Além disso, nos depósitos de *shoreface* do TST, a bioturbação também promove um aumento da cimentação carbonática local pela decomposição da matéria orgânica (Curtis, 1987; Wilkinson, 1991; Morad *et al.*, 2000; Al-Ramadan *et al.*, 2005; Ketzer *et al.*, 2002).

Durante a sedimentação contínua no TSNA final, os depósitos marinhos rasos apresentam raseamento para o topo, engrossamento e espessamento

dos corpos de arenitos, acompanhado de um decréscimo no grau de bioturbação. Com a queda do nível relativo do mar, forma-se de uma superfície regressiva erosiva marinha, e deposita-se o TSEQ (Hunt & Tucker, 1992; Miall, 2000). Uma pausa na queda relativa do nível do mar resulta na deposição de arenitos de *shoreface*, que podem apresentar cimentação por calcita poiquilótópica, como camadas ou concreções (Al-Ramadan *et al.*, 2005). Se há uma queda relativa do nível do mar, esses arenitos são expostos e erodidos por sistemas fluviais prográdantes, e submetidos à infiltração de águas meteóricas que promovem a dissolução dos cimentos de calcita e bioclastos, bem como, a dissolução de grãos silicáticos e formação de caulinita (Morad *et al.* 2012).

Portanto, na evolução da qualidade de reservatório das sequências clásticas, as alterações diagenéticas que impactam a porosidade e permeabilidade dos arenitos podem ser previstas dentro de um arcabouço de estratigrafia de sequências. A distribuição deposicional das fácies controla a porosidade e permeabilidade originais, a geometria, relação lama/areia e arquitetura dos corpos arenosos, e a química das águas intersticiais durante a eodiagênese (Morad, *et al.* 2010).

Por isso, a integração entre a estratigrafia de sequências e a diagênese é fundamental para a construção de modelos capazes de prever a distribuição de barreiras ao fluxo de fluídos e a compartimentalização de reservatórios (Fig. 7), localizando áreas onde ocorra preferencialmente destruição (cimentação) ou geração (dissolução) de porosidade e permeabilidade. A previsão precisa destas áreas é dificultada porque há influência de parâmetros como clima, duração da exposição subárea e tipo de depósitos. Informações sobre a geoquímica dos fluídos intersticiais, a composição detrítica dos reservatórios, o tempo de residência dos sedimentos sob condições geoquímicas específicas, o grau de bioturbação, e a presença de matéria orgânica, entre outras, podem ser extraídas da análise estratigráfica e utilizadas para a predição dos processos diagenéticos (Ketzner, 2002).

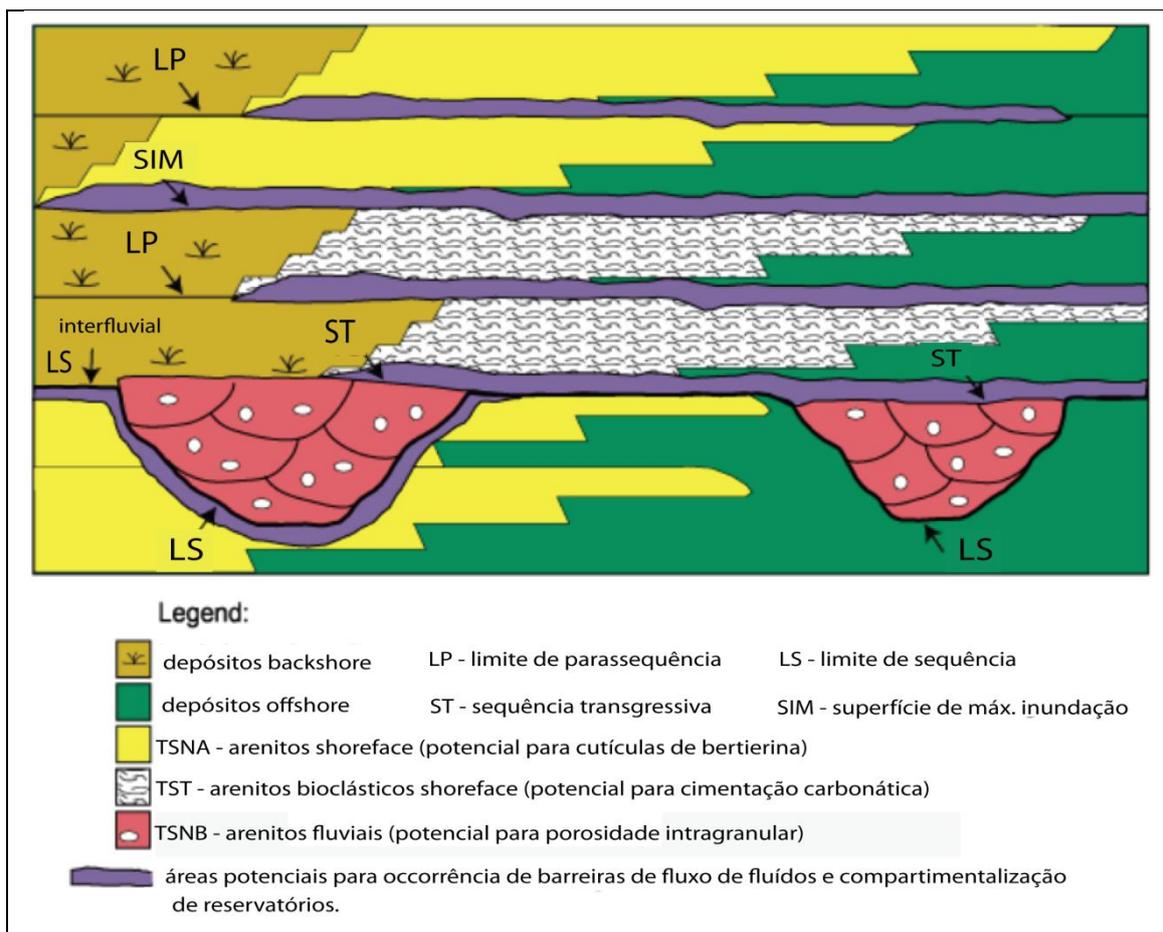


Figura 7. Distribuição espacial de áreas com potencial destruição da porosidade (cimentação, formação de pseudomatriz e argilas mecanicamente infiltradas) que formam barreiras de fluxo de fluidos; e distribuição de potenciais áreas de geração de porosidade (dissolução de grãos e formação de porosidade intragranular) que ocorrem principalmente abaixo dos vales incisos (Modificado de Ketzer, 2000).

4. METODOLOGIA

4.1 Levantamento bibliográfico

Foi feita a compilação de artigos sobre a Bacia de Sergipe-Alagoas, com foco na litoestratigrafia da Formação Muribeca, e na sedimentologia e diagênese do Membro Carmópolis. Foi também executada uma revisão da literatura sobre a relação entre a diagênese e a estratigrafia de sequências clásticas como ferramentas interdependentes para se entender e prever a distribuição das alterações diagenéticas nas fácies sedimentares e seu impacto na evolução e qualidade dos reservatórios siliciclásticos.

4.2 Petrografia quantitativa

Foram quantificadas 135 lâminas delgadas, preparadas a partir de amostras extraídas de testemunhos de seis poços selecionados, impregnadas com resina *epoxy* azul a fim de facilitar a observação dos constituintes e poros. As lâminas foram analisadas sistematicamente com o uso de microscópios petrográficos de luz polarizada e do software Petroledge© (De Ros *et al.*, 2007). A quantificação foi executada pela contagem de 300 pontos em cada lâmina, segundo transversas perpendiculares à laminação ou orientação dos grãos, de acordo com o método Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985).

A petrografia quantitativa visou a caracterização sistemática dos aspectos texturais, dos hábitos, teores, localizações, distribuições e relações entre constituintes primários e diagenéticos, tipos de poros e a classificação e interpretação de proveniência das amostras analisadas. Algumas amostras foram descritas apenas qualitativamente, pois problemas nas suas lâminas delgadas não permitiram observar aspectos texturais e estruturais, nem a relação paragenética dos constituintes. A discriminação da composição dos carbonatos foi feita através do tingimento com solução de alizarina vermelha S e ferricianeto de potássio (Tucker, 1988). As amostras siliciclásticas quantificadas foram classificadas textural e composicionalmente de acordo com Folk (1968). Rochas híbridas, com substancial teor de partículas carbonáticas intrabaciais, foram classificadas também de acordo com Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971).

4.3 Fotomicrografia

Foram adquiridas fotos digitais das principais feições composicionais primárias e diagenéticas, texturais, estruturais e de macroporosidade das lâminas analisadas para a confecção de uma documentação fotomicrográfica sistemática para o estudo. Para isso, foi utilizado um microscópio petrográfico da marca Zeiss, modelo Axio Imager A2, com uma câmera acoplada marca Zeiss Axio Cam MRc e o programa ZEN 2011™ da Zeiss.

4.4 Microscopia Eletrônica de Varredura

Através da microscopia eletrônica de varredura (MEV) e sua elevada resolução é possível identificar minerais diagenéticos, investigar seus hábitos, variações composicionais e suas relações paragenéticas. Este método tem grande utilidade em estudos detalhados de constituintes diagenéticos, complementando a análise realizada pela microscopia ótica.

O método funciona a partir de um canhão com filamento de tungstênio que emite elétrons que bombardeiam a amostra. A interação dos elétrons com a amostra resulta em diversos sinais emitidos, como os elétrons secundários, que são elétrons de baixa energia que interagem inelasticamente com a superfície da amostra e são refletidos desta, sendo altamente dependentes do relevo. Devido a essa baixa penetração, as imagens obtidas são de alta resolução, permitindo a montagem de uma imagem aparentemente tridimensional da superfície dos constituintes.

Outra interação do feixe eletrônico com a amostra se dá através da excitação de elétrons dos elementos dos minerais, que migram para camadas mais externas ou são arrancados, criando um espaço preenchido por elétrons de camadas mais externas. Essa migração causa a liberação de energia em forma de raios X específicos, permitindo a identificação dos elementos e sua concentração nos constituintes da amostra através da espectrometria da energia dispersada (EDS). Resultados de análises de MEV de elétrons secundários e EDS de reservatórios onshore do Membro Carmópolis foram fornecidos pela PETROBRAS, reinterpretados e integrados com os resultados do estudo petrográfico desenvolvido neste trabalho.

4.5 Isótopos Estáveis

Resultados de análises de isótopos de oxigênio (^{18}O e ^{16}O) e carbono (^{13}C e ^{12}C), executadas em carbonatos diagenéticos de 10 amostras selecionadas, foram fornecidas pela PETROBRAS. A aplicação do método permite um melhor entendimento da evolução diagenética nas rochas

sedimentares, permitindo identificar o as condições de precipitação, a temperatura e a composição das fases fluídas precipitantes.

A quantidade de isótopos nos minerais diagenéticos depende da sua concentração e das condições físico-químicas do meio, que variam de acordo com a composição detrítica dos sedimentos e dos fluídos que percolam durante os processos diagenéticos (Longstaffe, 1989). Durante uma reação, processo químico, físico ou biológico, ocorre o fracionamento isotópico, causado pela mudança na proporção de isótopos leves e pesados.

A composição isotópica do oxigênio nos cimentos carbonáticos fornece dados sobre as águas intersticiais envolvidas na formação dos minerais e suas eventuais mudanças nos estágios diagenéticos. Isto porque cada mineral armazena na sua estrutura a assinatura da relação isotópica característica das condições específicas que predominaram durante a sua precipitação. Aspectos como a temperatura ambiente, o tamanho, a área da superfície e a composição química dos grãos, são fatores controladores importantes na transferência das relações isotópicas entre os minerais e a água intersticial (Longstaffe, 1989).

O registro da passagem das águas intersticiais permanece impresso na composição isotópica dos cimentos, e registra as características das condições específicas que predominaram durante a precipitação e que podem apresentar eventuais mudanças nos estágios diagenéticos. Os isótopos de carbono fornecem dados sobre a fonte dos cimentos carbonáticos (ambiente sedimentar e diagenético): tipicamente a dissolução de rochas e grãos carbonáticos e/ou a alteração da matéria orgânica. A proporção dos isótopos do carbono exhibe consideráveis variações, normalmente associadas a processos biológicos tais como a oxidação bacteriana da matéria orgânica, a redução de sulfato, e a fermentação metanogênica. A proporção isotópica do carbono pode apresentar uma grande variação em função da temperatura, do pH, da concentração relativa das diferentes espécies de carbono e em função do seu fracionamento (Longstaffe, 1989).

4.6 Petrofácies de reservatório

O reconhecimento de petrofácies de reservatório consiste em uma ferramenta para a caracterização e predição de qualidade dos reservatórios (porosidade e permeabilidade), que é controlada por aspectos deposicionais e processos e produtos diagenéticos (De Ros & Goldberg, 2007). Segundo os autores, através de descrições detalhadas das lâminas é possível a separação das rochas em grupos de acordo com seguintes atributos petrográficos:

- i) Estruturas primárias, textura e fábrica (tamanho de grão, seleção, arredondamento, empacotamento e orientação);
- ii) Tipos, volume e localização dos constituintes primários;
- iii) Tipos, volume, localização, hábitos e relações paragenéticas dos constituintes diagenéticos;
- iv) Tipos de poros, localização e suas relações.

O agrupamento de amostras em uma petrofácies de reservatório requer que elas tenham comportamento petrofísico (porosidade, permeabilidade) semelhante. A uma mesma fácies deposicional podem corresponder várias petrofácies de reservatório diferentes. Os atributos com maior impacto sobre porosidade e permeabilidade são reconhecidos, e petrofácies preliminares são definidas a partir destas características. Estas divisões preliminares são então testadas contra parâmetros petrofísicos e petrográficos quantitativos e valores limites são estabelecidos para os atributos texturais e composicionais de maior importância para a definição das petrofácies de reservatório. Este conceito e método contribuem para a identificação de heterogeneidades e barreiras de fluxo internas e para a predição da qualidade dos reservatórios.

4.7 Integração de dados

Através de descrições e perfis integrados de análise sequencial de testemunhos fornecidos pela PETROBRAS, foi possível realizar a integração entre a estratigrafia e a petrografia sedimentar, permitindo uma definição da distribuição dos processos diagenéticos em relação a limites e sequências

estratigráficas e a fácies deposicionais do Membro Carmópolis da Formação Muribeca na área onshore da Bacia de Sergipe-Alagoas. Este estudo deve contribuir para uma melhor compreensão da distribuição da qualidade e heterogeneidade nos reservatórios Carmópolis.

5. SÍNTESE DOS RESULTADOS

- O estudo integrado da sequência estratigráfica e diagênese dos arenitos e conglomerados do Membro Carmópolis, Formação Muribeca (Aptiano) da Bacia de Sergipe-Alagoas permitiu a identificação dos principais processos diagenéticos que afetam a qualidade do reservatório e como eles se distribuem nos poços analisados.
- A partir da análise petrográfica de 135 lâminas delgadas foi possível classificar as amostras em siliciclásticas, híbridas e carbonáticas. Predominam os arenitos e conglomerados siliciclásticos, classificados predominantemente como litarenitos feldspáticos. As amostras variam de arenitos lamosos a conglomerados, com predominância de arenitos médios a grossos, moderadamente selecionados, maciços ou com laminação irregular. Os principais constituintes detríticos são fragmentos metamórficos de baixo grau, quartzo, feldspatos, fragmentos plutônicos e micas.
- Dolomita é o constituinte diagenético mais abundante e a cimentação por dolomita é o principal processo responsável pela perda de porosidade nas amostras analisadas. A compactação mecânica, observada pela deformação de micas e fragmentos metamórficos e pela geração de pseudomatriz, também contribuiu para a redução da porosidade primária.
- As relações paragenéticas observadas permitiram caracterizar muitos dos processos diagenéticos que afetaram as amostras como pré-compactacionais. Os principais processos diagenéticos ocorreram em condições de profundidades rasas, mas sob

influência de fluídos termobáricos vindos de áreas offshore mais profundas.

- Vinte petrofácies de reservatório foram separadas de acordo com os atributos de maior impacto na porosidade e permeabilidade, incluindo: composição e textura primárias, principais processos diagenéticos e tipos de poros. Essas foram agrupadas em associações de petrofácies segundo a sua qualidade como reservatório: boa, média e ruim/não reservatório.
- Nos seis poços analisados, seis fácies deposicionais foram reconhecidas, compreendendo: conglomerados e arenitos conglomeráticos maciços (Gm), representando depósitos proximais de leques aluviais no trato de sistema de nível baixo (TSNB); arenitos com granodecrescência ascendente (grossos a muito finos), com estratificação cruzada e cruzada indistinta (St ; Si), e laminação de baixo ângulo (Sl/Sr), representando depósitos de planície aluvial do trato de sistema transgressivo (TST); e siltitos, folhelhos e mudstones bioclásticos (Fl/Fpp ; Mbc), representando depósitos lacustres distais no trato de sistema de nível alto (TSNA).
- A partir da integração dos dados petrográficos, sedimentológicos e estratigráficos, foi observado que a distribuição de petrofácies e associação de petrofácies é bastante variável em relação às associações de fácies deposicionais, e que a quantidade de cimento carbonático e a qualidade dos reservatórios não corresponde à fácies deposicionais específicas.
- Na associação de fácies de leques aluviais, cinco padrões de distribuição de associações de petrofácies foram observados: (a) conglomerados porosos com boa qualidade; (b) sequências com qualidade ruim na base e média no topo e volume de cimento que decresce para o topo; (c) conglomerados moderadamente porosos com média qualidade na base e porosos com boa qualidade no topo; (d) arenitos cimentados com qualidade ruim na base e arenitos e conglomerados porosos e com dissolução e boa qualidade no topo, e; (e) uma sequência sem padrão de

distribuição definida com arenitos compactados na base e no topo e conglomerados cimentados no meio do intervalo.

- Na associação de fácies de planície aluvial, seis padrões de distribuição de associações de petrofácies foram observados: (a) sequências com arenitos porosos e dissolvidos, com pequeno volume de cimento carbonático e boa qualidade na base e arenitos cimentados de má qualidade no topo; (b) arenitos porosos com pequeno volume de cimento carbonático e com boa qualidade; (c) arenitos cimentados com má qualidade na base e arenitos e conglomerados moderadamente porosos no topo; (d) uma sequência com petrofácies variáveis, mas que apresentam quantidades de cimento carbonático similares. (e) uma sequência com má qualidade e abundante cimento carbonático, e; (f) sequências com petrofácies variáveis e com volumes similares de cimento carbonático.
- Na associação de fácies lacustre, três padrões de distribuição de associações de petrofácies foram observados: (a) qualidade média; (b) arenitos porosos com boa qualidade, e; (c) arenitos bioturbados com abundante matriz sin-deposicional, de má qualidade.
- A análise integrada dos dados petrográficos e faciológicos/estratigráficos desenvolvida neste estudo mostrou que os padrões de distribuição dos processos diagenéticos nem sempre estão relacionados à fácies deposicionais específicas, e que reservatórios complexos e heterogêneos como os do Membro Carmópolis requerem estudos integrados e abrangentes para a melhor compreensão dos processos e padrões de controle de sua qualidade.

6. BIBLIOGRAFIA

- Aase, N.E., Bjorkum, P.A. & Nadeau, P.H. 1996. The effect of grain-coating microquartz on preservation of reservoir porosity. *AAPG Bulletin*, 80: 1654-1673.

- Al-Ramadan, K., Morad, S., Proust, J.N. & Al-Aasm, I.S. 2005. Distribution of diagenetic alterations within the sequence stratigraphic framework of shoreface siliciclastic deposits: evidence from Jurassic deposits of NE France. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 943-959.
- Amorosi, A. 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: A conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 65: 419-425.
- Amorosi, A. 2012. The occurrence of glaucony in the stratigraphic record: distribution patterns and sequence-stratigraphic significance. *International Associations of Sedimentologists, Special Publication*, 45: 37-54.
- Anjos, S.M.C., De Ros, L.F. & Silva, C.M.A. 2003. Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil. In: Worden, R. H. & Morad, S. (Eds.). *Clay Cements in Sandstones*. International Associations of Sedimentologists, Special Publication. Oxford, UK, p. 291-316.
- Aquino, G.S. & Lana, M.C. 1990. Exploração na Bacia de Sergipe-Alagoas: O "Estado da Arte". *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, 4(1): 75-84.
- Araújo, C.C., Moretti Júnior, P.A, Madrucci, V., Carramal, N.V., Toczeck, A. & Almeida, A.B. 2009. Carbonatos aptianos do Campo de Carmópolis, Bacia de Sergipe-Alagoas: estratigrafia e modelo deposicional. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, 17(2): 311-330.
- Arienti, L.M. 1996. *Análise estratigráfica, estudos de fluxos gravitacionais e geometria dos depósitos "rift" da Formação Maceió e Formação Poçoão, Bacia de Alagoas*. Porto Alegre, 398p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Azambuja Filho, N.C, Abreu, C.J., Horschutz, P.M.C., Cândido, A. & Ramos, E.M. 1980. Estudo sedimentológico, faciológico e diagenético dos conglomerados do campo petrolífero de Carmópolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário de Camboriú, SC, v.1, p. 240-253.
- Bahlis, A.B. & De Ros, L.F. 2013. Origin and impact of authigenic chlorite in the Upper Cretaceous sandstone reservoirs of the Santos Basin, eastern Brazil. *Petroleum Geoscience*, 19: 185-199.
- Baum, G.R. & Vail, P.R. 1988. Sequence stratigraphic concepts applied to Paleogene outcrops, Gulf and Atlantic basins. In: Wilgus, H., Kendall, C., Posamentier, H., Rossand, C. & Van Wagoner, J. (Eds). *Sea-Level Change. An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., 42, p. 309-329.
- Beltrami, C.V. & Della Favera, J.C. 1977. *Complexos Cíclicos Básicos nos Andares Jequiá e Alagoas, Bacia de Sergipe-Alagoas*. PETROBRAS-DEXPRO/DIVEX/SEGEL, 97p. (Relatório Interno).
- Berger, A., Gier, S. & Krois, P. 2009. Porosity-preserving chlorite cements in shallow-marine volcanoclastic sandstones: Evidence from Cretaceous sandstones of the Sawan gas field, Pakistan. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 93: 595-615.
- Bjørkum, P.A. 1996. How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones? *Journal of Sedimentary Research*, A66: 147-154.

- Bloch, S. 1994. Effect of detrital mineral composition on reservoir quality. *In: Wilson, M. D. (Ed.). Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. SEPM Short Course 30, p. 61-182.
- Bloch, S. & Helmond, K.P. 1995. Approaches to predicting reservoir quality in sandstones. *AAPG Bulletin*, 79: 97-115.
- Bloch, J.D., Lander, R.H. & Bonell, L. 2002. Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstones reservoirs: Origin and predictability. *AAPG Bulletin*, 86: 301-328.
- Burley, S.T. & MacQuaker, J.H.S. 1992. Authigenic clays, diagenetic sequences and conceptual diagenetic models in contrasting basin-margin and basin-center North Sea Jurassic sandstones and mudstones. *In: Houseknecht D.W. & Pittman E.D. (Eds). Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*. SEPM Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK, p. 81-110.
- Burns, S.J. & Matter, A. 1995. Geochemistry of carbonate cements in surficial alluvial conglomerates and their palaeoclimatic implications, Sultanate of Oman. *Journal of Sedimentary Research*, A65: 170-177.
- Campelo, R.C. 2005. Integração de métodos geofísicos na caracterização de um limite entre as bacias de Sergipe-Alagoas e Jacuípe. *In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 9., 2005, Salvador. Anais*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2005. 1 CD-ROM.
- Campos Neto, O.P.A., Lima, W.S. & Cruz, F.E.G. 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, 15(2): 405-415.
- Coleman, M.L., Curtis, C.D. & Irwin, H. 1979. Burial rate; a key to source and reservoir potential. *World Oil*, 5: 83-92.
- Colson, I. & Cojan, I. 1996. Ground water dolocretes in a lake-marginal environment: an alternative model for dolocrete formation in continental settings (Danian of the Provence Basin, France). *Sedimentology*, 43: 175-188.
- Cross, T.A. 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. *In: Wilgus, C.K. et al. (Eds). Sea-Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, Tulsa, OK. p. 371-380.
- Curtis, C.D. 1987. Mineralogical consequences of organic matter degradation in sediments: inorganic/organic diagenesis. *In: Leggett, J.K. & Zuffa, G.G. (Eds). Marine Clastic Sedimentology – Concepts and Case Studies*, Graham and Trotman Ltd, London, p. 108-123.
- De Ros, L.F., Morad, S. & Paim, P.S.G. 1994. The role of detrital composition and climate in the evolution of continental molasses: evidence from the Cambro Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 92: 197-228.
- De Ros, L.F. 1996. Compositional controls on sandstone diagenesis. *Comprehensive summaries of Uppsala dissertations from the Faculty of Science and Technology*, 198: 1–24.
- De Ros, L.F. & Goldberg, K. 2007. Reservoir Petrofacies: A Tool for Quality Characterization and Prediction. *In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California. Expanded Abstracts*, p. 1-4

- De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel M., Victoreti F., Mastella M. & Castro E. 2007. Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the Petroledge System. *In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, Expanded Abstracts.*
- Dias, J.L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro, 13(1): 7-25.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In: Zuffa, G.G. (Ed.). Provenance of Arenites*. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, The Netherlands. NATO-ASI Series C, 148: 333-361.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Bankenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. & Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dixon, S.A., Summers, D.M. & Surdam, R.C. 1989. Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet formation (Upper Jurassic), southern Alabama. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 707-728.
- Dolan, J.F. 1989. Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles: discussion with examples. *AAPG Bulletin*, 73: 1233-1246.
- 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, p. 108-121.
- Ehrenberg, S.N. 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 1260-1286.
- Ehrenberg, S.N. & Boassen, T. 1993. Factors controlling permeability variation in sandstones of the Garn Formation in Trestakk Field, Norwegian continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(5): 929-944.
- Embry, A.F. & Klovan, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Emery, D. & Myers, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, London, 297p.
- Falconi, C.M.O. 2006. *Sedimentação mista carbonato-siliciclástico durante o Albo-aptiano na porção emersa da Bacia Sergipe-Alagoas*. São Leopoldo, 169p. Tese de Doutorado, Universidade Vale do Rio dos Sinos.
- Feijó, F.J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 8(1): 149-16.
- Folk, R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas, Hemphill, 107p.
- Fontana, D., Zuffa, G.G. & Garzanti, E. 1989. The interaction of eustacy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (Eocene-Central Pyrenees, Spain). *Basin Research*, 2: 223-237.

- Galloway, W.E. 1984. Hydrogeologic regimes of sandstone diagenesis. *In: McDonald D.A. & Surdam R.C. (Eds.). Clastic Diagenesis*. AAPG Memoir America Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, 37: 3-13.
- Garzanti, E. 1991. Non-carbonate intrabasinal grains in arenites: their recognition, significance and relationship to eustatic cycles and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 959-975.
- Glasmann, J.R., Clark, R.A. Larter, S. Briedis, N.A. & Lundegard, P.D. 1989. Diagenesis and hydrocarbon accumulation, Brent Sandstones (Jurassic), Bergen High, North Sea. *AAPG Bulletin*, 73: 1341-1360.
- Glenn, C.R. & Arthur, M.A. 1990. Anatomy and origin of a Cretaceous phosphorite-greensand giant, Egypt. *Sedimentology*, 37: 123-154.
- Haeser, B. 2015. *Bacia de Sergipe-Alagoas*. Sumário Geológico e Setores em Oferta, Superintendência de Definições de Blocos - SDB. 13ª Rodada de Licitações, ANP.
- Hendry, J.P., Wilkinson, M., Fallick, A.E. & Haszeldine, R.S. 2000. Ankerite cementation in deeply buried Jurassic sandstone reservoirs of the central North Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 227-239.
- Hesse, R. 1990. Early diagenetic pore water/sediment interaction: modern offshore basins. *In: McIlreath I.A. & Morrow D.W. (Eds.). Diagenesis*. Geoscience Canada Reprint Series. Geological Association of Canada, Ottawa, Ontario, 4: p. 277-316.
- Horbury, A.D. & Robinson, A.G. 1993. *Diagenesis and Basin Development*. AAPG Studies in Geology. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, 36, 274p.
- Houseknecht, D.W. 1984. Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 348-361.
- Houseknecht, D.W. 1988. Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 228-246.
- Humphreys, B., Kemp, S.J., Lott, G.K., Bermanto, Dharmayanti, D.A. & Samsori, I. 1994. Origin of grain-coating chlorite by smectite transformation: an example from Miocene sandstones, North Sumatra back-arc basin, Indonesia. *Clay Minerals*, 29: 681-692.
- Hunt, D. & Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1-9.
- Ingersoll, R.V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1704-1719.
- Jervey, M.T. 1988. Quantitative geologic modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *In: Wilgus, C.K. et al. (Eds.), Sea-Level Changes – An Integrated Approach*, SEPM Special Publication, SEPM, Tulsa, OK, 42: 47-69.
- Jiao, Z.S. & Surdam, R.C. 1997. *Clay diagenesis and sealing capacities of sequence boundaries in the Cretaceous section in Laramide basins*. *In: American Association of Petroleum Geologists and Society for Sedimentary Geology Annual Meeting Abstracts 6*, Tulsa, OK, 56p.
- Kantorowicz, J.D., Bryant, I.D. & Dawans, J.M. 1987. Controls on the geometry and distribution of carbonate cements in Jurassic sandstones: Bridport sands, southern England and Viking Group, Troll Field, Norway.

- In: Marshall, J.D (Ed.). Diagenesis of Sedimentary Sequences, Geological Society London, Special Publication, Blackwell, 36: 103-118.*
- Ketzer, J.M., Morad, S., Evans, R. & Al-Aasm, I. 2002. Distribution of diagenetic alterations in fluvial, deltaic and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Mullaghmore Formation (Carboniferous), NW Ireland. *Journal Sedimentology Research*, 72: 760-774.
- Ketzer, J.M., Carpentier, B., Le Gallo, Y. & Le Thiez, P. 2005. Geological sequestration of CO₂ in mature hydrocarbon fields. Basin and reservoir numerical modeling of the Forties Field, North Sea. *Oil Gas Science Technology* 60: 259-273.
- Ketzer, J.M., Holtz, M., Morad, S. & Al-Aasm, I.S. 2003a. Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation (early Permian), southern Brazil. *Sedimentology*, 50: 855-877.
- Ketzer, J.M., Morad, S. & Amorosi, A., 2003b. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. *In: Worden R.H. & Morad S. (Eds.). Clay Cements in Sandstones*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK. IAS Special Publication, 34: 42-59.
- Khalaf, F.I. 1990. Occurrence of phreatic dolomite in Tertiary clastic deposits of Kuwait, Arabian Gulf. *Sedimentary. Geology*, 68: 223-239.
- Koutsoukos, E.A.M. 1989. *Mid to late cretaceous microbiostratigraphy, paleoecology and paleogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil*. Plymouth, 645p. PhD thesis, Department of Geological Sciences of Polytechnics South West.
- Lana, M.C. 1985. *Rifteamento da Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil*. Ouro Preto, 124p. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Longstaffe, F.J. 1989. Stable isotopes as tracers in clastic diagenesis. *In: Hutcheon, I.E. (Ed.). Short Course in Burial Diagenesis*. Montreal, May 1989, Mineralogical Association of Canada (1989), p. 201-257.
- Longstaffe, F.J. 1993. Meteoric water and sandstone diagenesis in the western Canada sedimentary basin. *In: Hornbury A.D. & Robinson A.G (Eds.). Diagenesis and Basin Development*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, AAPG Studies in Geology 36, p. 49-68.
- Loomis, J.L. & Crossey, L.J. 1996. Diagenesis in a cyclic, regressive siliciclastic sequence: the point Lookout Sandstone, San Juan Basin, Colorado. *In: Crossey, L.J., Loucks, R. & Totten, M.W. (Eds.). Siliciclastic Diagenesis and Fluid Flow: Concepts and Applications*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK. Special Publication, 55: 23-36.
- Macquaker, J.A.S. & Taylor, K.G. 1996. A sequence stratigraphic interpretation of a mudstone-dominated succession: the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation, UK. *Journal of the Geological Society of London*, 53: 759-770.
- Mátyás, J. & Matter, A. 1997. Diagenetic indicators of meteoric flow in the Pannonian Basin, Southeast Hungary. *In: Montanez, I.P, Gregg, J.M. & Shelton, K.L. (Eds.). Basin-Wide Diagenetic Patterns: Integrated Petrologic, Geochemical and Hydrologic Considerations*. SEPM Special Publication, Society for Sedimentary Geology, Tulsa, OK, 57: 281-296.

- Mendes, J.M.C. 1994. *Análise estratigráfica da seção neoptiana/eocenomaniana (Fm. Riachuelo) na área do Alto de Aracaju e adjacências: Bacia de Sergipe-Alagoas*. Porto Alegre, 166p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Miall, 2000. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, (Third ed.). Springer Verlag, Berlim, 616p.
- Mohriak, W.U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. & Gonçalves, J.H. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, p. 87-165.
- Morad, S., Bergan, M. Knarud, R. & Nystuen, J. P. 1990. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre field, Norwegian North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 411-425.
- Morad, S., Marfil, R., Al-Aasm, I.S. & Gomez-Gras, D. 1992. The role of mixing-zone dolomitization in sandstone cementation: evidence from the Triassic Buntsandstein, the Iberian Range, Spain. *Sedimentary Geology*, 80: 53-65.
- Morad, S., Ben Ismail, H., De Ros, L.F., Al-Aasm, I.S. & Serrhini, N.E. 1994. Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. *Sedimentology*, 41: 1253-1272.
- Morad, S. 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. In: Morad, S. (Ed.), *Carbonate Cementation in Sandstones*. Special Publication, International Association of Sedimentologists, 26: 1-26.
- Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 94: 1267-1309.
- Morad, S., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2012. Linking diagenesis to sequence stratigraphy: an integrated tool for understanding and predicting reservoir quality distribution. *Internacional Association Sedimentology, Special Publication 2012*. 45: 1-36.
- Morad, S., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47: 95-120.
- Moraes Rego, L.F. 1933. Notas sobre a geologia, a geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe. In: ANAIS DA ESCOLA DE MINAS DE OURO PRETO, 1933, Ouro Preto. Anais v. 24, p. 31-84.
- Moraes, M.A.S. & De Ros, L.F. 1990. Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 809-819.
- Ojeda, H.A.O. 1982. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bulletin*, 66: 732-749.
- Pittman, E.D., Larese, R.E. & Heald, M.T. 1992. Clay coats: occurrence and relevance to preservation of porosity in sandstones. In: Houseknecht, D.W. & Pittman, E.D. (Eds.). *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*. SEPM Special Publication, v. 47: Tulsa, OK., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 241-264.

- Ponte, F.C. & Asmus, H.E. 1976. The Brazilian margin basins-current state of knowledge. *In: ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS*, 1976, Rio de Janeiro. Anais v. 48, p. 215-240.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. *In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.). Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, p. 110-124.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. *In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.). Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, p. 125-154.
- Posamentier, H.W. & Allen, G.P. 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, SEPM Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 7, 210p.
- Primmer, T.J., Cade, C.A., Evans, J., Gluyas, J.G., Hopkins, M.S, Oxtoby, N.H., Smalley, P.C., Warren, E.A. & Worden, R.H. 1997. Global patterns in sandstone diagenesis: their application to reservoir quality prediction for petroleum exploration, *In: Kupecz, J.A., Gluyas, J.G. & Bloch, S. (Eds.). Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates*. AAPG Memoir 69, p. 61-78.
- Ryan, P.C., and Reynolds, R.C. 1996. The origin and diagenesis of grain coating serpentine-chlorite in Tuscaloosa Formation sandstone, U.S. Gulf Coast: *American Mineralogist*, 81: 213-225.
- Ryer, T. 1981. Deltaic coals of Ferron Sandstone Member of Mancos Shale: predictive model for Cretaceous coal-bearing strata of Western Interior. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65: 2323-2340.
- Saigal, G.C., Morad, S., Bjørlykke, K., Egeberg, P.K., & Aagaard, P. 1988. Diagenetic albitization of detrital Kfeldspars in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoirs from offshore Norway: I. Textures and origin: *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 1003-1013.
- Salem, A.M., Ketzer, J.M., Morad, S., Rizk, R.R. & Al-Aasm, I. 2005. Diagenesis and reservoir-quality evolution of incised-valley sandstones: evidence from the Abu-Madi gas reservoirs (Upper Miocene), the Nile Delta, Egypt. *Journal Sedimentology. Research*, 75: 572-584.
- Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, 12 (1): 21-86.
- Scherer, M. 1987. Parameters influencing porosity in sandstones: A model for sandstone porosity prediction. *AAPG Bulletin*, 71: 485-491.
- Shanley, K.W. & McCabe, P.J. 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. *In: Flint, S., and Bryant, I. (Eds.). Quantitative Modelling of clastic hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues*. International Association of Sedimentologists Special Publication 15, p. 21-56.
- Siever, R. 1979. Plate tectonic controls on diagenesis: *Journal of Geology*, 87: 127-155.

- Silva F.M.A., Santana, A.C. & Bonfim, L.F.C. 1978. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Estância: suas correlações. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, 1978, Recife. *Anais...* São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p. 685-699.
- South, D.L. & Talbot, M.R. 2000. The sequence stratigraphic framework of carbonate diagenesis within transgressive fan-delta deposits: Sant Llorenç del Munt fan-delta complex, SE Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentary Geology*, 138: 179-198.
- Souza, R.S. 1989. *Litofácies e diagênese do Membro Carmópolis, Formação Muribeca (Cretáceo), Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil*, 200 p. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil.
- Souza, R.S., De Ros, L.F. & Morad, S. 1995. Dolomite diagenesis and porosity preservation in lithic reservoirs: Carmópolis Member, Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil. *AAPG Bulletin*. Rio de Janeiro, 79(5):725-748.
- Souza-Lima, W., Andrade, E.J., Bengtson, P. & Galm, P.C. 2002. *A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil*. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, Edição especial 1, 34p.
- Spötl, C. & Wright, V.P. 1992. Groundwater dolocretes from the Upper Triassic of the Paris Basin, France: a case study of an arid, continental diagenetic facies. *Sedimentology*, 39: 1119-1136.
- Stonecipher, S.A. & May, J.A. 1990. Facies controls on early diagenesis: Wilcox Group, Texas Gulf Coast. *In: Meshri I.D. & Ortoleva P.J. (Eds.) Prediction of Reservoir Quality Through Chemical Modeling*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 49: 25-44.
- Stonecipher, S.A., Winn, R.D., Jr., & Bishop, M.G., 1984. Diagenesis of the Frontier Formation, Moxa Arch: a function of sandstone geometry, texture and composition, and fluid flux. *American Association of Petroleum Geologists Memoir 37*: 289-316.
- Szatmari, P., Carvalho, R.S. de, Simões, I.A. Tibana, P. & Leite, D.C. 1974. *Evaporitos de Sergipe*, v. 1, Projeto Evaporitos, SEM Ba / SEPES, Aracajú, 159 p.
- Taylor, K.G., Gawthorpe, R.L. & Van Wagoner, J.C. 1995. Stratigraphic control on laterally persistent cementation, Book Cliff, Utah. *Journal Sedimentology. Research*, 69: 225-228.
- Thomson, A. 1982. Preservation of porosity in the deep Woodbine/Tuscaloosa trend, Louisiana: *Journal of Petroleum Technology*, 1982: 1156-1162.
- Tucker, M.E., 1988. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 391 p.
- Tucker, M.E. 1993. Carbonate diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *In: Wright, V.P. (Ed.), Sedimentology Review*. Blackwell, Oxford, p. 51-72.
- Van Der Ven, P.H., Cainelli, C. & Fernandes, G.J.F. 1989. Bacia de Sergipe-Alagoas: Geologia e exploração. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro, 3(4): 307-319.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. & Rahmanian, V.D. 1990. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies*. AAPG

- Methods in Exploration Series, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, 7, 55p.
- Van Wagoner, J.C. 1995. Sequence Stratigraphy and Marine to Nonmarine Facies Architecture of Foreland Basin Strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A. *In: Van Wagoner, J. C., Bertram, G. T. (Eds.). Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits.* American Association Petroleum Geologists Memoir 64, p.137-223.
- Walker, T.R., Waugh, B. & Crone, A.J. 1978. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *Geological Society of America. Bulletin*, 89: 19-32.
- Warren, E.D. & Pulham, A.J. 2001. Anomalous porosity and permeability preservation in deeply buried tertiary and Mesozoic sandstones in the Cusiana field, Llanos Foothills, Colombia. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 2-14.
- Watts, N.L. 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (south Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27: 661-686.
- Weyl, P.K. 1959. Pressure solution and the force of crystallization - A phenomenological theory. *Journal of Geophysical Research*, 64: 2001-2025.
- Whalen, M.T., Eberli, G.P., Van Buchem, F.S.P., Mountjoy, E.W. & Homewood, P.W. 2000. Bypass margins, basin-restricted wedges and platform-to-basin correlation, Upper Devonian, Canadian Rocky Mountains: implications for sequence stratigraphy of carbonate platform systems. *Journal Sedimentology Research*, 70: 913-936.
- Williams, C.A. & Krause, F.F. 1998. Pedogenic-phreatic carbonates on a Middle Devonian (Givetian) terrigenous alluvial-deltaic plain, Gilwood Member (Watt Mountain Formation), northcentral Alberta, Canada. *Sedimentology*, 45: 1105-1124.
- Wilkinson, M. 1991. The concretions of the Bearerraig Sandstone Formation: geometry and geochemistry. *Sedimentology*, 38: 899-912.
- Worden, R. & Morad, S. 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. *In: Worden, R.H. & Morad, S. (Eds.). Clay Cements in Sandstones.* IAS Special Publication, v. 34: Oxford, UK, International Association of Sedimentologists - Blackwell Scientific Publications, p. 3-41.
- Worthington, S.R.H. 2001. Depth of conduit flow in unconfined carbonate aquifers. *Geology*, 29: 335-338.
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. *In: Zuffa, G.G. (Ed), Provenance of Arenites.* NATO-ASI Series C. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, p. 165-180.
- Zuffa, G.G. 1987. Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. *In: Leggett J.K. & Zuffa G.G. (Eds.). Marine Clastic Sedimentology – Concepts and Case Studies (A Volume in Memory of C. Tarquin Teale),* Graham and Trotman Ltd, London, p. 39-61.
- Zuffa, G.G., Cibin, U. & Di Giulio, A. 1995. Arenite petrography in sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 103: 451-459.

7. ARTIGO SUBMETIDO

Acknowledgement of receipt of your submitted article



Sedimentary Geology <eesserver@eesmail.elsevier.com>



Responder a todos | v

Hoje, 14:41

Você v

Dear Ms. Altenhofen,

Your submission entitled "Depositional and Diagenetic Controls on the Porosity of Lithic Pre-Salt Reservoirs from the Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil" has been received by Sedimentary Geology.

Your paper will be considered as belonging to the category Research Paper. Please contact us if this is not correct.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <http://ees.elsevier.com/sedgeo/> as Author.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Sedimentary Geology

**Depositional and Diagenetic Controls on the Porosity of Lithic Pre-Salt
Reservoirs from the Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil**

Sabrina Danni Altenhofen*

Argos Belmonte Silveira Schrank

Luiz Fernando De Ros

UFRGS, Instituto de Geociências, P.O. Box 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre -
RS, Brazil.

***Corresponding author:**

E-mail: danni.altenhofen@hotmail.com

ABSTRACT

Dolomite cementation and mechanical compaction are the main parameters controlling porosity and permeability in the complex lithic reservoir sandstones and conglomerates of the Carmópolis Member from the Muribeca Formation (Aptian) of Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. The patterns and distribution of the diagenetic processes were analyzed in 135 thin sections in relation to depositional facies and the sequence-stratigraphic framework. Linking the main diagenetic patterns to the major depositional aspects is of great importance for understanding the distribution of quality and heterogeneity in these unusual but important reservoirs. The succession was deposited in a complex intercalation of fan-deltaic, alluvial fan, braided deltaic and lacustrine environments. The main diagenetic processes affected the analyzed samples before compaction, due to ascending thermobaric fluids. Twenty reservoir petrofacies were defined according to the main primary textural and compositional aspects and major diagenetic processes affecting porosity, and grouped into good, medium and low quality petrofacies associations. The distribution of the petrofacies and petrofacies association in the alluvial fan, alluvial plain and lacustrine depositional facies associations is not always systematically correlatable among the analyzed wells. In the alluvial fan facies association, both good and low quality petrofacies associations occur in similar proportions. In the alluvial plain depositional facies, there is a predominance of the low quality petrofacies association. The lacustrine depositional facies association shows a highly variable distribution of reservoir petrofacies in the analyzed wells, with variable amount of carbonate cement. These results reveal the heterogeneous diagenetic evolution that was superimposed to the complex depositional facies and stratigraphy of these reservoirs.

Key-words: Sergipe-Alagoas Basin, conglomerates, sandstones, diagenesis, depositional facies, reservoirs

1. INTRODUCTION

The Carmópolis Field was the first giant field discovered in Brazil, in the late 1960s. It is located in the Sergipe-Alagoas Basin, a typical rift basin that evolved to a passive margin after the breakup of the Gondwana Supercontinent (Araújo *et al.*, 2009). With a proven reserve of 256 millions of barrels of oil and 7.053 millions of cubic meters of gas (Haeser, 2015), the field is the second largest onshore field of the country in volume.

The Carmópolis Member, object of this study, occurs only in subsurface and represents a rare example of lithic oil reservoir rich in ductile low-grade metamorphic rock fragments, such as phyllite, schist, and slate (phyllarenites *sensu* Folk, 1968), showing a complex diagenetic evolution (Souza *et al.*, 1995). Phyllarenites have a low potential for porosity preservation during diagenesis, due to the deformation of the ductile metamorphic fragments, and thus seldom become oil reservoirs.

The Carmópolis reservoirs are very heterogeneous, with intercalation of partially cemented porous areas and tight areas intensely cemented by dolomite (Souza *et al.*, 1995). Recently, many studies have integrated sequence stratigraphy and diagenesis in order to enhance the understanding of complex reservoirs. Such approach is possible because the parameters controlling the sequence stratigraphic framework commonly have a profound impact on early diagenetic processes (Morad *et al.* 2012). In the quality evolution of clastic reservoir sequences, diagenetic changes that impact the porosity and permeability of sandstones can be commonly set within a stratigraphic framework. The distribution of depositional facies controls the original porosity and permeability, the geometry and architecture of sand bodies, the mud/sand ratios and the chemistry of pore waters during eodiagenesis (Morad, *et al.* 2010). This study aims to evaluate the distribution of diagenetic processes in relation to depositional facies, stratigraphic limits and sequences, for a better understanding of the distribution of

quality and heterogeneity within the Carmópolis reservoirs, contributing therefore for the optimization of their production.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Sergipe-Alagoas Basin is located in the continental margin of northeastern Brazil (Figure 1), with total area of 44.370 km², of which 31.750 km² are offshore, to a water depth of 3.000 m, and 12.620 km² are onshore (Haeser, 2015). The northern limit, with the Pernambuco-Paraíba Basin is defined by the Maragogi High, and the southern limit, with the Jacuípe Basin, by the Vaza Barris fault system (Mohriak, 2003). The sedimentary infill comprises twenty-three depositional sequences, related to the evolution stages of the Gondwana fragmentation and the formation of the Atlantic Ocean (Ponte & Asmus, 1976; Araújo *et al.*, 2009).

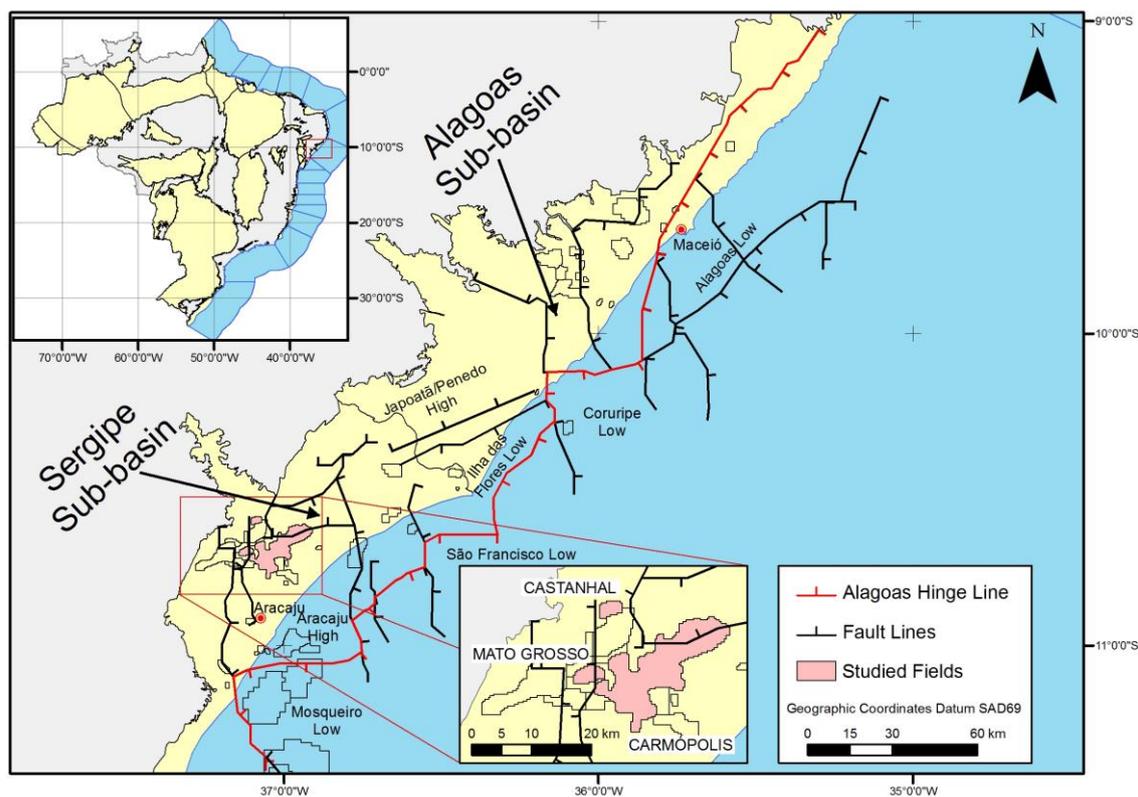


Figure 1. Location map of the Sergipe-Alagoas Basin with the studied fields.

The structural evolution of Brazilian marginal basins is subdivided into five supersequences (Campos Neto *et al.*, 2007), named: Paleozoic, Pre-Rift, Rift, Post-Rift and Drift. According to Szatmari *et al.* (1974), the tectonic framework of the Sergipe-Alagoas Basin was defined mainly during the rift phase (pre-Meso-Alagoas), which generated its main structural features. In the highs, Alagoas sediments were deposited directly on the Pre-Cambrian basement. In the lows, where sedimentation was almost continuous, except for small gaps, and deposits ranging in age from the Carboniferous to the Tertiary are found. According to Campos Neto *et al.* (2007) and Szatmari *et al.* (1974), an intense Aptian erosive phase (pre-Alagoas unconformity) smoothed the pre-existing topography prior to deposition of the Muribeca Formation. On this undulating surface, the Carmópolis Member was deposited.

The Carmópolis Member (Figure 2) aim of this study, is a sandy-conglomeratic unit of Alagoas age (Aptian; Azambuja Filho *et al.*, 1980) deposited at the beginning of the post-rift, transitional phase, covering and adjacent to the basement that was uplifted during the rift phase. According to Azambuja Filho *et al.* (1980) and Souza *et al.* (1995), several depositional cycles were developed in a semi-arid continental environment with alternation between fan-deltaic systems (during highstands) and an association of alluvial fans and braided deltas (during lowstands) prograding into large lakes, under increasing marine influence. The conglomerates and conglomeratic sandstones which constitute the reservoirs of this unit occur at the base of these cycles. These fining upwards cycles would have been produced by tectonic pulses that uplifted the source areas, intercalated by periods of quiescence and transgression (Azambuja Filho *et al.*, 1980; Souza, 1989).

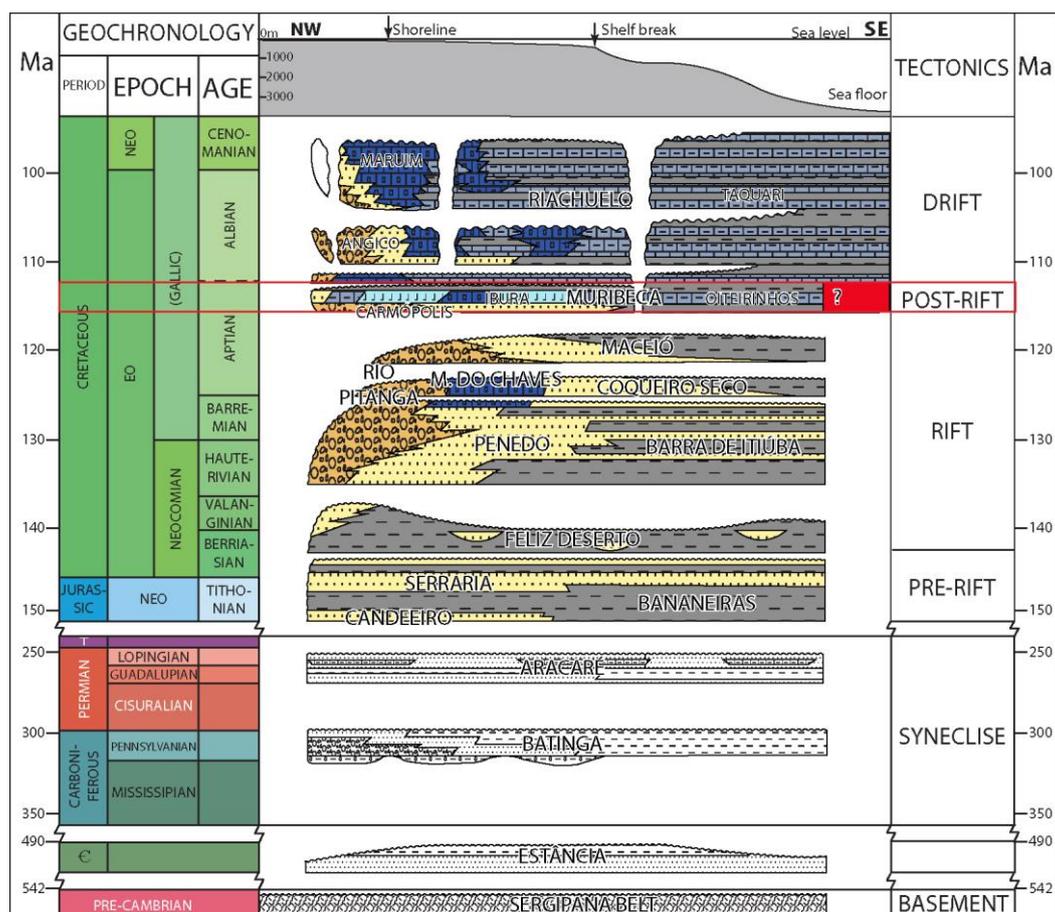


Figure 2. Chronostratigraphic chart of the Sergipe Basin, with the interval of the Carmópolis Member highlighted (Modified from Campos Neto *et al.*, 2007).

Azambuja Filho *et al.* (1980) recognized three sub-environments for the Carmópolis Member: alluvial fan, alluvial plain and lake (Figure 3). The **alluvial fan** comprise proximal deposits with facies characteristic of deposition by sporadic flood currents, including: (a) massive, disorganized sandy conglomerates and sandstones to granolose conglomerates, deposited by sheet floods, and diamictites with muddy matrix, deposited by debris flows; (b) amalgamated bodies of organized conglomerates with imbricated pebbles, and conglomerates and conglomeratic sandstones with fining-upwards gradational bedding. The **alluvial plain** correspond to shallow braided channels, deposited in less steep gradient, with two characteristic facies: (a) fining-upwards cycles of cross-stratified, medium-grained sandstones, conglomeratic sandstones and granolose conglomerates with dispersed pebbles, and fine-grained sandstones with some dispersed pebbles, plane-parallel stratification or well-developed

cross-stratification, deposited in longitudinal bars of shallow braided channels; (b) laminated or non-laminated, bioturbated, green siltstones, sometimes with thin intercalations of very fine-grained sandstones, deposited in flood periods, covering extensive areas. In the **lake** sub-environments, facies are typically marginal, comprising: (a) fine-grained sandstones with plane-parallel or cross stratification, with cross micro-laminations on top (*climbing ripples*), locally associated with convolute laminations and slip structures, deposited by suspension lobes into the lake; (b) lenticular levels of dark gray shales and siltstones with peloids showing gradational bedding, deposited close to lake margins; (c) distal dark gray shales with locally intercalated silty laminations, and; (d) laminites with thin alternation of shales and partially dolomitized peloidal/stromatolitic calcilutites and marls, with some anhydrite nodules, collapse breccias and deformations, deposited along lake margins.

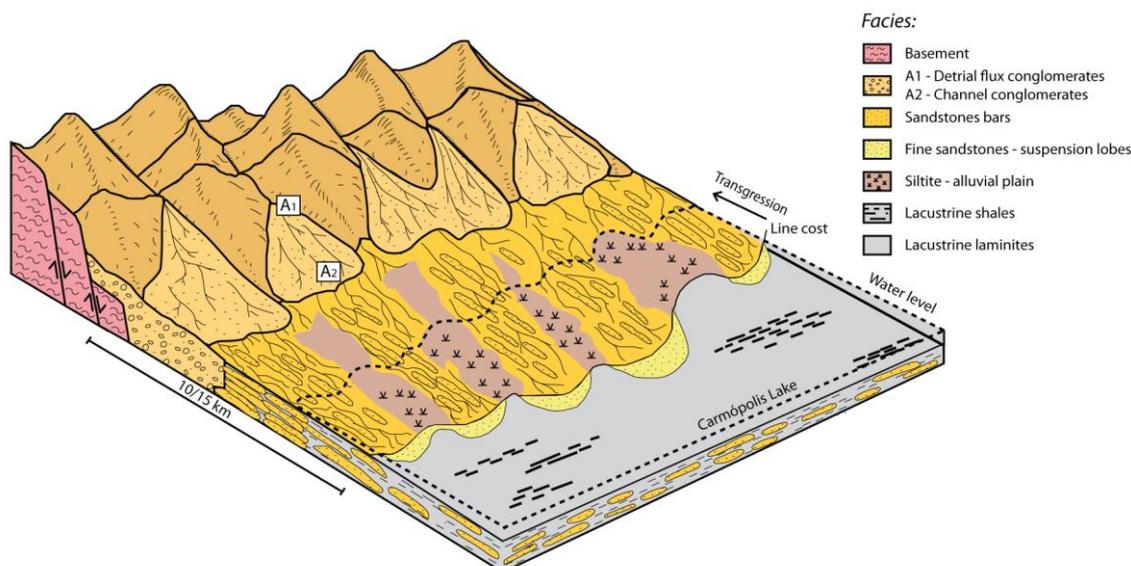


Figure 3. Depositional model for Carmópolis Member (Modified from Azambuja Filho *et al.*, 1980).

The depositional dynamics formed macro-cycles that begin with conglomerates and finish with shales and evaporites. Inside these macro-cycles, there are several smaller cycles (Beltrami & Della Fávera, 1977), result of the interaction between tectonism and climatic variations. Intervals with predominance of coarser deposits

would be related to the uplift of source areas. Fine-grained deposits with extensive lateral distribution and significant thickness indicate longer periods of quiescence, associated with transgressions of the lake. These fine-grained sediments are interpreted as having been deposited in a large lacustrine system that was gradually widened and connected as a long and narrow proto-oceanic gulf, similar to the present Red Sea (Ponte & Asmus, 1976; Ojeda, 1982; Souza *et al.* 1995).

3. METHODS

Petrographic modal analyses were performed in 135 thin sections, prepared from samples extracted from six wells, impregnated with blue epoxy resin. The sections were systematically analyzed using polarized petrographic microscopes and the Petroledge® software (De Ros *et al.*, 2007). The quantification was performed by counting 300 points per thin section, following transects perpendicular to the lamination or grain orientation, and according to the Gazzi-Dickinson method (Zuffa, 1985). The quantitative petrography aimed at the systematic characterization of textural aspects, habits, locations and paragenetic relations of primary and diagenetic constituents, and of the types of pores. The carbonate minerals were identified by staining with a solution of potassium ferricyanide and Alizarin Red-S (Tucker, 1988). The siliciclastic samples were classified according to Folk (1968) and hybrid rocks (*sensu* Zuffa, 1980) with substantial intrabasinal carbonate particles were also classified according to Dunham (1962) and Embry & Klovan (1971) categories.

Digital photomicrographs of the main structural, textural and compositional features of primary and diagenetic constituents, and pore types of the analyzed thin sections were systematically recorded.

Results of analysis of oxygen (^{18}O and ^{16}O) and carbon (^{13}C and ^{12}C) isotopes, executed in diagenetic carbonates of 10 selected samples and results of scanning

electron microscopy (SEM) analysis using secondary electrons and energy dispersive spectrometry (EDS) elemental analysis of Carmópolis reservoirs, provided by Petrobras, were reinterpreted and integrated with the petrographic results.

Reservoir petrofacies were defined according the concept of De Ros and Goldberg (2007) through the combination of the main primary attributes (such as depositional structure, texture, fabric and major primary compositional constituents), and diagenetic processes that controlled the distribution of porosity.

In order to better understand the parameters controlling the distribution of diagenetic changes in the Carmópolis Member and their effects on reservoir quality, depositional facies were interpreted in cores and logs, and integrated with the petrographic descriptions. Six wells (A, B, C, D, E and F) with depths between 50 and 130 m were analyzed.

The integration between the sequential analyses of core descriptions and logs, provided by Petrobras, with modal petrography results allowed the definition of diagenetic processes distribution in relation to depositional facies, stratigraphic sequences and boundaries of the Carmópolis Member.

4. DETRITAL TEXTURE, COMPOSITION AND PROVENANCE

The analyzed samples range texturally from muddy sandstones to conglomerates, with predominance of medium- to coarse-grained sandstones, and from very poorly-sorted to well-sorted, dominantly moderately-sorted, with sub-angular to rounded, mainly sub-rounded grains. The samples are commonly massive (Fig. 4A and Fig. 4B), or with irregular (Fig. 4C) and less commonly plane-parallel lamination or stratification defined by grain-size variation (Fig. 4D) and/or concentration of micas and/or metamorphic fragments.

Quartz grains are monocrystalline and polycrystalline metamorphic (Table 1), rarely hydrothermal with vermicular chlorite. Detrital feldspars (Fig. 4E) are dominantly microcline, subordinately plagioclase and orthoclase (Table 1). Many feldspar grains could not be identified because of their intense replacement and dissolution. Albitized plagioclase grains with sericite and epidote were altered in the source areas by hydrothermal, deuteritic or retrometamorphic processes. The most abundant detrital constituents are low-grade metamorphic rock fragments (Fig. 4A; Table 1) and granitic/gneissic plutonic rock fragments (Fig. 4A; Table 1). The metamorphic rock fragments (Table 1) correspond essentially to phyllite and schist, subordinately to slate, meta-sandstone (Fig. 4A), meta-siltstone, cataclasite and rarely to meta-carbonates and non-foliated rocks composed of chlorite, quartz and albite. Sedimentary rocks fragments (Table 1) of sandstone (Fig. 4A), siltstone, mudstone, dolostone, limestone, and claystone are less common. Biotite is the most common accessory grain, followed by muscovite (Table 1). Detrital heavy minerals, represented by garnet, zircon, rutile, titanite, tourmaline and apatite, and chlorite (Table 1) are less common. Other scarce constituents are argillaceous, sandy and silty mud intraclasts, clay peloids and phosphatic grains (Table 1). The overall content of carbonaceous fragments is scarce (Table 1).

The analyzed samples were classified as siliciclastic, hybrid or carbonate rocks, based on the relative proportion of total carbonate intrabasinal coeval (allochems) constituents, total non-carbonate extrabasinal non-coeval (siliciclastic) constituents and total non-carbonate intrabasinal coeval (mostly mud intraclasts) constituents (Zuffa, 1980; 1985). The siliciclastic sandstones and conglomerates were dominantly classified as feldspathic litharenites *sensu* Folk (1968; Figure 5; av. Q32:F24:L44) and subordinately as litharenites phyllarenites (av. Q30:F11:L59) and lithic arkoses (av. Q39:F34:L27). Such composition would suggest a provenance combining orogenic recycling and plutonic basement uplift (*sensu* Dickinson, 1985; Figure 6). However, the geology of the adjacent basement reveal that the “recycled orogenic”, low-grade

metamorphic components were derived from old orogenic terrains of Proterozoic age, which were not much uplifted and eroded by the end of the rift phase, and not to orogenic recycling contemporaneous to the Carmópolis deposition. These source terrains would include Proterozoic low-grade metamorphic rocks from the Miaba and Vaza-Barris Groups and meta-sediments from the Estância Formation (Azambuja Filho *et al.*, 1980).

Intrabasinal carbonate grains are scarce in the siliciclastic rocks, although associated hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980; Fig. 4F), contain ooids, peloids, microbial carbonate intraclasts and, less commonly, recrystallized carbonate intraclasts (Table 1). Only two samples of carbonate rocks were analyzed in this study, one consisting of an intraclastic-peloidal rudstone with irregular lamination, and the other of a dolostone (Dunham, 1962; Embry & Klovan, 1971).

Table 1. Maximum and average values of main primary constituents.

Primary main constituents	Maximum (%)	Average (%)
Monocrystalline quartz grains	18.6	9
Polycrystalline quartz grains	24.6	6.8
Hydrothermal quartz grains	5.6	<1
Detrital microcline grains	7.3	1.2
Detrital plagioclase grains	4	<1
Detrital orthoclase grains	2.3	<1
Biotite	13	2.8
Muscovite	10.6	1
Detrital heavy minerals	7	<1
Chlorite	1.3	<1
Mud intraclasts	8	<1
Clay peloids	1.3	<1
Phosphatic grains	<1	<1
Carbonaceous fragments	2	<1
Plutonic rock fragments	39.6	7
Sedimentary rocks fragments	12.6	<1
Total metamorphic rock fragments	53.6	24.9
<i>Phyllite</i>	38.6	9.4
<i>Schist</i>	27.6	7.2
<i>Slate</i>	12.6	2.9
<i>Meta-sandstone</i>	23	1.7
<i>Meta-siltstone</i>	10.3	1.5
<i>Cataclasite</i>	22.3	1.2
Total carbonate grains	16.6	<1
<i>Carbonate ooids</i>	8.6	3.8
<i>Carbonate peloids</i>	6.3	1.8
<i>Microbial carbonate intraclasts</i>	3.3	1.1
<i>Other carbonate intraclasts</i>	1.6	<1
Modal grain size	12	1.1
Sorting	10	<1

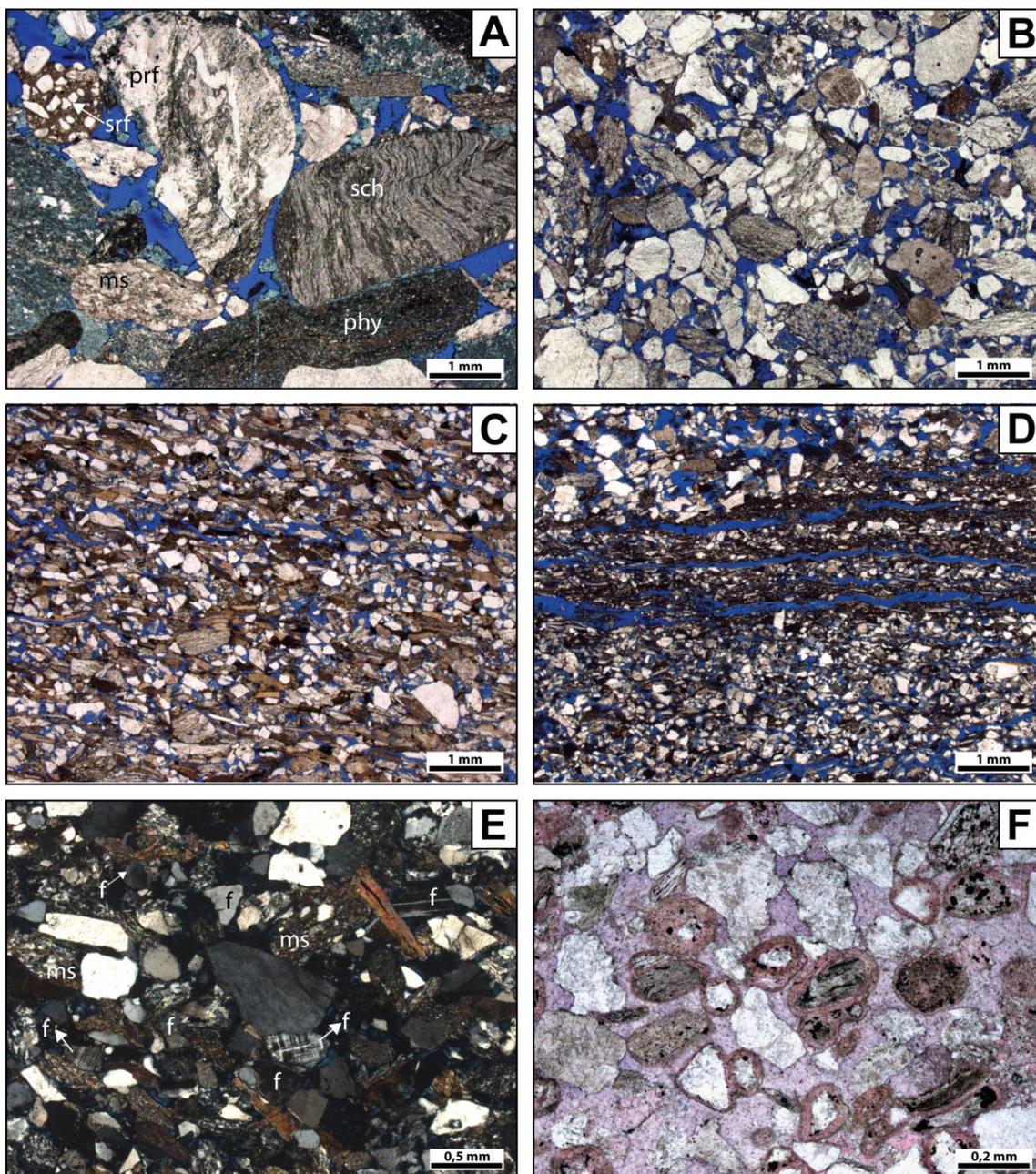


Figure 4. Photomicrographs of main textural, compositional and rock types of analyzed samples. (A) Sandy, granulose, poorly-sorted, massive conglomerate, with metamorphic (sch- shist; phy- phyllite; ms- meta-sandstone), sedimentary (srf- sandstone rock fragment) and plutonic rock fragments (prf). Well C: 658,90 (//P). (B) Coarse-grained, moderately-sorted, massive sandstone, litharenite. Well A: 741,55 (//P). (C) Medium-grained, moderately-sorted sandstone with irregular lamination marked by mica concentration. Well C: 662,85 (//P). (D) Fine-grained, moderately-sorted sandstone with irregular stratification marked by grain-size variation. Well D: 670,30 (//P). (E) Grains of feldspars (f) and meta-sedimentary rocks (ms) in coarse-grained, moderately-sorted, massive sandstone, litharenite. Well A: 741,55 (XP). (F) Medium-grained conglomeratic hybrid arenite, with intrabasinal carbonate grains (mostly ooids), cemented by slightly ferroan calcite (stained violet). Well C: 595,30 (//P).

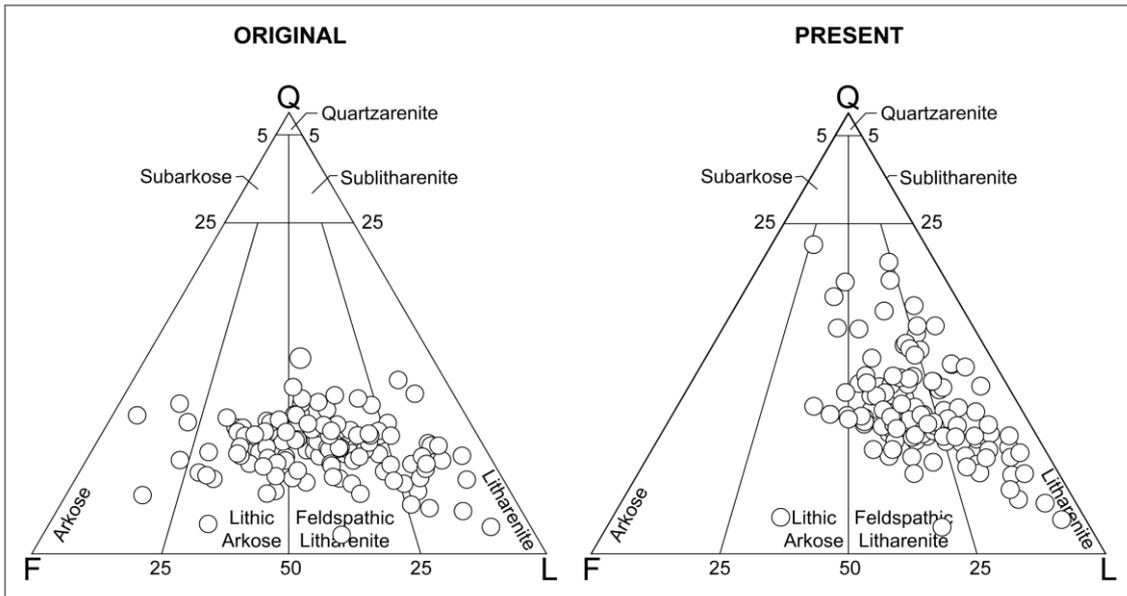


Figure 5. Original and present essential detrital composition of the 135 analyzed thin sections plotted on Folk (1968) classification diagram.

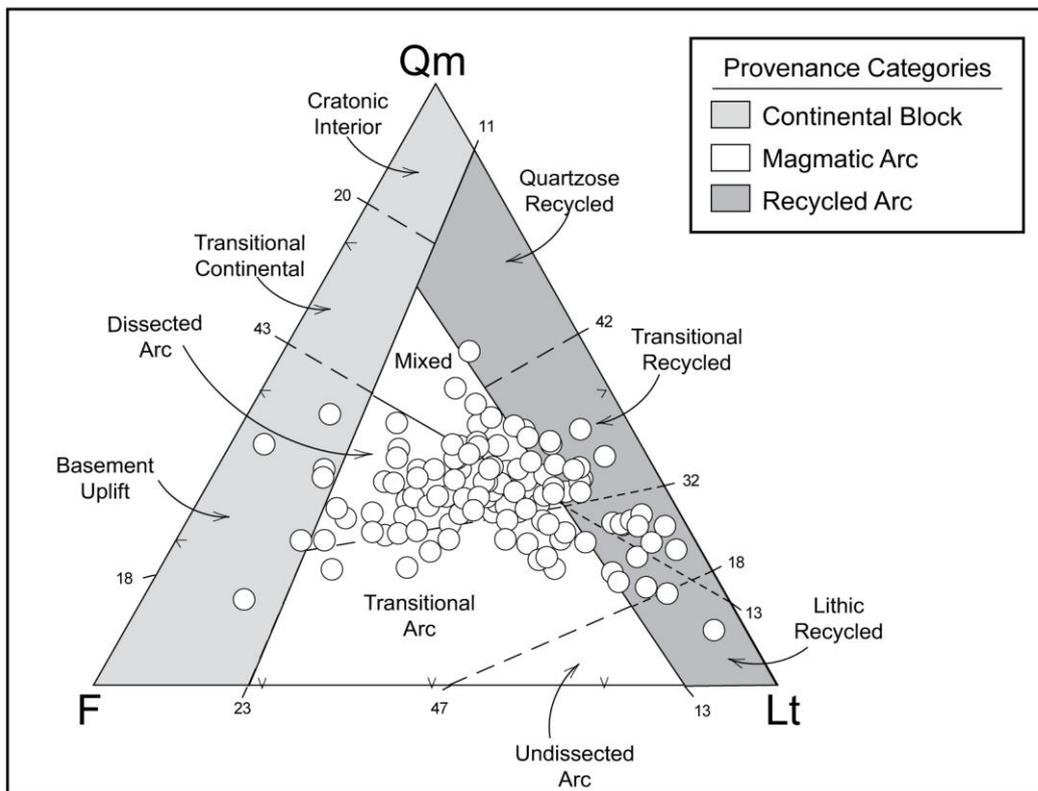


Figure 6. Original essential detrital composition of the 135 analyzed thin sections plotted on Dickinson (1985) provenance diagram.

5. DIAGENETIC CONSTITUENTS

5.1. Feldspars

K-feldspar occurs in all samples, mainly as microcrystalline aggregates replacing detrital feldspars, and as discontinuous and continuous epitaxial overgrowths (Figure 7A; Table 2). Less commonly, it occurs as ingrowths (Figure 7A) in dissolved feldspars, and as discrete prismatic crystals partially filling intergranular and intragranular pores. **Albite** occurs in smaller amounts, mainly as microcrystalline aggregates and prismatic crystals replacing detrital plagioclase, and as discontinuous epitaxial overgrowths and ingrowths (Table 2).

5.2. Carbonates

Dolomite is the main diagenetic mineral present in the studied samples, occurring in the siliciclastic, hybrid and carbonate rocks with ferroan and less commonly non-ferroan composition; commonly displaying increasing Fe zonation. Dolomite occurs dominantly with blocky or macrocrystalline habit, and less commonly microcrystalline, saddle and as rims, rarely drusiform and palisade habits. Dolomite occurs mainly filling intergranular pores as blocky and macrocrystalline cement, and replacing grains, locally as discrete blocky crystals (Figure 7B; Table 2). Ferroan dolomite occurs also as rims of blocky crystals (Figure 7C) covering carbonate and siliciclastic grains. The expansion of biotite by dolomite (Figure 7D; Table 2) indicates that dolomite precipitation started early and at very shallow burial. Yet, dolomite replaces and covers feldspar overgrowths (Figure 7A). Dolomite partially filled dissolution pores in feldspars, and fracture pores (Table 2), and also rarely replaced mud, lithic and carbonate pseudomatrix, and engulfed pyrite and Ti-minerals.

Calcite is much less common than dolomite, occurring with non-ferroan and ferroan composition in siliciclastic and hybrid rocks. Calcite occurs mainly filling intergranular pores (Figure 7E) and replacing grains (Table 2). Non-ferroan calcite occurs mainly as macrocrystalline pore-filling, but also, less commonly, expanding biotite and replacing grains (Table 2). Rarely occurs filling fractures, engulfing pyrite and replacing feldspar overgrowths. Ferroan calcite occurs as macrocrystalline and microcrystalline pore-filling, replacing grains and expanding biotite (Table 2). Both non-ferroan and ferroan calcite engulfed and replaced pore-lining and pore-filling dolomite.

Siderite is rare in the analyzed samples, occurring in the siliciclastic and hybrid rocks as macrocrystalline pore-filling, macrocrystalline and microcrystalline replacement of carbonate grains, metamorphic fragments and lithic pseudomatrix, and macrocrystalline and cryptocrystalline replacing and expanding biotite (Table 2).

5.3. Sulfides

Pyrite occurs in all samples as blocky, framboidal (Figure 7F), macrocrystalline and microcrystalline filling pores and replacing grains (Table 2). Macrocrystalline and microcrystalline pyrite locally formed concretions, and commonly replaced and expanded micas (Table 2). Pyrite rarely also replaced feldspars overgrowths, mud and lithic pseudomatrix, and intergranular and intragranular ferroan and non-ferroan dolomite, and filled fractures. **Marcasite** occurs rarely, only in the siliciclastic rocks, as prismatic and microcrystalline crystals replacing grains and filling intergranular and intragranular pores. **Sphalerite** occurs rarely in macrocrystalline habit replacing biotite.

5.4. Clays

Biotite grains are commonly replaced and expanded by lamellar **vermiculite** (Table 2). In some samples, **chlorite-smectite** occurs as rims and coatings covering

grains, as pore-filling rosette aggregates, and as microcrystalline replacement of siliciclastic grains and mud pseudomatrix (Table 2).

5.5. Other constituents

Cryptocrystalline, microcrystalline and prismatic crystals of **TiO₂** minerals occurs mainly replacing detrital heavy minerals (Table 2) and lithic pseudomatrix, and filling pores. **Quartz** cement (Table 2) is very scarce and occurs as discontinuous syntaxial overgrowths on detrital quartz and ingrowths filling fractures of these grains. Rarely, cryptocrystalline **hematite** replaced biotite, and microcrystalline **jarosite** covered and replaced pyrite.

Table 2. Maximum and average values of diagenetic main constituents and types of porosity.

Diagenetic main constituents	Max. (%)	Av. (%)
Total K-feldspar	17.6	6.1
<i>Intergranular K-feldspar</i>	5.3	1.6
<i>Intragranular K-feldspar</i>	16.3	4.5
Intergranular Albite	1.3	<1
Intragranular Albite	5.6	1.6
Total dolomite	59.3	17.5
<i>Intergranular dolomite</i>	23.3	8
<i>Intragranular dolomite</i>	42.6	9.4
<i>Fracture-filling dolomite</i>	3	<1
Total calcite	30.9	1.3
<i>Intergranular calcite</i>	15.6	<1
<i>Intragranular calcite</i>	15.3	<1
Intergranular siderite	1.3	<1
Intragranular siderite	2.6	<1
Intergranular pyrite	2	<1
Intragranular pyrite	12.6	2.9
Pyrite concretions	3.6	<1
Intragranular vermiculite	13.6	1.4
Intergranular chlorite-smectite	5	<1
Intragranular chlorite-smectite	12	<1
Intragranular TiO ₂	1.9	<1
Intergranular quartz	<1	<1
Mud pseudomatrix	2.3	<1
Lithic pseudomatrix	10.3	<1
Primary intergranular porosity in siliciclastic rocks	16.6	5.5
Primary intergranular porosity in hybrid rocks	4	<1
Secondary intergranular pores from dolomite dissolution	4.6	<1
Intragranular pores	10.3	2.7
Moldic pores	1.3	<1
Oversized pores	2	<1
Shrinkage pores	<1	<1
Channel pores	1	<1
Grainfracture pores	3.9	<1
Rock fracture pores	2	<1

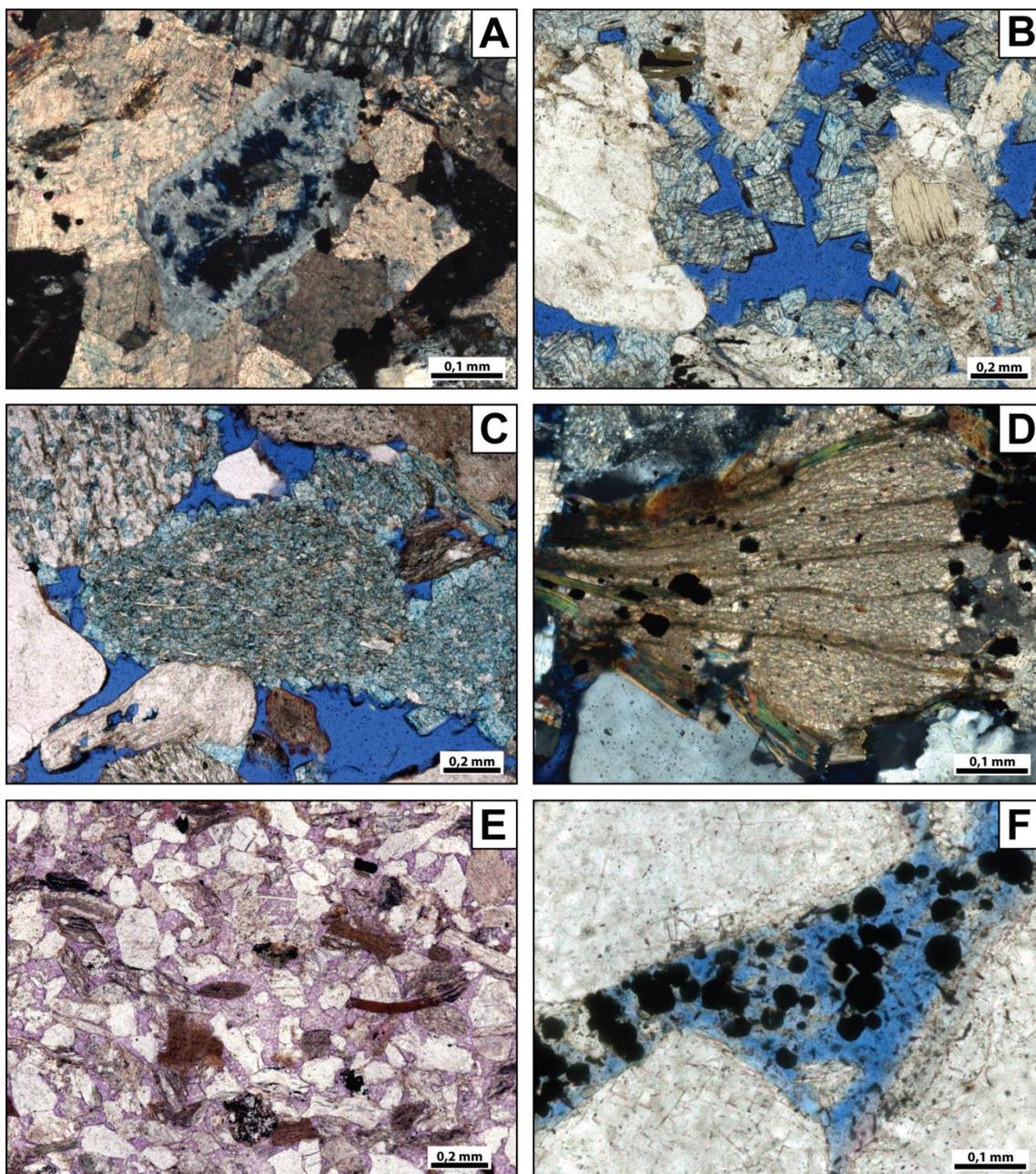


Figure 7. Photomicrographs of diagenetic constituents. (A) Discontinuous epitaxial feldspar overgrowth partially replaced by ferroan dolomite, and feldspar ingrowths in dissolved feldspar grain. Well A: 739,30 (XP). (B) Ferroan pore-filling blocky dolomite (stained blue). Well D: 727,45 (//P). (C) Ferroan blocky dolomite crystals partially covering and replacing grains. Well C: 658,90 (//P). (D) Expansion of biotite by non-ferroan microcrystalline dolomite. Well D: 674,80 (XP). (E) Ferroan calcite (stained violet) filling pores and replacing grains. Well B: 607,90 (//P). (F) Framboidal pyrite replacing dissolved grains. Well A: 737,85 (//P).

6. POROSITY AND COMPACTION

Preserved primary intergranular porosity is much more abundant in the siliciclastic rocks than in the hybrid rocks (Table 2; Fig. 8A). Intragranular porosity from

dissolution, mainly of feldspars (Fig. 8B and Fig. 8C; Table 2) is very abundant in the siliciclastic rocks. Dissolution of intergranular and intragranular non-ferroan dolomite (Table 2), and mainly of intergranular ferroan dolomite/ankerite (Fig. 8D) is locally significant. Dissolution of mud and lithic pseudomatrix, and of K-feldspar and albite overgrowths is insignificant. Less common types of pores include moldic, oversized, from shrinkage of mud intraclasts, channel, and from grain and rock fracturing (Table 2).

Mechanical compaction is mostly observed by the deformation of mica grains, metamorphic fragments and mud intraclasts, locally promoting the formation of mud and lithic pseudomatrix (Fig. 8E; Table 2). Chemical compaction was limited, manifested locally through the development of long intergranular contacts between quartz or feldspar grains and mica flakes (Fig. 8F).

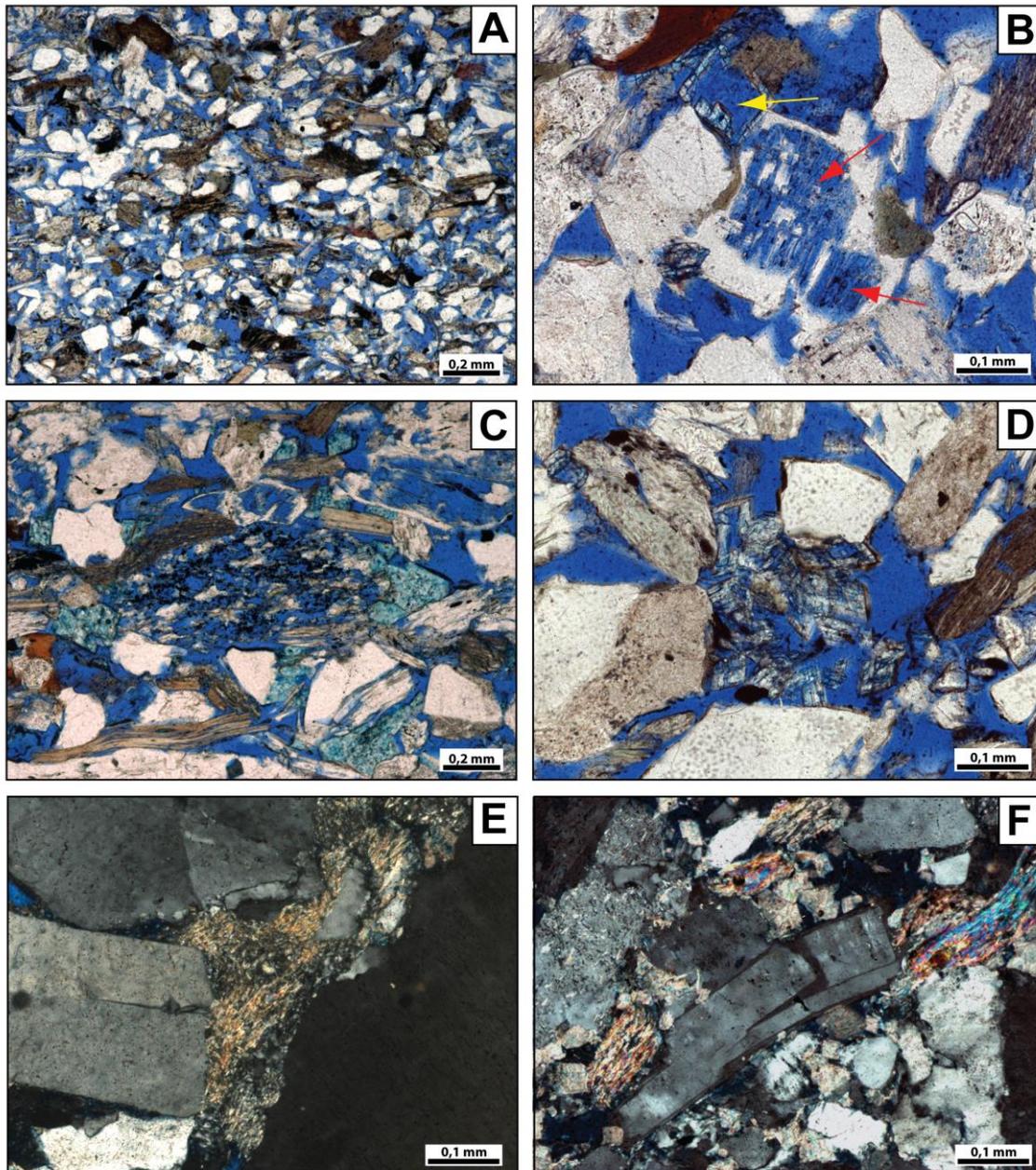


Figure 8. Photomicrographs of compaction and porosity features. (A) Preserved primary intergranular porosity in fine-grained sandstone. Well C: 628,25 (//P). (B) Dissolution of feldspar grains (red arrows) after formation of overgrowths and of ferroan blocky dolomite (yellow arrow). Well D: 609,10 (//P). (C) Intragranular porosity from the dissolution of metamorphic fragment and feldspars. Well C: 621,80 (//P). (D) Dissolution of intergranular ferroan blocky dolomite. Well D: 709,10 (//P). (E) Lithic pseudomatrix derived from mechanical compaction of metamorphic fragments. Well A: 780,85 (XP). (F) Grain fracturing and development of long intergranular contacts between the grains due to mechanical and chemical compaction. Well B: 619,60 (XP).

7. DISCUSSION

7.1 Paragenetic sequence

The sequence of diagenetic processes (Fig. 9) that affected the Carmópolis Member sediments was defined essentially based on the textural paragenetic relationships observed through optical petrography. The petrographic, sedimentological and geochemical evidence indicate that the coarse, compositionally immature Carmópolis deposits experienced a complex diagenetic evolution that occurred mostly at shallow burial conditions, under the influence of alkaline depositional fluids related to a dry climate, and of ascending thermobaric fluids. The near-surface diagenesis was influenced by the arid climatic conditions prevailing on the region during the Aptian, which persisted during the deposition of the Ibura Member evaporites of the Muribeca Formation (Souza et al. 1995).

Many of the diagenetic process affecting the analyzed samples can be characterized as pre-compactional. The first recognized diagenetic process is the early dissolution of detrital feldspars and precipitation of authigenic K-feldspar. The K-feldspar overgrowths covered the grains previously to the displacive carbonate cements, thereby suggesting a very early precipitation. Pyrite and vermiculite expanded the biotite grains, what indicates a shallow, early precipitation. Microcrystalline and framboidal pyrite was locally engulfed by dolomite, which also replaced and covered the feldspar overgrowths. Chlorite-smectite locally coated the K-feldspar overgrowths. The expansion of micas by dolomite indicates that precipitation started early and at very shallow burial.

According to Souza et al. (1995), the unit was buried to only about 900 meters in the Aracajú High area, but reached temperatures of approximately 70–90°C. Siderite and calcite both engulfed and replaced dolomite, which indicates that they were

precipitated after most dolomite formation. Limited replacement of detrital feldspars by microcrystalline albite and precipitation of discontinuous albite overgrowths took place during burial. The good preservation of secondary pores formed by partial dissolution of intergranular and intragranular dolomite, as of intragranular porosity formed by the dissolution of lithic fragments would also suggest post-compaction dissolution during burial. Likewise, the occurrence of saddle dolomite, which is typically formed only above 60°C (Spötl and Pitman, 1998) indicates precipitation under mesogenetic conditions. These conditions would also be responsible for the coarse pyrite that locally filled intergranular pores and replaced non-selectively the grains.

According to Morad *et al.* (2000), eodiagenesis includes processes developed at depths <2 km ($T < 70^{\circ}\text{C}$) and mesodiagenesis (>2 km; $T > 70^{\circ}\text{C}$). Nevertheless, these definitions are not much adequate for distinguishing between near-surface and burial diagenetic processes that affected the Carmópolis sandstones and conglomerates in the Aracajú High. In the studied area, the unit never reached 2 km of burial, being however strongly influenced by processes corresponding to relatively high temperatures. This would have been promoted by the upwelling of hot thermobaric fluids to the Aracajú High derived from deeper offshore areas.

Diagenetic Stages/ Processes	Pre-compactional	Post-compactional
Detrital feldspars dissolution	—————	
Replacive K-Feldspar	—————	
K-feldspar overgrowths	—————	
Vermiculite	-----	
Microcrystalline sulfides and TiO ₂	—————	
Chlorite-smectite coatings	-----	
Ferroan and non-ferroan blocky dolomite	—————	—————
Dissolution of lithic grains		—————
Siderite		-----
Ferroan and non-ferroan calcite		-----
Albite overgrowths and replacive albite		-----
Dolomite and K-feldspar dissolution		—————
Quartz overgrowths		-----
Saddle ferroan dolomite		-----
Coarse pyrite		—————

Figure 9. Diagenetic sequence interpreted for the analyzed Carmópolis conglomerates and sandstones.

7.2 Reservoir petrofacies x Depositional facies and Stratigraphy

In this study, the influence of diagenesis, depositional texture and primary composition on the quality of Carmópolis reservoirs was evaluated through the application of the reservoir petrofacies concept (De Ros & Goldberg, 2007). Twelve representative reservoir petrofacies were defined in the analyzed samples (Table 3). Eight other defined petrofacies are not representative, as they were recognized in few thin sections.

The determination of reservoir petrofacies groups was performed by the recognition of attributes with larger impact on porosity and permeability, highlighting the main factors affecting reservoir quality. The analyzed samples were separated, according to texture, structure, primary composition, and main diagenetic processes

affecting the samples and pores types. Among these, the values of intergranular porosity were considered the main parameter defining petrofacies, being dolomite cementation the main diagenetic process controlling porosity reduction or preservation in most of the samples. In some samples, mechanical compaction and biotite expansion proved to be the main porosity reducers.

The twelve main defined petrofacies (Table 3) were grouped into four petrofacies associations, identified as: good quality, medium quality, low quality/cemented, and low quality/compacted. Petrofacies with average total porosity >12% and average intergranular porosity >7% are considered as good quality reservoirs, comprising the porous conglomerates and sandstones (PorCong; PorSands), and dissolved sandstones (DissSands) petrofacies. Moderately porous conglomerates and sandstones (ModPorCong; ModPorSands) and expanded mica-rich sandstones (ExSands) were considered to be of medium quality, with average total porosity >6% and average intergranular porosity >4%. Low quality/cemented petrofacies include tight conglomerates and sandstones (TigCong; TigSands), and dolomite-cemented, calcite-cemented or calcite-dolomite cemented hybrid arenites (HyDol; HyCal; HyCalDol), presenting average total porosity <1,5% and average intergranular porosity <3%. The samples of the low quality/compacted petrofacies, with abundant pseudomatrix (PsdSands) content, are considered non-reservoirs. The other defined petrofacies were recognized in few samples, and are not representative.

Table 3. Main petrofacies and defining parameters.

Main constituents \ Petrofacies		PorCong	PorSands	DissSands	ModPorCong	ModPorSands	ExSands	TigCong	TigSands	HyDoI	HyCal	LamSands	PsdSands
Intergranular porosity	Max. (%)	10.6	16.6	15	7.3	6	6.6	2.6	6.6		4	4.3	6.3
	Avg. (%)	7.3	10	12.2	5.5	5	4.1	<1	1		1.3	4	4.6
Grain dissolution	Max. (%)	9.6	5	10.3	5.3	5.6	4.3	3.6	5.9	1.6	<1	3	3.3
	Avg. (%)	3.9	3.4	7.6	2.4	3	2.8	1.4	1.5	<1	<1	2.4	2.5
Dolomite cement	Max. (%)	11	9.3	8.3	9	14.3	4.3	19.6	23.3	22	5.3	<1	5.3
	Avg. (%)	5.4	2.8	1.7	6.8	10.2	3	14.8	14.8	19.1	<1	<1	2.6
Calcite cement	Max. (%)				<1				1		10	<1	
	Avg. (%)				<1				<1		1	<1	
K-feldspar overgrowths	Max. (%)	3.6	4.6	5.3	3.6	4	3	3.3	4.3	2.3	2.3	1.6	3
	Avg. (%)	1.5	1.8	2.5	1.4	2.6	1.7	<1	1.3	1	<1	<1	2
Pseudomatrix	Max. (%)	<1	1.6	3.3	<1	<1	<1	<1	2			7.6	5.6
	Avg. (%)	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1			5.6	3.3
Mica expansion	Max. (%)	2.3	3.3	4.6	1.6	2.6	8.3	3	7.9	4.6	2.3	1.3	2.3
	Avg. (%)	<1	1	1.6	<1	1.4	5.5	<1	3	2.6	1.8	1	<1
Carbonate grains	Max. (%)	6	<1	<1	3.6	1		1	12	24	12		9
	Avg. (%)	<1	<1	<1	<1	<1		<1	2	15.1	9.3		1.8
Grain size	Max. (%)	11.5	<1	1.3	10	1.6	<1	12	<1	2.1	<1	<1	<1
	Avg. (%)	3.1	<1	<1	2.4	<1	<1	2.9	<1	<1	<1	<1	<1
Sorting	Max. (%)	1.8	<1	<1	2.1	<1	<1	1	<1	10	<1	<1	<1
	Avg. (%)	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	3.7	<1	<1	<1
Petrofacies association		GOOD RESERVOIR			MEDIUM RESERVOIR			POOR/NON-RESERVOIR					COMPACTED

The distribution of the defined petrofacies associations and porosity was evaluated in relation to the depositional facies of the Carmópolis Member in the cores of six representative wells (A, B, C, D, E and F), with depths between 50 and 130 m (Figure 10; data repository).

Six depositional facies were defined in the studied cores (described in Table 4). The distribution and stacking patterns of facies textures and structures allow the grouping of three facies associations and the interpretation of depositional systems and stratigraphic systems tracts (Table 4).

The low-stand systems tract (LST) comprises coarse deposits with predominance of facies Gm at base of cycles, which are composed of massive conglomerates and conglomeratic sandstones, representing the most proximal deposits of the alluvial fan facies association. In the fining upward transgressive systems tract (TST), sandstones facies St, Si and SI/Sr are predominant, with rare intercalated shales, comprising the alluvial plain facies association. In the highstand systems tract (HST), facies FI/Fpp and Mbc, composed by siltstones, shales and bioclastic mudstones are predominant, representing distal lacustrine deposits. Cores from wells C and F show up to two third order depositional sequences, one incomplete at the base (missing highstand deposits - HST) and one complete at the top. The cores from well D show one incomplete sequence at the base and top (lowstand and transgressive system tracts). Cores from wells B and E show a complete depositional sequence. In well A, the sequence is only composed of a lowstand system tract (LST) and a transgressive system tract (TST).

Table 4. Description of depositional facies and facies association.

Facies	Code	Sedimentary structures	Description	Facies association
A	Gm	massive	Coarse-grained, poorly-sorted, massive, fining upwards, conglomeratic sandstones and sandy conglomerates, litharenites, with pebbles up to 2 cm.	Alluvial fan
B1	St	Through cross stratification	Medium to coarse-grained, slightly conglomeratic, moderately-sorted sandstones, litharenites, with through cross stratification, sparse quartz and phyllite granules, locally conglomeratic at the base, fining upwards into fine-grained sandstones. Occurrence of coarse/granulose hybrid arenites with mud and carbonate intraclasts.	Alluvial plain
B2	Si	Indistinct cross stratification	Medium to fine-grained, well-sorted sandstones with indistinct cross stratification, litharenites, locally fluidized, or with wave ripples and interbedded siltstones and mudstones.	
B3	Sl/Sr	low-angle cross lamination, unidirectional and wave ripples lamination	Fine to very fine-grained, well-sorted sandstones, micaceous litharenites, with low-angle crossed, unidirectional and wave ripples lamination.	
C	Fl/Fpp	plane-parallel lamination and bioturbation	Siltic shales/siltstones, with bioturbation and plane-parallel lamination. Locally with intercalations of very fine-grained sandstones.	Lacustrine
D	Mbc	Irregular lamination	Bioclastic mudstones with siltstone interlamination.	

The texture and structure of depositional facies control directly the distribution of primary porosity and permeability. However, these primary characteristics are usually modified by diagenesis, which may reduce, increase or preserve porosity and permeability (Stonecipher *et al.*, 1984).

It was previously interpreted (Souza *et al.*, 1995) that the main mechanism of porosity preservation in the lithic Carmópolis reservoirs were the limitation of compaction by early carbonate cementation, and the relatively early and shallow oil

emplacement, which inhibited further cementation, as well as the compaction of the lithic sediments.

Early dolomite cementation was the predominant process of porosity reduction in alluvial-fan deposits of the Rotliegende Group (Lower Permian) in the northern Netherlands (Amthor & Okkerman, 1998) and in North German Basin (Gaupp *et al.*, 1993). Near-surface dolomite cementation is also described by Burns and Matter (1995) in the Quaternary alluvial conglomerates of Oman.

In the Carmópolis reservoirs, dolomite cementation played an essential role either on porosity reduction, where most pores were filled, or preservation, where partial cementation supported the framework, limiting the compaction (Souza *et al.*, 1995; Morad, 1998). In some layers where dolomite cementation was minor or absent, mechanical compaction through deformation of the ductile low-grade metamorphic rocks fragments and micas promoted substantial destruction of porosity. In other intervals, with minor or no dolomite cement, porosity was preserved, apparently due to early and shallow oil saturation. In some cases, dissolution of feldspar grains and carbonate cement contributed to increase the porosity. These were the main diagenetic processes and products considered in the definition of reservoir petrofacies, as discussed above.

Through the analysis of the depositional facies, facies associations, petrofacies and petrofacies associations, the occurrence patterns and distribution of petrofacies and petrofacies association can be broadly correlated with the sedimentological and stratigraphic settings in each well (Figure 10):

The base of well A is composed of sandstones and slightly conglomeratic sandstones (facies St and Sl/Sr; alluvial plain facies association), and a few occurrences of hybrid rocks with predominantly tight petrofacies. A few layers of porous sandy conglomerates (facies Gm; alluvial fan facies association) are intercalated with these sandstones. At the top of the sequence, and throughout the entire transgressive system tract, there is a predominance of fine-grained sandstones (facies Sl/Sr; alluvial

plain facies association), comprised of tight to moderately porous petrofacies with some occurrence of hybrid arenites cemented by calcite or dolomite, characterized as poor quality/non-reservoirs.

The base of LST in well B is composed of tight to moderately porous conglomeratic sandstones (facies Gm; alluvial fan facies association) overlaid by slightly conglomeratic sandstones (facies St; alluvial plain facies association), compacted to moderately porous reservoirs. The LST top forms a thick sequence of conglomeratic sandstones to medium-grained sandstones (facies Gm; alluvial fan facies association) corresponding to predominantly compacted and cemented petrofacies. The TST presents a fining upward sequence of slightly conglomeratic sandstones towards fine- to medium-grained sandstones (facies Sl/ Sr; alluvial plain facies association) with poor reservoir quality. The HST shows a similar fining upward pattern to very fine-grained sandstones (facies Si; alluvial plain facies association) with poor to medium reservoir quality. The top of well B is composed of tight, slightly conglomeratic sandstones (facies Gm; alluvial fan facies association) overlain by porous medium-grained sandstones (facies Sl/ Sr; alluvial plain facies association) with extensive mica expansion, corresponding to good to medium reservoir quality petrofacies.

The base of well C is comprised of two incomplete third-order sequences with subsequent intercalations of sandy conglomerates and conglomeratic sandstones (facies Gm; alluvial fan facies association), with medium-grained sandstones (facies St; alluvial plain facies association), with high porosity values. These deposits were interpreted as three thick sets with good reservoir quality separated by highly cemented layers that may function as permeability barriers. The top of well C was interpreted as HST deposits and present an occurrence of slightly conglomeratic sandstones to fine- to medium-grained sandstones, where porous and tight sandstones are intercalated at the base of the set and hybrid rocks cemented by calcite and dolomite are dominant at the top.

The base of well D is composed of conglomerates and sandy conglomerates (facies Gm; alluvial fan facies association) with low porosity values, characterizing poor quality reservoirs. The top of the sequence is composed essentially of slightly conglomeratic sandstones and fine- to coarse-grained sandstones (facies Si and Sl/Sr; alluvial plain facies association) with dominance of dissolution petrofacies, characterizing good reservoirs.

The scarce sampling in wells E and F make difficult the delimitation of petrofacies sets. All samples from well E are concentrated at the top of the core, and were interpreted to belong to the HST. They are composed of sandy conglomerates to medium-grained sandstones (facies St and Sl/Sr; alluvial plain facies association) with lithic and hybrid sandstones cemented by dolomite and calcite, respectively, resulting in low porosity and poor reservoir quality. Well F samples are located at the middle of its cored section, where TST deposits are muddy and medium-grained sandstones (facies Fl/Fpp and Si; lacustrine and alluvial plain facies association) and correspond to bioturbated and tight petrofacies. LST deposits are moderately porous conglomeratic sandstones and sandy conglomerates (facies Sl/Sr and Gm; alluvial plain and alluvial fan facies association), characterizing medium quality reservoirs.

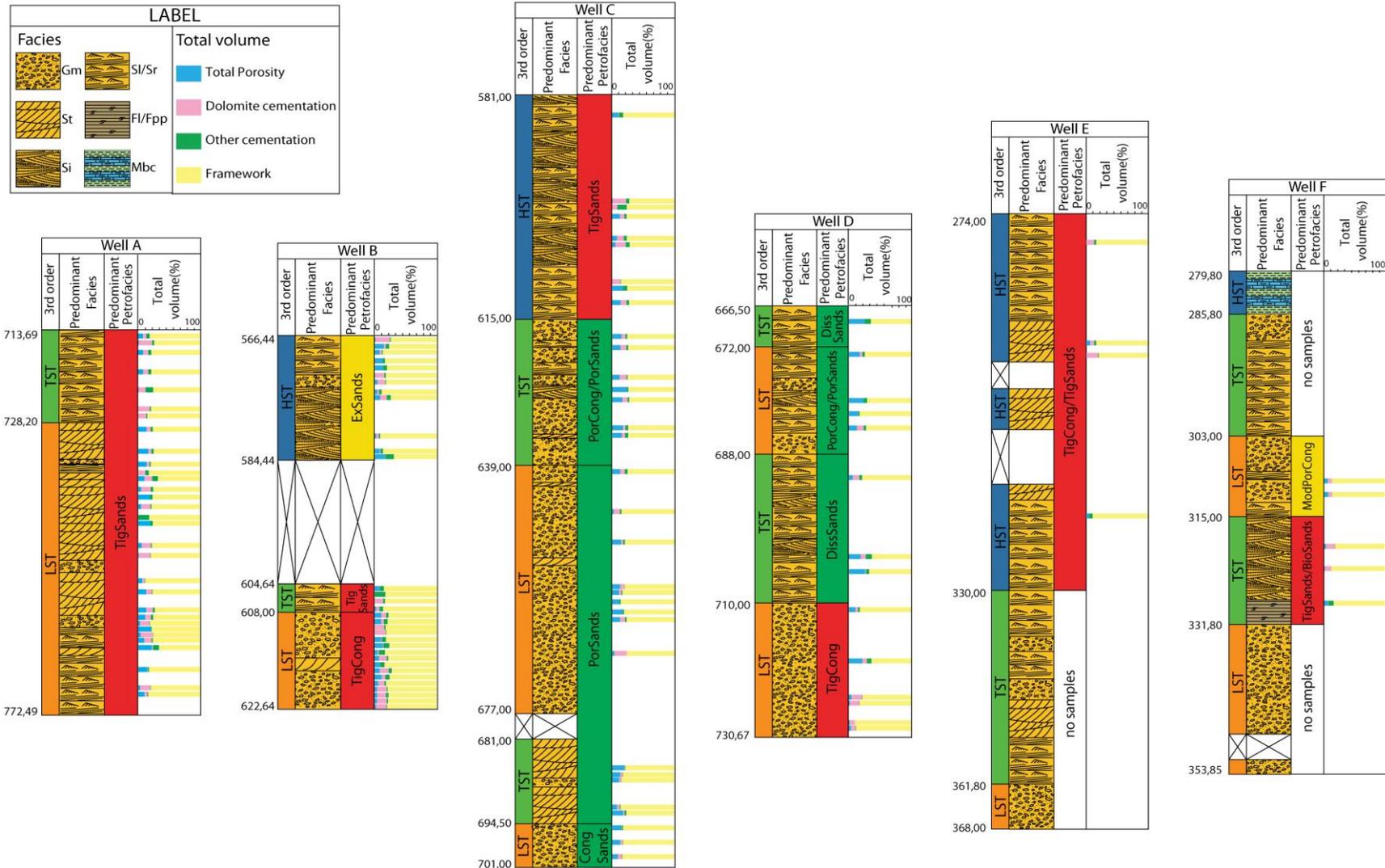


Figure 10. Schematic representation of the distribution of predominant facies, reservoir petrofacies, and of the proportion of framework grains, porosity, dolomite and other cements in the analyzed samples.

The predominant distribution of the petrofacies and petrofacies associations in relation to the facies associations in each well is summarized in Table 5. It is worth noting that the distribution of the petrofacies and petrofacies associations are quite variable for the same facies associations. In the alluvial fan deposits of wells A and C, there is an overall prevalence of porous conglomerate petrofacies with good reservoir quality. Alluvial plain deposits in wells A, E and F show a predominance of tight petrofacies and poor quality, while in well C they represent porous petrofacies and good reservoir quality. In wells B and D, tight conglomerates are dominant, and in well B there is also a predominance of compacted sandstones of poor reservoir quality. In the alluvial plain deposits of well B there is predominance tight petrofacies with poor reservoir quality. In this well, the low quality extends to the alluvial fan deposits, what does not occur in the alluvial fan deposits of well D, which show a predominance of dissolution petrofacies, with good quality. The lacustrine deposits show no standard distribution. In each well, the lacustrine facies display a distinct predominant petrofacies association.

Considering only the intervals of facies associations with two or more described thin sections, sequences with the same petrofacies association distribution were grouped, in order to establish occurrence patterns, schematically represented in figure 11, together with the total amount of intergranular carbonate cement. It is observed that the distribution of petrofacies and the amount of carbonate cement vary substantially among the wells, and that the quality of the reservoirs does not correspond to specific depositional facies.

Five patterns of distribution of petrofacies associations were observed for the alluvial fan facies association (Figure 11): (a) Two sequences of petrofacies associations with good quality composed of porous conglomerates, without significant variations. (b) One sequence with poor quality at the base of the cored interval, and medium quality at the top, with carbonate cement values decreasing towards the top. (c) Three sequences of petrofacies associations with medium quality at the base, composed of moderately porous conglomerates, and good quality at the top, with porous conglomerates, where the carbonate cement values vary. The two sequences of well C show the same pattern of decreasing carbonate cement towards the top. In well A, there is an increase, followed by a decrease in carbonate cement. (d) Two sequences of petrofacies associations with poor quality at the base, consisting of tight sandstones petrofacies, and good at the top with porous sandstones and conglomerates and dissolved sandstones. (e) Facies association without a defined distribution pattern of petrofacies association, corresponding to compacted sandstones petrofacies at the base and top of the well, with the occurrence of poor quality petrofacies association in the middle of the cored interval.

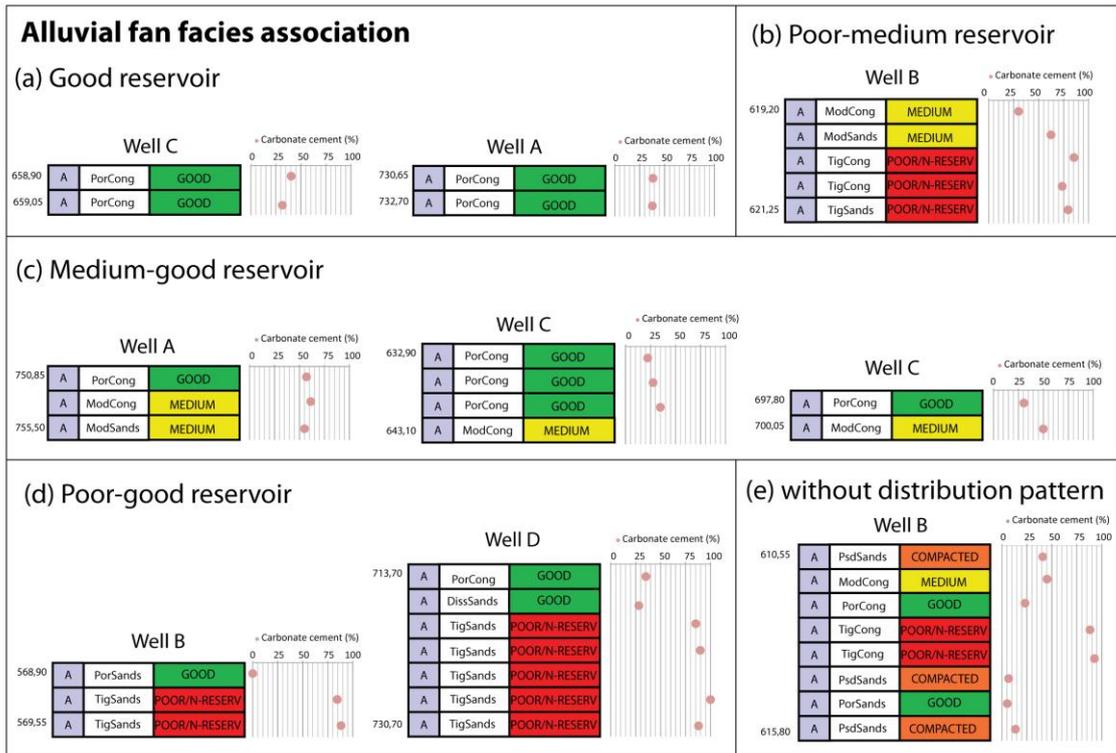


Figure 11. Occurrence pattern of petrofacies associations in the Alluvial fan facies association.

Six distinct patterns of petrofacies associations distribution were found for the alluvial plain facies association (Figure 12). (a) Six sequences of good reservoir quality petrofacies associations at the base of the cored interval, with a predominance of porous and dissolved sandstones with small amount of carbonate cement, which significantly increase towards the top, where tight sandstones with poor reservoir quality dominate. In well A, there are sandstones cemented by poikilotopic calcite at the base and rudstones at the top. In well C, hybrid rocks occur at the top of the sequence. Essentially, the sequences show increasing amount of carbonate cement towards the top. (b) Three sequences of good quality petrofacies associations, where porous sandstones with low levels of total carbonate cement are prevalent. (c) Three sequences of poor quality petrofacies associations at the base (predominantly tight sandstones) and moderately porous sandstones and conglomerates at the top. The carbonate cement values are low at the base of the cored intervals of the three wells, increase toward the center and decrease again to the top. Compacted sandstones occur at the base of well A cored interval, while hybrid sandstones are found at the middle and top of the association. In well E, a hybrid arenite occurs at the base and a carbonaceous

conglomerate at the top of the alluvial plain facies association. (d) Two sequences with totally different petrofacies, which start with moderate amounts of carbonate cement, with a sharp increase followed by another sharp decrease. (e) A single occurrence of petrofacies association sequence with poor quality and very abundant carbonate cement. (f) Two sequences in well B with distinct petrofacies and petrofacies associations with the same carbonate cement distribution (high values on the base that decrease in the middle and moderately increase at the top).

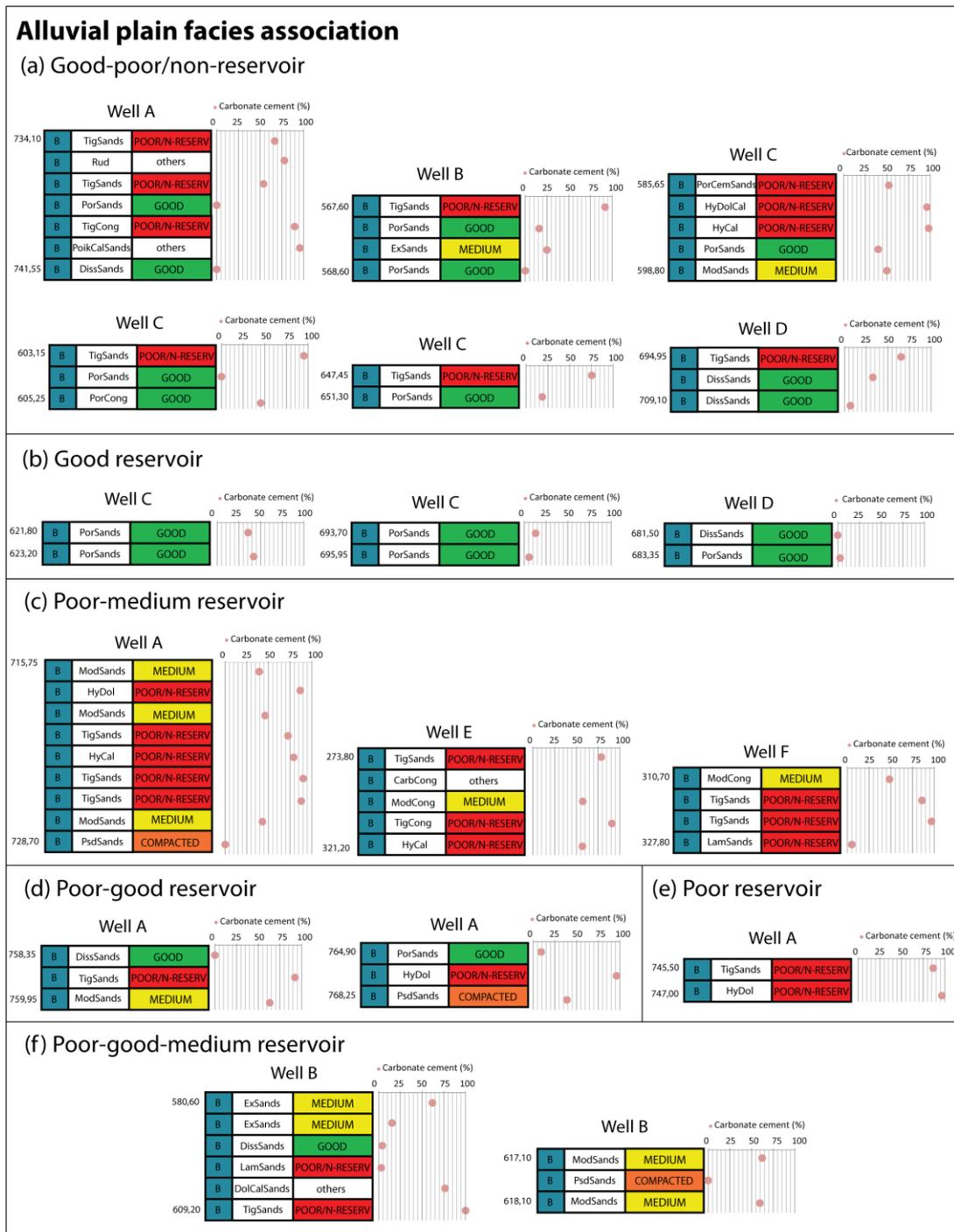


Figure 12. Occurrence pattern of petrofacies associations in the Alluvial plain facies association intervals.

The lacustrine facies association have only three small patterns of petrofacies associations distribution (Figure 13). (a) One petrofacies association sequence with medium reservoir quality, with two distinct petrofacies of moderately porous and expanded sandstones. (b) One petrofacies association sequence with good quality, with porous sandstones petrofacies without carbonate cement. (c) One indistinct petrofacies association

sequence of sandstones with bioturbation and abundant syn-depositional matrix, which have been described only in a qualitative basis.

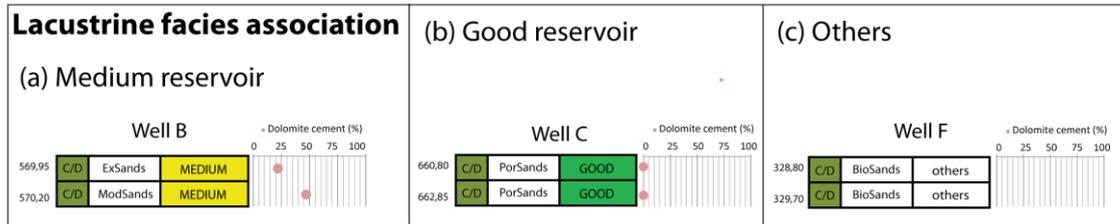


Figure 13. Occurrence pattern of petrofacies associations in the Lacustrine facies association intervals of the same petrofacies association occurrence pattern.

8. CONCLUSIONS

An integrated stratigraphic-sedimentologic-diagenetic study of the sandstones and conglomerates of the Carmópolis Member in six wells from three oilfields from the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil, allowed a better understanding of these complex reservoirs:

1. The analyzed samples range texturally from muddy sandstones to conglomerates with predominance of medium- to coarse-grained sandstones, poorly-sorted to well-sorted, predominantly massive or with irregular lamination.
2. In the six analyzed wells, massive conglomerates (Gm) represent the proximal deposits of the alluvial fan facies association in the lowstand system tract. Fining upward sandstones (St, Si, Sl/Sr) of alluvial plain facies association represent the transgressive systems tract. Siltstones/shales (Fl, Fpp) and bioclastic mudstones (Mbc) represent distal lacustrine facies association from the highstand systems tract.

3. The main diagenetic processes affecting the analyzed samples were generated before compaction, in shallow burial conditions, under the influence of ascending thermobaric and alkaline depositional fluids.
4. Dolomite is the most abundant diagenetic mineral. Dolomite cementation played an essential role on porosity reduction, where most pores were filled, or porosity preservation, where partial cementation supported the framework, limiting compaction.
5. The two dominant processes of porosity and permeability reduction were dolomite cementation and mechanical compaction through ductile grain deformation (mostly of metamorphic rock fragments and biotite).
6. Twelve predominant reservoir petrofacies were defined according to the main diagenetic and primary compositional and textural parameters that affected reservoir quality. These defining parameters are essentially grain size, sorting, carbonate cementation and mica expansion, K-feldspar cementation, carbonate grains and pseudomatrix amounts.
7. Four petrofacies associations were identified according to total porosity, intergranular porosity and cementation: good quality, medium quality, low quality/cemented, and low quality/compacted. Porous reservoirs and tight intervals, intensely cemented by dolomite occur intercalated, adding heterogeneity to the originally complex depositional pattern of porosity distribution.
8. There is no recognizable distribution pattern of prevailing petrofacies and petrofacies associations that can be always followed for each facies association in all wells. Similarly, cementation and reservoir quality are variable in each sequence.
9. In the alluvial fan facies association, the main patterns of distribution of petrofacies associations recognized were: 1- porous conglomerates with good quality and with small amount of carbonate cement; 2- moderately porous conglomerates with medium quality at the base and porous conglomerates with good quality at the top, and; 3- tight sandstones with poor quality at the base and

porous sandstones and conglomerates and dissolved sandstones with good quality at the top.

10. The main patterns of distribution of petrofacies associations found in the alluvial plain facies association were: 1- porous and dissolved sandstones with small amount of carbonate cement and good quality at the base and tight sandstones with poor quality at the top; 2- porous sandstones with low levels of total carbonate cement and good quality, and 3- tight sandstones with poor quality at the base and moderately sandstones and conglomerates at the top.
11. In the lacustrine facies association, three small patterns of petrofacies associations distribution were recognized: 1- moderately porous and expanded sandstones with medium quality; 2- porous sandstones petrofacies with good quality, and; 3- sandstones with bioturbation and abundant syn-depositional matrix with poor quality.
12. The integrated analysis of petrographic, faciologic and stratigraphic data performed in this study shown that patterns of distribution diagenetic processes are not always related to specific depositional facies. Complex and heterogeneous reservoirs such as the Carmópolis Member require detailed studies for the understanding of the controls and the patterns of distribution of their quality.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the PETROBRAS for access to data and samples, as well as for the license to publish this article, and to CNPq for financial support.

REFERENCES

- Amthor, J.E., J. Okkerman, 1998. Influence of early diagenesis on reservoir quality of Rotliegende Sandstones, Northern Netherlands. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 82, n. 12, 2246-2265.
- Araújo, C.C., Moretti Júnior, P.A, Madrucci, V., Carramal, N.V., Toczeck, A., Almeida, A.B., 2009. Carbonatos aptianos do Campo de Carmópolis, Bacia de Sergipe-Alagoas: estratigrafia e modelo deposicional. Boletim de Geociências Petrobras 17(2), 311-330.
- Azambuja Filho, N.C, Abreu, C.J., Horschutz, P.M.C., Cândido, A., Ramos, E.M., 1980. Estudo sedimentológico, faciológico e diagenético dos conglomerados do campo petrolífero de Carmópolis. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Balneário de Camboriú, SC., 1, 240-253.
- Beltrami, C.V., Della Favera, J.C., 1977. Complexos Cíclicos Básicos nos Andares Jequiá e Alagoas, Bacia de Sergipe-Alagoas. Relatório Interno, PETROBRAS-DEXPRO/DIVEX/SEGEL, 97 p.
- Burns, S.J., Matter, A., 1995. Geochemistry of carbonate cements in surficial alluvial conglomerates and their palaeoclimatic implications, Sultanate of Oman. Journal of Sedimentary Research A65, 170-177.
- Campos Neto, O.P.A., Lima, W.S., Cruz, F.E.G., 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. Boletim de Geociências Petrobras 15(2): 405-415.
- De Ros, L. F., Goldberg, K., 2007. Reservoir Petrofacies: A Tool for Quality Characterization and Prediction. AAPG Annual Convention and Exhibition. Long Beach, CA, USA..
- De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victoreti, F., Mastella, M., Castro, E., 2007. Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE® System Expanded Abstracts. AAPG Annual Convention and Exhibition. Long Beach, CA, USA.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, The Netherlands. NATO-ASI Series C 148, 333-361.
- Dunhan, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of carbonate rocks. AAPG Memoir 1, Tulsa, pp. 108-121.

- Embry, A. F., Klovan, J. E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19, 730-781.
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill, Austin, Texas, 107 p.
- Gaupp, R., Matter, A., Platt, J., Ramseier, K., Walzebrück, J., 1993. Diagenesis and fluid evolution of deeply buried Permian (Rotliegend) Gas Reservoirs, Northwest Germany. *AAPG Bulletin* 77, 1111-1128.
- Haeser, B., 2015. *Bacia de Sergipe-Alagoas. Sumário Geológico e Setores em Oferta, Superintendência de Definições de Blocos - SDB. 13ª Rodada de Licitações, ANP.*
- Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2012. Linking diagenesis to sequence stratigraphy: an integrated tool for understanding and predicting reservoir quality distribution. *International Association of Sedimentologists, Spec. Publ.* 45, 1-36.
- Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *AAPG Bulletin* 94, 1267-1309.
- Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology* 47, 95-120.
- Morad, S., 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. In: Morad, S. (Ed.), *Carbonate Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Spec. Publ. 26, 1-26.
- Mohriak, W.U., 2003. *Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira*. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, pp. 87-165.
- Ojeda, H.A.O., 1982. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bulletin* 66, 732-749.
- Ponte, F.C., Asmus, H.E., 1976. The Brazilian margin basins-current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48, 215-240.

- Souza, R.S., 1989. Litofacies e Diagênese do Membro Carmópolis, Formação Muribeca (Cretáceo), Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 200 p.
- Souza, R.S., De Ros, L.F., Morad, S., 1995. Dolomite diagenesis and porosity preservation in lithic reservoirs: Carmópolis Member, Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil. AAPG Bulletin 79(5), 725-748.
- Spötl, C., Pitman, J.K., 1998. Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones a reappraisal of a burial-diagenetic concept. International Association of Sedimentologist, Spec. Publ. 26, 437-460.
- Stonecipher, S.A., Winn Jr., R.D., Bishop, M.G., 1984. Diagenesis of the Frontier Formation, Moxa Arch: a function of sandstone geometry, texture and composition, and fluid flux. AAPG Memoir 37, 289-316.
- Szatmari, P., Carvalho, R.S. de, Simões, I.A., Tibana, P., Leite, D.C., 1974. Evaporitos de Sergipe. Projeto Evaporitos, SEM BA / SEPES, Aracajú, v. 1, 159 p.
- Tucker, M.E., 1988. Techniques in Sedimentology. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 391 p.
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. NATO-ASI Series C. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, pp. 165-18.
- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. Journal of Sedimentary Petrology, 50, 21-29.

8. ANEXOS (CD-ROM)

- 1) Tabela de resultados de petrografia quantitativa
- 2) Descrições petrográficas individuais
- 2) Documentação fotomicrográfica
- 3) Perfis integrados de análise sequencial de testemunhos