



**SEDIMENTOLOGIA E PETROLOGIA DOS DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS  
DO CRETÁCEO SUPERIOR DA ÁREA DO CAMPO DE PEREGRINO,  
BACIA DE CAMPOS, RJ**

Porto Alegre, Dezembro de 2012

**CRISTIANE ZATT COSTA**

**SEDIMENTOLOGIA E PETROLOGIA DOS DEPÓSITOS TURBIDÍDICOS  
DO CRETÁCEO SUPERIOR DA ÁREA DO CAMPO DE PEREGRINO,  
BACIA DE CAMPOS, RJ**

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

**Orientador:** Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

**Supervisor:** Prof. Dr. Juliano Kuchle

Porto Alegre, Dezembro de 2012

Costa, Cristiane Zatt  
Sedimentologia e petrologia dos depósitos turbidíticos  
do cretáceo superior da área do Campo de Peregrino,  
Bacia de Campos, RJ. / Cristiane Zatt Costa - Porto  
Alegre : IGEO/UFRGS, 2012.  
[73 f]. il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. -  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de  
Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.  
Orientadores: Prof. Dr. Luiz Fernando de Ros  
Prof. Dr. Juliano Kuchle

1. Sedimentologia. 2. Petrologia. 3. Bacia de Campos.  
4. Turbiditos. I. Título.

---

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

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**SEDIMENTOLOGIA E PETROLOGIA DOS DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS DO CRETÁCEO SUPERIOR DA ÁREA DO CAMPO DE PEREGRINO, BACIA DE CAMPOS, RJ**”, elaborado por “**CRISTIANE ZATT COSTA**”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

---

Prof. Dr. Norberto Dani

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente aos meus pais (Rovílio e Neiva), colaboradores e principalmente incentivadores quando resolvi largar a Engenharia Química e cursar Geologia. Agradeço minha família, mesmo distante e ausente vocês sempre estão nos meus pensamentos (os legais, claro).

Pela paciência, carinho e ajuda: meu querido Lico!

Aos meus amigos de início, meio e fim de curso: Leo e Diego (feras).

Aos geólogos e companheiros de sala com quem tive a oportunidade de trabalhar na CPRM.

Aos colegas de curso, não menos que amigos, que me acompanharam nessa jornada e compartilharam bons momentos tanto nas aulas quanto nas saídas de campo. Aos amigos de Anp (sala 110), que ouviram minhas reclamações e desabafos quando tudo dava errado, muito obrigada!

De Ros, Dorval, Garibaldi e Juliano pela ajuda.

ANP, PRH-12, Geopetro, UFRGS – Instituto de Geociências e Maersk pelo suporte.

## RESUMO

Neste trabalho realizou-se um estudo sedimentológico e petrológico, para a caracterização dos depósitos turbidíticos de um setor da Bacia de Campos, localizada no sudeste da costa brasileira, mais precisamente no Estado do Rio de Janeiro.

Na descrição dos testemunhos foram reconhecidas catorze fácies deposicionais, que foram agrupadas em associações de acordo com um modelo proposto para deposição de arenitos turbidíticos, compreendendo depósitos de canal, lobo proximal, lobo distal e planície abissal.

O sistema turbidítico do campo de Peregrino apresentou-se basicamente arenoso, tendo os lobos proximais e distais a mesma composição, somente com distintas granulometrias.

O estudo incluiu a análise de vinte lâminas, oriundas de cinco poços diferentes e a descrição de testemunhos de sondagem de quatro poços do campo de Peregrino, totalizando os nove poços do estudo.

Os depósitos descritos compreendem arenitos e lutitos arenosos. Os arenitos são mal selecionados, feldspáticos, com predomínio de quartzo monocristalino e de feldspatos potássicos. Sua evolução diagenética inclui a substituição de intraclastos lamosos e pseudomatriz por sílica microcristalina, ocorrida na fase eodiagenética.

Na integração dos dados petrológicos e sedimentológicos foram correlacionados nove poços, com base nas assinaturas no perfil de raio gama reconhecidas para as fácies definidas. Foi caracterizada uma tendência de concentração dos depósitos de lobos proximais mais grossos na base, que se intercalam com depósitos de areia média e fina dos lobos distais em direção ao topo da sucessão estudada.

Os melhores reservatórios dessa seção correspondem aos arenitos de lobos proximais, com os lutitos constituindo as rochas selantes sobrejacentes.

**Palavras-Chave:** Sedimentologia, Petrologia, Bacia de Campos, Turbiditos

## ABSTRACT

In this work, a sedimentologic and petrologic study was performed in order to characterize the turbiditic deposits of a sector from the Campos Basin, located at southeastern, more precisely in the Rio de Janeiro State.

In the description of the fourteen depositional facies were recognized, which were grouped in facies associations according a model proposed for the deposition of turbidite sandstones, comprising channel, proximal lobe, distal lobe and abyssal plain deposits.

The work included the description of twenty thin sections, sampled from five different wells, and the description of cores from four wells of the Peregrino oilfield.

The described deposits comprise sandstones and Sandy mudrocks. The sandstones are poorly sorted, feldspathic, mainly constituted of monocrystalline quartz and K-feldspar grains. Their diagenetic evolution included the replacement of mud intraclasts and pseudomatrix by microcrystalline quartz, which took place during the eodiagenetic phase.

In the integration of petrologic and sedimentologic data, nine Wells were correlated, based on gamma Ray log signatures recognized for the define facies. A trend of concentration of the coarser proximal lobe deposits was characterized at the base, which intercalate with medium and fine-grained distal lobe deposits towards the top of the studied succession.

The Best reservoirs of the section correspond to the proximal lobe sandstones, with the mudrocks constituting the overlying seal rocks.

**Keywords:** Sedimentology, Petrology, Campos Basin, Turbidites

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> - Mapa das bacias Sedimentares Brasileiras, em vermelho a bacia em estudo. Modificado de Milani <i>et al.</i> , 2007.....	6
<b>Figura 2</b> - Mapa de localização da Bacia de Campos. A área em azul é a Bacia de Campos e a em amarelo é o Campo de Peregrino. Extraído: Base de dados Maersk..	7
<b>Figura 3</b> - Localização do Campo de Peregrino e os poços estudados. Extraído: Base de dados Maersk.....	8
<b>Figura 4</b> - Seção geológica esquemática regional da Bacia de Campos. Modificado de Rangel <i>et al.</i> (1998). .....	9
<b>Figura 5</b> - Carta estratigráfica da Bacia de Campos, segundo Winter <i>et al.</i> (2007), com o intervalo estudado marcado pelo retângulo vermelho. ....	12
<b>Figura 6</b> - Mapa dos principais campos turbidíticos da Bacia de Campos. Modificado de Prochnow E.A., <i>et al.</i> , 2006. ....	13
<b>Figura 7</b> - Subdivisão esquemática de uma corrente de turbidez (cabeça, corpo, cauda). Modificado de D'Ávila. <i>et. al.</i> , 2008.....	17
<b>Figura 8</b> - Esquema mostrando uma corrente de turbidez, onde a base é densa e laminar e a camada superior turbulenta. Modificado de Postma <i>et al.</i> ,1983.....	18
<b>Figura 9</b> - Modelo de folha para descrição de testemunhos em campo. ....	25
<b>Figura 10</b> - Esquema mostrando como os constituintes detríticos são registrados na planilha. Extraído de Bahlis, A.B., 2008. ....	28
<b>Figura 11</b> - Esquema mostrando como os constituintes diagenéticos são registrados na tabela. Extraído de Bahlis, A.B., 2008.....	29
<b>Figura 12</b> - Esquema mostrando alguns dos diferentes tipos de porosidade encontrados em uma lâmina delgada e como são registrados na planilha. Extraído de Bahlis A.B., 2008. ....	29
<b>Figura 13</b> - Esquema da técnica de Grazzi-Dickinson para minimizar o efeito do tamanho de grão na composição do arcabouço de arenitos. Modificado de Zuffa (1985). ....	30



<b>Figura 14</b> - Diagrama dos campos de composição essencial dos arenitos correspondentes aos tipos de Proveniência Tectônica. Modificado de Dickinson I (1985).....	31
<b>Figura 15</b> - Ilustração do microscópio ótico de luz polarizada. Leitz Laborlux12 POL.....	32
<b>Figura 16</b> - Modelo deposicional para sistemas turbidíticos (modificado de Mutti, 1999).....	37
<b>Figura 17</b> - Distribuição das principais fácies e da granulometria predominante de acordo com o modelo deposicional para sistemas turbidíticos de alta eficiência (modificado de Mutti, 1999).....	38
<b>Figura 18</b> - Fotomicrografias da textura e constituintes primários dos arenitos siliciclásticos analisados..	42
<b>Figura 19</b> - Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos siliciclásticos estudados..	45
<b>Figura 20</b> - Fotomicrografias da porosidade dos arenitos siliciclásticos estudados, todas com polarizadores descruzados..	47
<b>Figura 21</b> - Fotomicrografias das principais texturas e constituintes primários dos lutitos estudados. ....	49
<b>Figura 22</b> - Fotomicrografias dos constituintes diagenéticos encontrados nos lutitos analisados..	51
<b>Figura 23</b> - Fotomicrografias da porosidade dos lutitos estudados. ....	53
<b>Figura 24</b> - Diagramas de proveniência para os arenitos, indicando um soerguimento do embasamento.....	54
<b>Figura 25</b> - Diagrama de Proveniência Tectônica. Modificado de Dickinson I (1985).....	54
<b>Figura 26</b> - Sequência simplificada dos processos diagenéticos para os arenitos analisados. A espessura das barras indicam a importância relativa dos processos.....	59

## LISTA DE QUADROS

**Quadro 1** - Classificação de litofácies fluviais. Modificado de Miall, 1996... 23

**Quadro 2** - Tipos de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição das areias geradas (Dickinson, 1985) ..... 31

**Quadro 3** - Fácies utilizadas no estudo. Adaptado de Miall, (1996)..... 34

**Quadro 4** - Associações de fácies de um sistema turbidítico com as fácies identificadas no estudo. .... 37

**Quadro 5** - Principais processos e produtos diagenéticos. Modificado de Prochow E. A., *et al.* (2006). .... 55

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS .....	V
RESUMO .....	VI
ABSTRACT .....	VII
LISTA DE FIGURAS .....	VIII
LISTA DE QUADROS .....	X
SUMÁRIO .....	XI
1. Introdução .....	1
1.1. Justificativa .....	2
1.2. Problemática .....	3
1.3. Objetivos .....	4
2. Localização da Área de Estudo .....	5
2.1. Contexto Geológico .....	8
2.2. Turbiditos e a Bacia de Campos .....	13
3. Revisão Conceitual e Estado da Arte .....	14
3.1. Sedimentologia dos Turbiditos .....	14
3.1.1. Processos Sedimentológicos no Ambiente Marinho Profundo .....	15
3.2. Diagênese de Rochas Siliciclásticas .....	18
3.3. Estágios da Diagênese .....	19
4. Métodos e Técnicas de Pesquisa .....	21
4.1. Levantamento Bibliográfico .....	21
4.2. Base de Dados .....	21
4.3. Levantamento de Dados Sedimentológicos .....	22
4.3.1. Análise de fácies .....	22
4.3.2. Descrição de testemunhos .....	24
4.4. Levantamento de Dados Petrológicos .....	26
4.4.1. Método Gazzi-Dickinson .....	30
4.4.2. Aplicação do Método .....	32
5. Resultados .....	33
5.1. Análise de Fácies .....	33
5.2. Associação de Fácies .....	36

5.3. Correlação dos dados sedimentológicos e petrológicos .....	38
5.4. Petrologia dos Arenitos .....	40
5.4.1. Textura, Estruturas e Composição Primária .....	40
5.4.2. Diagênese dos Arenitos .....	43
5.4.3. Porosidade dos Arenitos .....	46
5.5. Petrologia dos Lutitos.....	47
5.5.1. Textura, Estruturas e Composição Primária .....	47
5.5.2. Diagênese dos Lutitos.....	49
5.5.3. Porosidade dos Lutitos.....	52
5.6. Análise de Proveniência.....	53
5.7. Diagênese .....	55
5.8. Relações Paragenéticas .....	58
6. Discussão .....	60
7. Conclusões .....	63
8. Referências Bibliográficas.....	65
Anexos .....	73

## 1. Introdução

A Bacia de Campos, localizada na margem continental sudeste do Brasil, é a principal província petrolífera do país. Sistemas arenosos de águas profundas, formados entre o Albiano e o Mioceno, durante a fase de margem divergente contém a maior parte dessas reservas. (Fetter *et al.*, 2009).

Os arenitos de águas profundas, designados genericamente como turbiditos, em função de seu processo deposicional a partir de correntes de turbidez, apresentam relevância econômica por constituírem excelentes reservatórios de petróleo. Os turbiditos da Bacia de Campos, especificamente, comportam cerca de 80% das reservas e da produção brasileira de hidrocarbonetos (Bruhn *et al.*, 2003) e estão diretamente relacionados com a recentemente atingida auto suficiência de petróleo do Brasil, segundo Fetter (2007).

Dentro desse panorama, o projeto no qual se encontra inserido este estudo foi organizado em conjunto com a companhia de petróleo e gás Maersk Oil Ltda. O estudo concentra-se na região do Campo de Peregrino, uma região relativamente pouco explorada localizada no sul da Bacia de Campos.

O presente trabalho é focado na integração dos resultados da descrição de testemunhos de poços selecionados na região, com os obtidos na descrição petrográfica de lâminas delgadas cedidas pela Maersk.

## 1.1. Justificativa

Atualmente, tem ocorrido uma acelerada busca pelo petróleo situado em águas profundas (lâminas d'água superiores a 600m) e ultra profundas (lâminas d'água superiores a 2000m) dos taludes e sopés das margens continentais de diversas regiões do planeta. Esta corrida motivada pelos contínuos aumentos do preço do petróleo impostos pelo mercado internacional, pelo decréscimo das reservas e produções de petróleo dos países industrializados e economicamente emergentes e pela instabilidade política das principais regiões exportadoras de petróleo, trouxe consigo um desenvolvimento tecnológico sem precedente na indústria petrolífera. (Milani *et al.*, 2000).

Em várias partes do mundo os depósitos gravitacionais submarinos constituem importantes reservatórios de hidrocarbonetos. Conseqüentemente, a necessidade de entender suas geometrias e fácies deposicionais tornou-se fundamental para efetuar a exploração desses depósitos. Essa motivação econômica gerou uma enorme quantidade de artigos científicos enfocando os sedimentos gerados por correntes de turbidez e processos associados. Leques submarinos modernos foram investigados e inúmeras sequencias antigas foram reinterpretadas. Os estudos resultaram na interpretação de processos e fácies e na formulação de modelos e, sendo atualmente, os turbiditos as sequencias litológicas melhor estudadas.

Motivados pelo sucesso na descoberta destes grandes volumes de petróleo no *offshore* profundo e pela grande produtividade dos reservatórios turbidíticos, a indústria petrolífera se lançou na prospecção de petróleo nas águas profundas (Guardado *et al.*, 1990). A Bacia de Campos foi o laboratório mundial do desenvolvimento tecnológico e permitiu a entrada em produção de campos situados em lâminas d'água de até 1900m (Campo de Roncador, por exemplo). Com as novas técnicas, criaram-se condições para descobrir mais reservas importantes e aumentar a vida útil destes

reservatórios. O estudo contínuo dos turbiditos é imprescindível para o sucesso dessa empreitada.

## 1.2. Problemática

Mesmo considerando-se os importantes avanços obtidos na compreensão dos depósitos marinhos profundos da Bacia de Campos, importantes aspectos das condições de sua origem e evolução ainda não foram adequadamente esclarecidos.

A abordagem estratigráfica sequencial convencional sugere que o suprimento de areias para os sistemas de águas profundas da Bacia de Campos tenha sido essencialmente relacionado com períodos de queda acentuada do nível do mar, com retrabalhamento dos sedimentos da plataforma continental, o que parece não ter ocorrido, desde que a maior parte dos reservatórios turbidíticos foi depositada durante períodos de nível alto (Fetter *et al.*, 2009).

Além disso, a evolução de uma margem continental passiva deveria corresponder a um gradual rebaixamento do relevo, e a um aumento progressivo da maturidade composicional e textural dos turbiditos, o que não é verificado, uma vez que os sistemas turbidíticos arenosos recorrentemente depositados na Bacia de Campos são caracterizados por expressiva imaturidade textural e composicional (Scarton *et al.*, 1993, Fetter *et al.*, 2009).

Somando-se a isso, deve-se ressaltar o papel da diagênese como fator gerador de heterogeneidades em diversos dos reservatórios turbidíticos, onde foi responsável por intensa modificação e redistribuição da porosidade e permeabilidade.

A eficiência da exploração e o aumento da produção de petróleo dos reservatórios turbidíticos são ampliados com estudos geológicos focados no conhecimento da disposição e continuidade estratigráfica dos corpos, bem

como da distribuição da porosidade e permeabilidade, e de seus controles deposicionais (sedimentológicos) e diagenéticos, no espaço e no tempo.

### 1.3. Objetivos

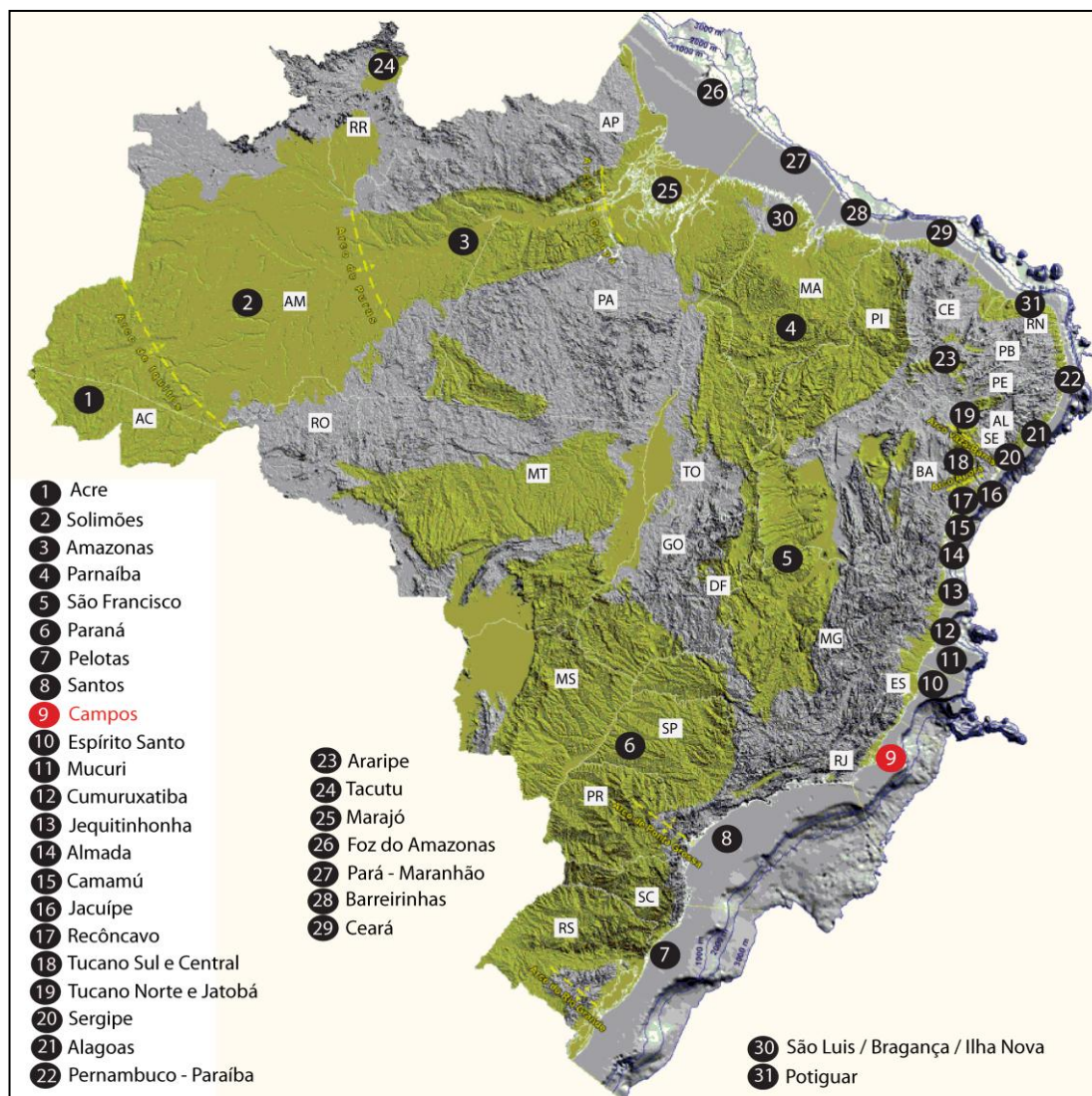
Este trabalho tem por objetivos:

- Reconhecer e caracterizar fácies e sucessões de fácies deposicionais dos depósitos turbidíticos da área do Campo de Peregrino;
- Interpretar os sistemas deposicionais;
- Reconhecer processos e produtos diagenéticos e suas relações paragenéticas;
- Integrar as informações e interpretações sedimentológicas e petrológicas dos arenitos, de forma a caracterizar os controles e padrões deposicionais e diagenéticos, e sua influência na qualidade dos reservatórios;
- Correlacionar os dados petrológicos e sedimentológicos.



## 2. Localização da Área de Estudo

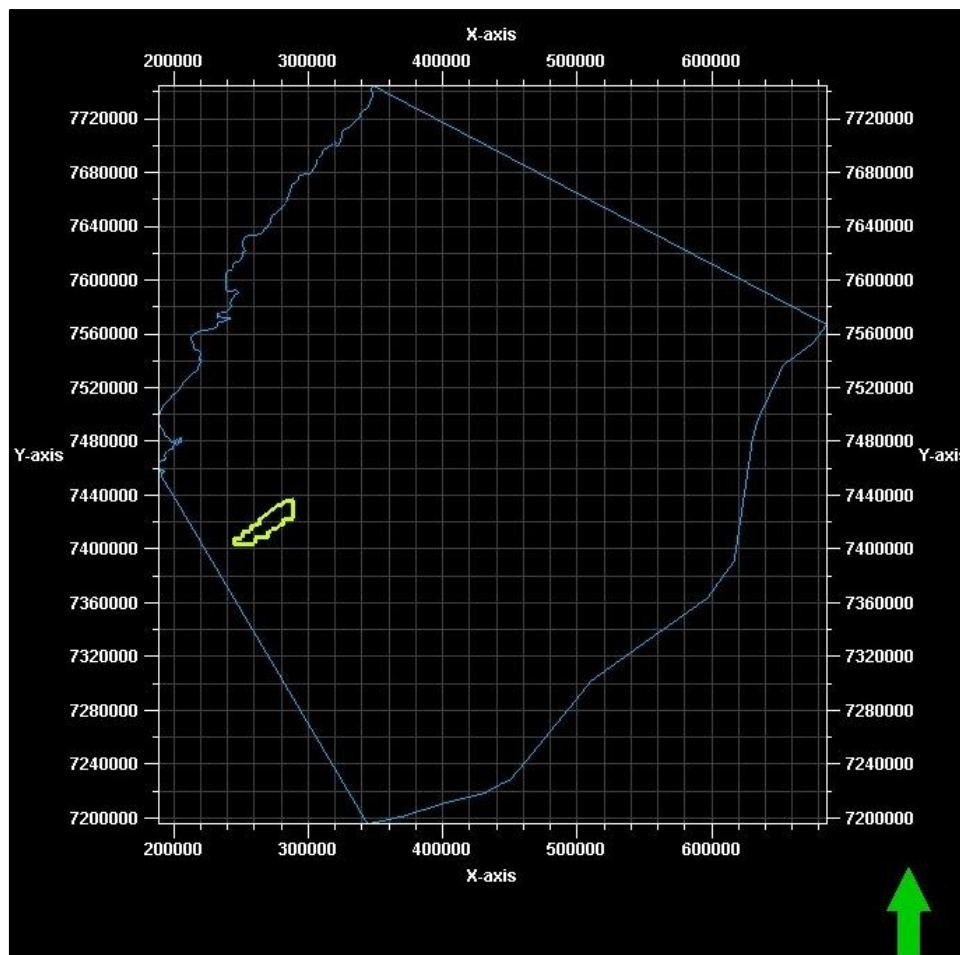
O Brasil é um país de dimensões continentais, com uma extensão sedimentar total de 6.436.000 km<sup>2</sup>, contando com dezenas de bacias, diversidade geológica e diversos reservatórios de hidrocarbonetos (Fig. 1), oferecendo uma gama variada de atrativos à atividade de exploração e produção de petróleo. Em terra, 4.880.000 km<sup>2</sup> se dividem por mais de vinte bacias proterozóicas, paleozóicas, cretáceas e terciárias - algumas ainda inexploradas - espalhando-se desde o, bem desenvolvido, Sul-Sudeste até o árido Nordeste e a Amazônia Tropical. O restante da área sedimentar está sob a Plataforma Continental, onde 1.550.000 km<sup>2</sup> distribuem-se por mais de quinze bacias sedimentares cretáceo-terciárias de Margem Atlântica, até a cota batimétrica de aproximadamente 3.000m, desde o extremo sul, em águas territoriais limítrofes com o Uruguai, até o extremo norte na fronteira com a Guiana-Francesa. A região de águas profundas no mar brasileiro abrange 780.000 km<sup>2</sup> entre as cotas batimétricas de 400 e 3.000m. (Milani *et al.*, 2000).



**Figura 1** - Mapa das bacias Sedimentares Brasileiras, em vermelho a bacia em estudo. Modificado de Milani *et al.*, 2007.

A Bacia de Campos estende-se ao longo do litoral do estado do Rio de Janeiro e ocupa uma área aproximada de 100.000 km<sup>2</sup>, dos quais apenas 500 km<sup>2</sup> são em área emersa. Está situada entre os paralelos 23°42' e 21°14' (S) e os meridianos 41°41' e 39°57' (W), e é limitada a oeste pela cota batimétrica de 3.400m. Para o norte, a bacia é parcialmente isolada da Bacia do Espírito Santo (na região de águas profundas), pelo Alto de Vitória, um bloco elevado de embasamento, que coincide com a terminação oeste

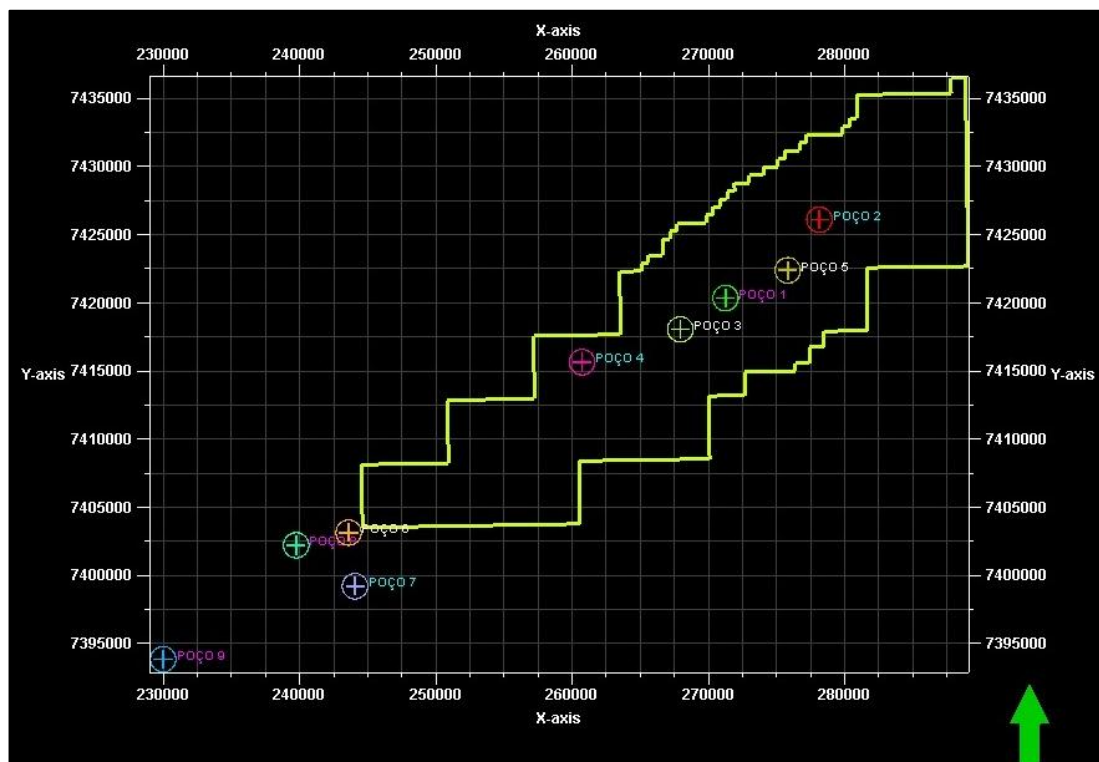
da Cadeia de Vitória-Trindade, um importante lineamento oceânico daquela área.



**Figura 2** - Mapa de localização da Bacia de Campos. A área em azul é a Bacia de Campos e a em amarelo é o Campo de Peregrino. Extraído: Base de dados Maersk.

Em águas ultra profundas, não existe uma separação efetiva entre as bacias de Campos e do Espírito Santo. Para o sul, o Arco de Cabo Frio limita a Bacia de Campos, e aquela região comportou-se como um foco de persistente magmatismo durante a história evolutiva da bacia. (Milani *et al.*, 2000).

No sul da Bacia de Campos está localizada a área de estudo (Fig. 2 e 3). O campo de Peregrino situa-se ao sul da Bacia de Campos e é relativamente pouco conhecido e estudado.

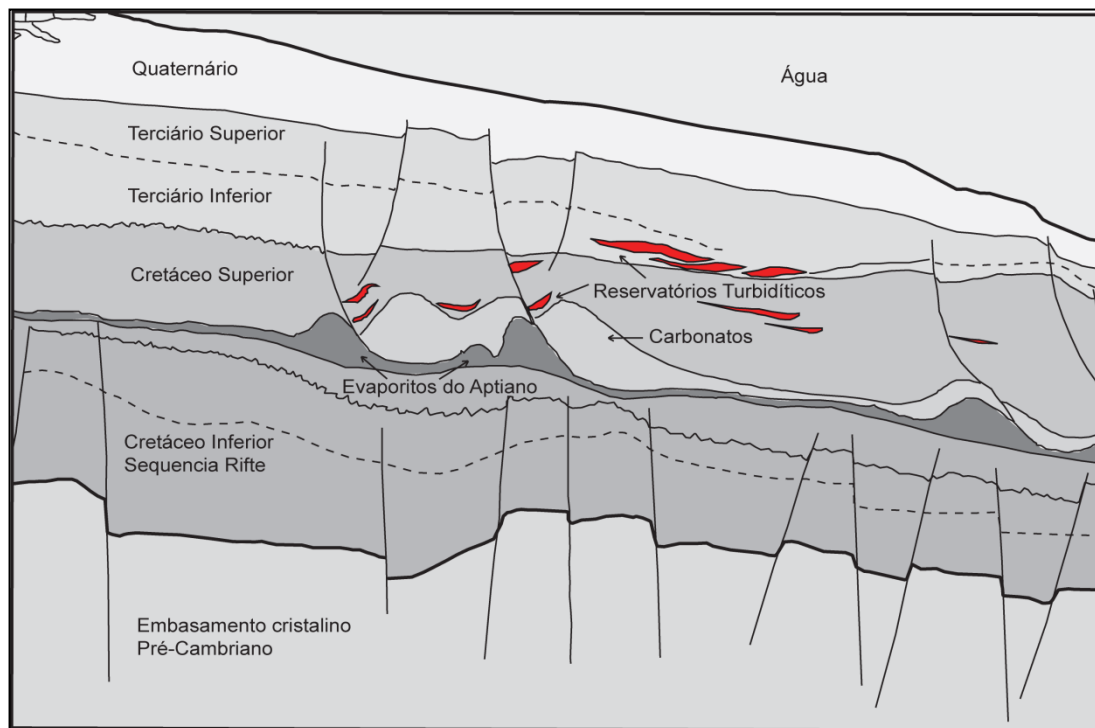


**Figura 3** - Localização do Campo de Peregrino e os poços estudados. Extraído: Base de dados Maersk.

## 2.1. Contexto Geológico

A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Campos assemelha-se às das outras bacias marginais do leste brasileiro, onde são reconhecidos quatro estágios de preenchimento: pré-rifte (continental), rifte (continental), proto-oceânico (transicional evaporítico) e drifte (marinho). Tais estágios estão relacionados à ruptura do supercontinente de Gondwana. A separação Brasil-África, evolui desde a fase de *rift valley* lacustre até a fase marinha

aberta, com a formação de novo assoalho oceânico e a abertura do oceano Atlântico Sul. (Fig. 4).



**Figura 4** - Seção geológica esquemática regional da Bacia de Campos. Modificado de Rangel *et al.*, (1998).

Os sedimentos da sequencia rifte, que se estabeleceu no Neocomiano/Barremiano, foram afetados por falhamentos normais e estão associados a uma intensa atividade ígnea, representada pelos derrames álcali-basáltico Eocretácicos da Formação Cabiúnas. Sobre os basaltos ocorrem rochas da formação Lagoa Feia, compreendendo conglomerados, arenitos, siltitos, folhelhos e coquinas depositadas em um contexto de sedimentação lacustre. As coquinas alcançam até 400 m de espessura, correspondendo a depósitos de bioclastos de pelecípodes (Membro Coqueiros) associados a altos estruturais e representando reservatórios da sequencia rifte. Os sedimentos clásticos por sua vez, como resultado da invasão da água do mar e de condições de extrema aridez, foram recobertos por extensos depósitos evaporíticos (anidrita e halita) durante o Aptiano

(Membro Retiro). Esses eventos constituem uma megasequência transicional (Figueiredo & Martins, 1990; Milani *et al.*, 2000).

Posteriormente, durante o Albiano, com o pequeno influxo de clásticos e as condições marinhas prevalecendo na bacia, instalou-se, uma ampla rampa carbonática correspondente à porção inferior da Formação Macaé, a qual compreende espessos leitos de calcarenito e calcirrudito que, localmente, aparecem dolomitizados. No Cenomaniano, a seção carbonática foi “afogada” devido à rápida elevação do nível do mar; e a aceleração do processo de halocinese, causada pelo aumento da taxa de basculamento, gerou estruturas associadas a falhas de crescimento. Essa etapa caracterizou uma fase transgressiva de sedimentação, quando se depositaram calcilutitos, margas e folhelhos de água profunda conhecidos como Seção Bota. Controlados por uma topografia de fundo irregular, foram depositados sedimentos clásticos turbidíticos acanalados, denominados Arenito Namorado. Completam a Formação Macaé conglomerados e arenitos pobremente selecionados, depositados nas áreas mais proximais (Milani *et al.*, 2000).

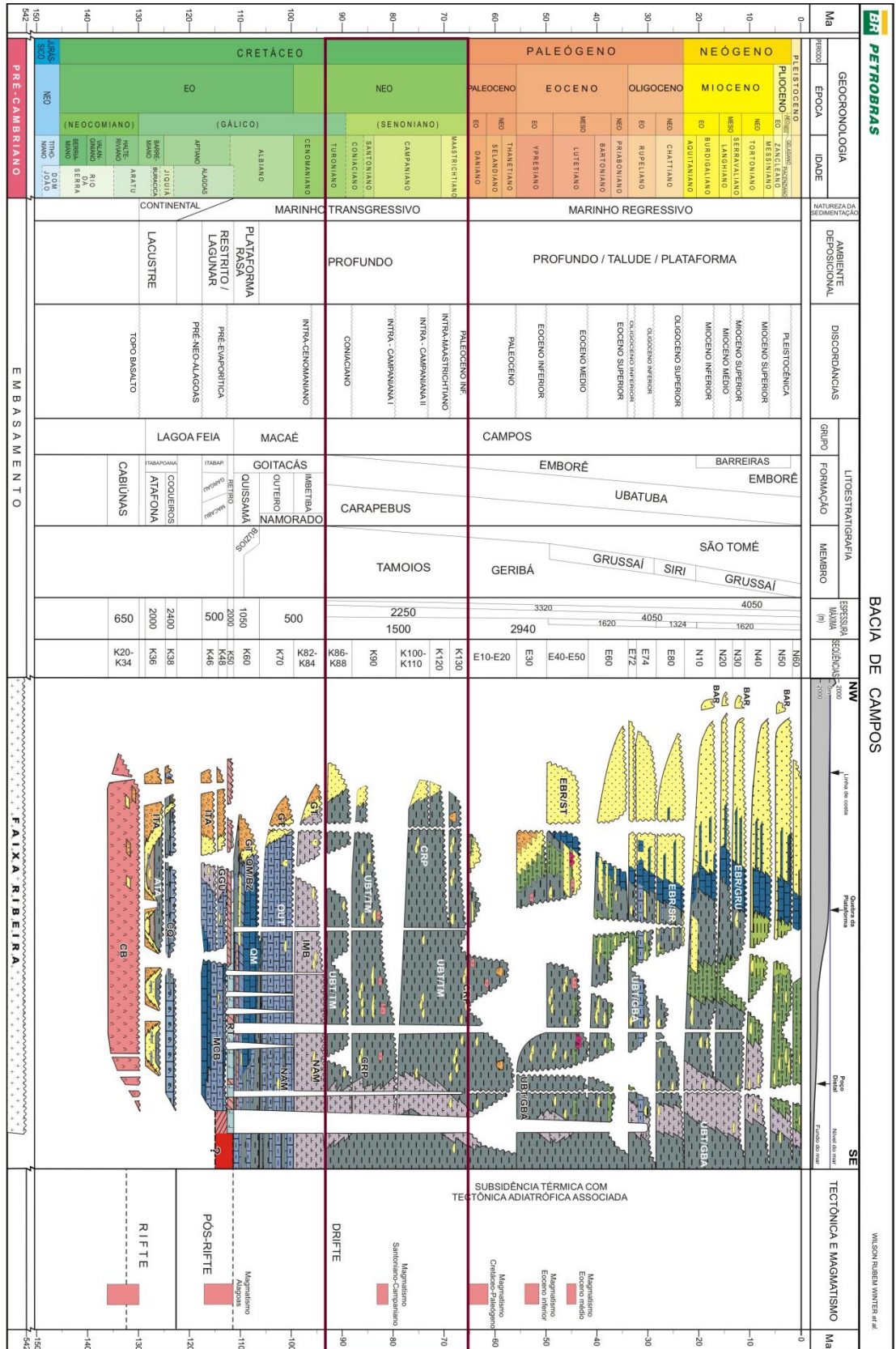
O Grupo Campos recobre discordantemente a Formação Macaé, e representa o preenchimento durante a fase final de subsidência térmica e basculamento do substrato para leste. O pacote é representado por sedimentos proximais, areno-conglomerático-carbonáticos (Formação Emborê), que gradam a folhelhos nas porções distais (Formação Ubatuba). A Formação Ubatuba compreende milhares de metros de espessura de folhelhos e margas, com arenitos turbidíticos intercalados, que correspondem à Formação Carapebus (Milani *et al.*, 2000), alvo do presente estudo.

As rochas geradoras de hidrocarbonetos da Bacia de Campos correspondem a folhelhos orgânicos lacustres Formação Lagoa Feia. Os principais reservatórios da bacia são arenitos turbidíticos de idade cretácica/terciária, seguidos dos calcarenitos albianos e das coquilhas barremianas. (Figueiredo & Martins, 1990).

De acordo com o contexto geológico e estratégico, e em termos de tecnologia de produção de petróleo, a Bacia de Campos pode ser dividida em três compartimentos: proximal, intermediário e distal. O compartimento proximal se localiza entre a linha da costa e a lâmina d'água de aproximadamente 100m. O intermediário, entre as cotas batimétricas de 100 e 2.000m, aproximadamente. E o distal, acima de 2.000m até a região com muralhas de sal mais contínuas, que se localizam em torno de 3.000m. (Figueiredo & Martins, 1990).

A Bacia de Campos, no ano de 1973, através da elaboração da primeira carta estratigráfica por Schaller, e com base nas informações provenientes de poucos poços perfurados pela Petrobrás, foi dividida em quatro unidades litoestratigráficas: Formação Lagoa Feia, constituída de evaporitos e clásticos não marinhos do Cretáceo Inferior; Formação Macaé, englobando as rochas carbonáticas do Albiano; Formação Campos, constituída de clásticos e carbonatos e a Formação Emboré, representada por clásticos grossos.

A partir da grande quantidade de dados obtidos com o avanço da exploração de petróleo na bacia, Rangel *et al.*, (1994) publicaram a carta estratigráfica que, revisada por Winter *et al.*, (2007), encontra-se em uso atualmente (Fig. 5). Nesta carta, são definidas seis formações: Formação Cabiúnas, Formação Lagoa Feia, Formação Macaé, Formação Carapebus, Formação Ubatuba e Formação Emboré. Estas três últimas unidades compõem o Grupo Campos. A Formação Carapebus é a unidade alvo do presente estudo, o intervalo onde estão inseridas as amostras dos testemunhos de sondagem. Ela é constituída por arenitos finos a conglomeráticos, que se intercalam com folhelhos da Formação Ubatuba, representando sedimentos depositados por correntes de turbidez em ambiente de talude e bacia.

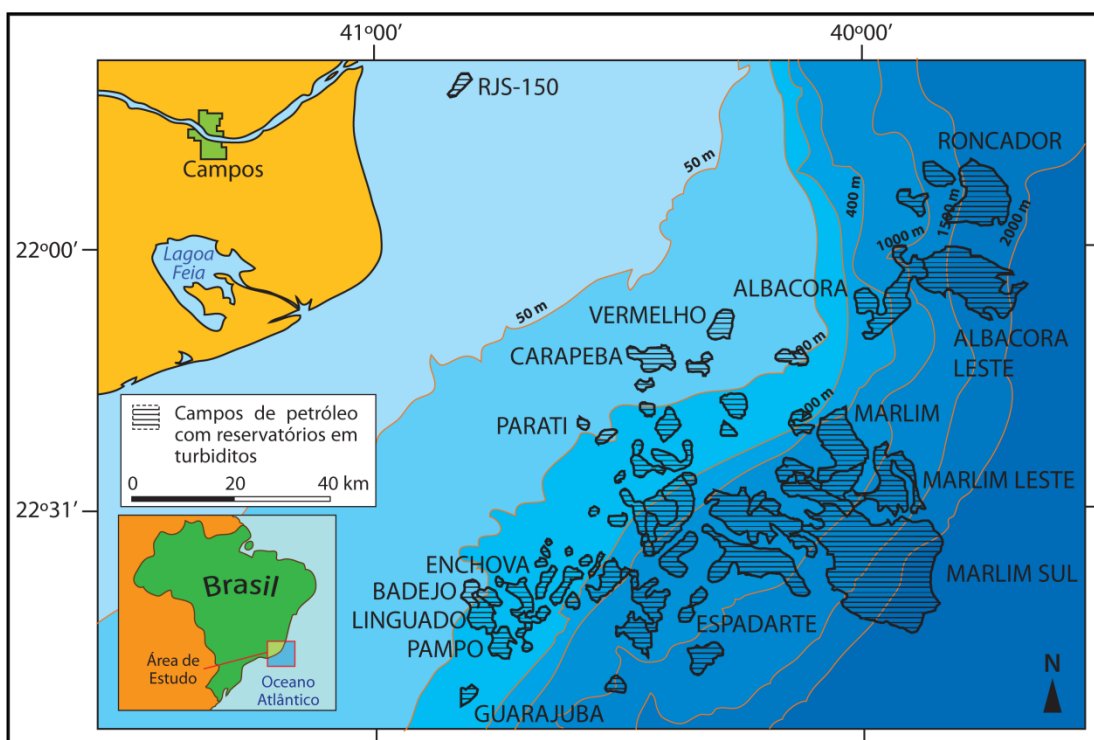


**Figura 5 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos, segundo Winter et al., (2007), com o intervalo estudado marcado pelo retângulo vermelho.**



## 2.2. Turbiditos e a Bacia de Campos

A primeira descoberta de petróleo na Bacia de Campos se deu em 1974, entretanto, a fase de exploração desses reservatórios permaneceu modesta até 1984, quando foi descoberto o primeiro dos seis campos gigantes: Albacora. O potencial para áreas extensas produtoras é o que torna a Bacia de Campos mais interessante do que outras bacias produtoras em ambientes turbidíticos. (Milani *et. al.*, 2007). Por exemplo, o Campo de Marlim apresenta uma extensão de 150 km<sup>2</sup>, enquanto que o complexo Marlim (Marlim, Marlim Sul e Marlim Leste) excede 500 km<sup>2</sup> (Fig. 6). Outros campos gigantes variam entre 100 e 250 km<sup>2</sup>. O traqueamento de petróleo nesses reservatórios pode resultar de condições estruturais, como dobramentos e falhamentos, condições estratigráficas, onde camadas permeáveis localizam-se dentro de camadas impermeáveis, ou ainda da combinação desses fatores. (Rangel *et. al.*, 1998).



**Figura 6** - Mapa dos principais campos turbidíticos da Bacia de Campos. Modificado de Prochnow E. A. *et al.*, 2006.

## 3. Revisão Conceitual e Estado da Arte

### 3.1. Sedimentologia dos Turbiditos

Ambientes de águas profundas são aqueles situados abaixo do nível base das ondas de tempestades, ou seja, o local onde as ondas não interagem com o fundo (D'Avila *et al.*, 2008). Nesse contexto está incluído o ambiente marinho profundo onde os turbiditos são depositados.

Até o século XIX, acreditava-se que a região abissal dos oceanos não possuía areias, sendo constituídas apenas por sedimentos argilosos. Com levantamentos feitos pelo navio Challenger (1872-1876), foi elaborado o primeiro mapa de fundo marinho, feitas medidas de velocidade e temperaturas de correntes oceânicas e descobertos os nódulos de manganês, constatando-se a existência de vida em profundidades consideradas impossíveis pela ciência na época. O estudo dos turbiditos teve um grande impulso após a década de 1950, por motivações militares, durante a Guerra Fria, bem como pela importância para a indústria do petróleo. A expansão das fronteiras exploratórias mundiais determinou a necessidade de um melhor conhecimento do substrato marinho, para evitar que equipamentos submarinos para a produção e o escoamento do petróleo fossem assentados em regiões onde grandes movimentos de massa,

correntes de turbidez ou correntes de fundo, pudessem causar danos a estas instalações. (D'Avila & Paim, 2003).

### 3.1.1. Processos Sedimentológicos no Ambiente Marinho Profundo

Os processos que dominam as águas profundas, segundo D'Avila *et al.*, (2008) são os seguintes: fluxos gravitacionais de sedimentos, fluxos gravitacionais de massa e correntes de fundo. Os fluxos gravitacionais de massa e as correntes de fundo são considerados agentes modificadores que retrabalham e ressedimentam os depósitos preexistentes. Nos turbiditos as correntes de fundo e os fluxos gravitacionais de massa podem piorar ou melhorar a qualidade permeável e a continuidade dos depósitos.

Segundo Middleton & Hampyon (1973) os fluxos gravitacionais de sedimentos podem ser divididos em quatro tipos: fluxo de detritos, correntes de turbidez, fluxos fluidizados e fluxos de grãos. Os fluxos fluidizados e os fluxos de grãos não são efetivos em carregar grandes quantidades de sedimentos por longas distâncias. Esses processos representam condições transitórias nos fluxos gravitacionais durante as fases iniciais e finais de transporte das correntes de turbidez. A seguir uma revisão dos tipos de fluxo atuantes nos depósitos turbidíticos, em geral.

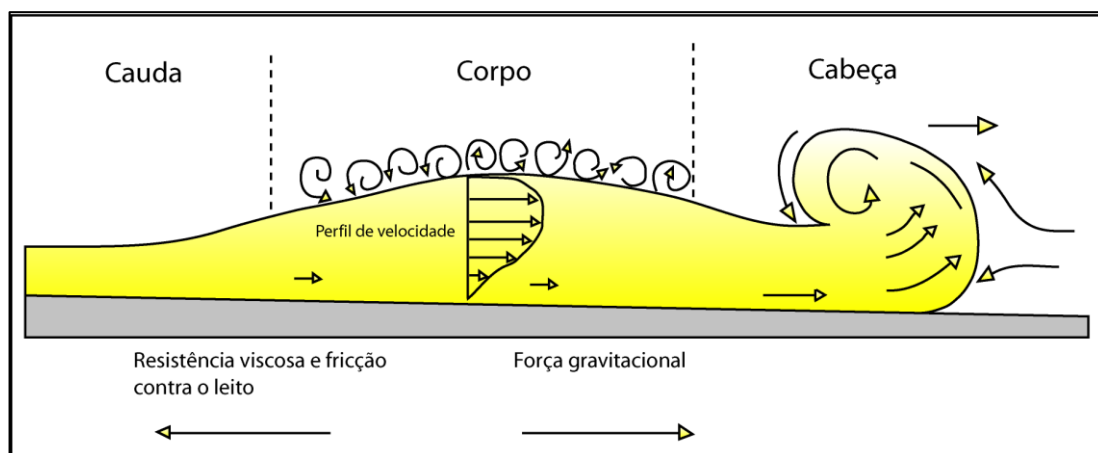
**Fluxos de detritos:** São fluxos de alta viscosidade, ricos em sedimentos, saturados em água, com propriedades plásticas, devido à presença de argila e silte, e que depositam sedimentos em massa. Esse fluxo origina depósitos mal selecionados, geralmente maciços, onde uma matriz lamosa ou areno-lamosa sustenta clastos maiores. Devido à elevada viscosidade, fluxos de detritos não desenvolvem estruturas sedimentares tratativas, tais como estratificação cruzada e *ripples*.

**Fluxos de grãos:** Nesses fluxos, o sedimento é mantido em suspensão devido às colisões entre os grãos. Eles ocorrem em gradientes elevados tanto em ambientes subaéreos como subaquosos, depositando sedimentos arenosos sem matriz lamosa. Os depósitos de fluxos de grãos são constituídos normalmente por arenitos e conglomerados, maciços ou com intervalos com gradação inversa. Esses fluxos podem estar comumente, mas não exclusivamente associados às correntes de turbidez de alta densidade.

**Fluxos fluidizados:** Os fluxos fluidizados e/ou liquefeitos (divisão de Lowe, 1982), conforme o suporte dos grãos pelos fluidos seja parcial ou total respectivamente, são dispersões muito concentradas de grãos e fluidos onde os grãos são mantidos em suspensão pela elevada pressão de poro dos fluidos e seu movimento ascendente. Quando os fluidos são expulsos para o topo da camada, muitos outros grãos mais densos tendem a decantar, até o momento em que o fluido escapa pelos espaços entre os grãos.

**Correntes de turbidez:** São considerados fluxos gravitacionais bipartidos, com uma camada basal granular e uma camada superior mais diluída e turbulenta. O desencadeamento dessas correntes pode estar ligado a eventos catastróficos de curta duração (ondas de tempestade, por exemplo) ou de longa duração (cheias fluviais). Uma corrente de turbidez pode ser subdividida em três partes: a) cabeça - porção frontal, mais rápida e até duas vezes mais espessa que o resto do fluxo, onde são transportados os grãos maiores; b) corpo - região central da corrente onde o fluxo é praticamente uniforme e por fim, c) cauda da corrente - uma zona de rápido adelgaçamento do fluxo, onde dominam tamanhos de grãos menores (Fig. 7). A região da cabeça possui intensa turbulência e erosão. A presença de sedimentos finos numa corrente de turbidez é importante, pois proporcionam uma redução do atrito na camada basal criando uma espécie de filme lubrificante entre os grãos maiores e com isso, o fluxo atinge maiores

distâncias, por outro lado os finos auxiliam no aumento da densidade da corrente, que desenvolve maior turbulência na camada superior. As correntes de turbidez podem ser subdivididas em baixa e alta densidade, de acordo com os diferentes tamanhos de grãos. Elas geralmente iniciam-se com alta densidade e evoluem para correntes de baixa densidade.

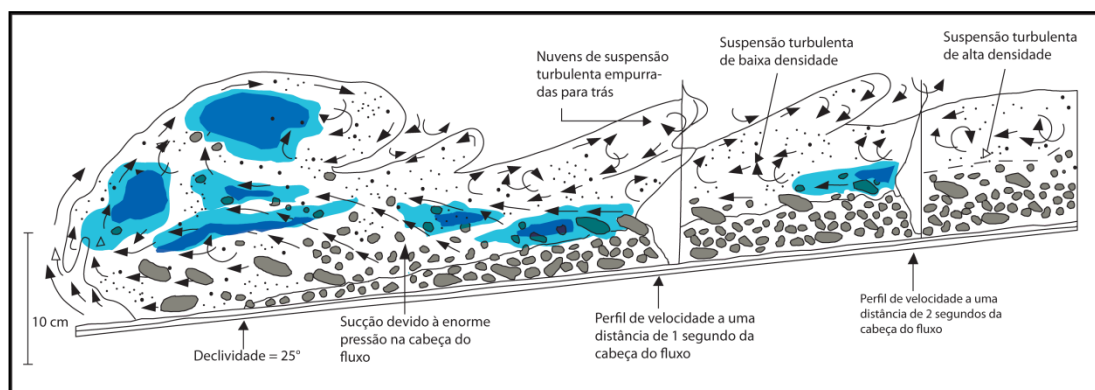


**Figura 7-** Subdivisão esquemática de uma corrente de turbidez (cabeça, corpo, cauda). Modificado de D'Ávila *et al.*, 2008.

**Correntes de turbidez de baixa densidade:** são constituídas de grãos no tamanho argila até areia média. A deposição inicia-se com a desaceleração da corrente, iniciando com as areias depositadas sob tração e finalizando com silte e argila com feições de tração e suspensão (Fig. 8).

**Correntes de turbidez de alta densidade:** incluem todos os tamanhos de grão. Com a desaceleração, são desenvolvidas progressivamente ondas de sedimentação, depositadas após redução de densidade da corrente, provocando instabilizações devido à queda de energia, com isso, inicia-se a deposição dos grãos maiores seguidos pelos menores. As características mais marcantes das correntes de turbidez de alta densidade são seu grande poder de erosão e a rápida acumulação de sua carga grosseira (Fig. 8), a qual ocorre com a desaceleração do fluxo. A relação entre as taxas de

erosão e sedimentação de uma corrente de turbidez é governada, principalmente pelo declive do substrato. O elevado poder de erosão das correntes de alta densidade promove, nas partes proximais dos sistemas turbidíticos, a escavação do substrato pelítico, gerando-se assim o espaço que vai ser ocupado pelas outras fácies subsequentes.



**Figura 8** - Esquema mostrando uma corrente de turbidez, onde a base é densa e laminar e a camada superior turbulenta. Modificado de Postma *et al.*, 1988.

### 3.2. Diagênese de Rochas Siliciclásticas

Como diagênese entende-se o campo das condições físico-químicas que controlam os processos geológicos atuantes sobre sedimentos inconsolidados, produzidos por processos pré-deposicionais (intemperismo, erosão, transporte) e por processos sin-deposicionais (sedimentação), (Schmidt & McDonald, 1979). Apesar de ter sido introduzido na literatura geológica em 1868 (cf. Morrow & McIlreath, 1990), muitos dos avanços no estudo da diagênese de rochas siliciclásticas são recentes, especialmente incentivados entre os anos de 1980 a 1990 pelas companhias de petróleo. A necessidade de estudo dos processos diagenéticos, neste caso, tinha como objetivo o entendimento da distribuição da porosidade em rochas-reservatório de hidrocarbonetos. Embora não seja possível definir

temperaturas e pressões características dos ambientes diagenéticos em sub superfície, pode-se afirmar, de maneira geral, que o campo da diagênese é caracterizado por pressões de 0,1 MPa a 10 MPa (1,0 bar a 1 kbar) e temperaturas variando de 0° a 250° C e a presença de soluções aquosas e de gases (CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S) (Blatt, 1992). Assim, a diagênese ocorre sob condições de temperatura e pressão características da superfície da Terra, atingindo os primeiros milhares de metros de profundidade da crosta terrestre.

Durante os processos diagenéticos, minerais podem se precipitar como cimentos nos poros de reservatórios de arenitos-reservatório ocasionando a redução da porosidade e da permeabilidade da rocha.

A redução da porosidade de uma rocha através da precipitação de fases diagenéticas é prejudicial à sua capacidade potencial como reservatório (Pallat *et al.*, 1984). Por isso, é importante saber as condições em que essas fases diagenéticas se formaram e principalmente determinar o momento de sua precipitação.

### 3.3. Estágios da Diagênese

A diagênese pode ser separada em três estágios distintos: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese definidos por Choquette & Pray (1970), e posteriormente adaptados por Schmidt & McDonald (1979).

**Eodiagênese:** inclui todos os processos que ocorrem na superfície ou próxima desta, onde a geoquímica das águas intersticiais é controlada principalmente pelo ambiente deposicional. As rochas sedimentares podem permanecer no domínio da eodiagênese por períodos de tempo variáveis.

**Mesodiagênese:** ocorre durante o soterramento, após o efetivo isolamento da superfície, e inclui todos os processos que seguem a eodiagênese até os estágios iniciais do metamorfismo de baixo grau

(Choquette & Pray, 1970). Morad *et al.*, (2000) redefinem a mesodiagenese em termos de profundidade de soterramento e temperatura, que correspondem a  $\geq 2$  km e  $\geq 70^{\circ}\text{C}$ , respectivamente, coincidindo com o início dos processos de compactação química, transformação intensa de argilominerais, cimentação por quartzo e alteração térmica da matéria orgânica. Os fatores principais que influenciam as mudanças mesodiagenéticas dos arenitos incluem sua história de soterramento e térmica, a mineralogia detrítica, a fábrica primária, a troca de material com as litologias vizinhas, como lutitos, rochas carbonáticas e evaporíticas, a geoquímica das águas intersticiais e a presença de hidrocarbonetos (Worden & Morad, 2003). A mesodiagenese pode evoluir para o metamorfismo (através de uma faixa de gradação - anquimetamorfismo) por soterramento crescente, ou para a telodiagenese, por soerguimento.

***Telodiagenese:*** ocorre pela reexposição às condições superficiais de rochas que já estiveram efetivamente soterradas envolvendo basicamente influência de águas meteóricas. Esta reexposição pode ser promovida pelo soerguimento e erosão de parte da seção, gerando discordâncias, ou por infiltração profunda de águas superficiais através de falhas e fraturas.



## **4. Métodos e Técnicas de Pesquisa**

### **4.1. Levantamento Bibliográfico**

Foi executada a compilação de relatórios e dados pertinentes à Bacia de Campos e especificamente à área em que o reservatório está localizado. Procedeu-se a organização das informações sobre a situação geológica da bacia, a leitura de artigos referentes à deposição e à diagênese de arenitos turbidíticos em geral e daqueles da Bacia de Campos, em particular, bem como de trabalhos a respeito da integração de dados sedimentológicos e petrológicos.

### **4.2. Base de Dados**

Os dados utilizados no projeto onde se insere o presente estudo foram fornecidos pela empresa Maersk Oil. A base de dados do projeto consiste em:

- Poços exploratórios na área de estudo, compreendendo perfilagens geofísicas (raio gama);
- Lâminas delgadas;
- Testemunhos de depósitos da Formação Carapebus na (área do estudo).

### **4.3. Levantamento de Dados Sedimentológicos**

#### **4.3.1. Análise de fácies**

O conceito de fácies, segundo Walker (2006) é de um corpo rochoso com características específicas, podendo ser uma camada apenas ou um conjunto delas. Reading (1996) conceitua fácies como uma rocha distinta que se formou sobre certas condições de sedimentação, refletindo um processo particular, um conjunto de condições ou um ambiente. Uma fácies é definida pelos atributos: cor, geometria, composição, textura, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero. Na falta de um conteúdo fossilífero significativo, o termo mais adequado seria litofácies. (Reading, 1996).

Neste trabalho, a classificação de fácies foi feita a partir de uma adaptação do código proposto em 1996 por Miall para sistemas fluviais (Quadro 1), usando letras para representar tamanho de grão e estrutura sedimentar. Originalmente, as fácies fluviais foram representadas por duas letras: a primeira, maiúscula, representando o tamanho de grão dominante e as seguintes, minúsculas, representando textura e/ou estrutura da fácies.

Um conjunto de fácies diferentes pode ser agrupado em associações de fácies que caracterizam ambientes deposicionais (Miall, 1984). As associações e sucessões de fácies permitem identificar o sistema deposicional (que é uma assembléia tridimensional de fácies sedimentológicas geneticamente associadas) pelos processos que atuam nele.

<b>Código</b>	<b>Fácies</b>	<b>Estruturas sedimentares</b>	<b>Interpretação</b>
<b>Gmm</b>	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
<b>Gmg</b>	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
<b>Gci</b>	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos (baixa coesão)
<b>Gcm</b>	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos (fluxo turbulento)
<b>Gh</b>	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais ( <i>lags</i> )
<b>Gt</b>	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
<b>Gp</b>	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
<b>St</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou lingüóides
<b>Sp</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
<b>Sr</b>	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
<b>Sh</b>	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/ crítico)
<b>Sl</b>	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scourfills</i> ), dunas atenuadas, antidunas
<b>Ss</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scourfills</i> )
<b>Sm</b>	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
<b>Fl</b>	Areia, silte, lama	Laminações finas, Laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
<b>Fsm</b>	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fm</b>	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fr</b>	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
<b>C</b>	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados ( <i>swamps</i> )
<b>P</b>	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

**Quadro 1** - Classificação de litofácies fluviais. Modificado de Miall, 1996.

### 4.3.2. Descrição de testemunhos

A partir da disponibilização dos testemunhos pela empresa foi feita a descrição, com a finalidade de definir as fácies, correlacioná-las e integrá-las com os dados petrográficos. A descrição ocorreu no laboratório da Weatherford, distrito de Xerém, Duque de Caxias, Rio de Janeiro, no período de 08 a 11 de agosto de 2012. Os testemunhos foram descritos na escala 1:20, observando-se aspectos relacionados a litologia, estruturas, cor, geometria, espessura, granulometria, arredondamento, seleção, composição dos grãos siliciclásticos e carbonáticos, bioturbação, processos diagenéticos e outras características sedimentares.

Essa descrição visou identificar e descrever as fácies presentes nos testemunhos e as tendências de empilhamento dos mesmos. Posteriormente, em gabinete, as fácies foram padronizadas quanto à sua nomenclatura e texturas e agrupadas em tabelas de fácies. As fácies então descritas foram agrupadas em associações de fácies, a partir do qual foi identificado o ambiente deposicional.

A descrição dos testemunhos foi integrada com o perfil de raio gama (GR), alguns testemunhos não tinham raio gama. Este perfil é medido por um cintilômetro destinado a detectar a radioatividade natural das rochas.

Os valores de GR mais altos são apresentados pelos folhelhos, pois estes são ricos em elementos radioativos, como K, Th e U. Os arenitos apresentam valores de GR dependentes de sua composição, sendo os feldspáticos marcados por valores maiores do que os arenitos quartzosos.

Os perfis litológicos foram elaborados no software *Adobe Illustrator 10* (Anexo 1). Neles foram inseridas as litofácies descritas, associações de fácies, indícios de óleo, nível de bioturbação, como modelo na (Fig. 9).



#### 4.4. Levantamento de Dados Petrológicos

Foram descritas vinte lâminas delgadas, disponibilizadas pela Maersk, das quais foram quantificadas treze. As outras sete lâminas são amostras de calha que não devem ser quantificadas, só analisadas qualitativamente para identificar constituintes primários e diagenéticos importantes. A descrição petrográfica quantitativa das lâminas delgadas foi executada pela contagem de 300 pontos por lâmina, visando à caracterização dos constituintes primários, diagenéticos, tipos de poros e sua distribuição, com uso do software Petroledge® (De Ros *et al.*, 2007).

As lâminas delgadas fornecidas pela empresa foram preparadas de amostras impregnadas com resina epoxy azul para ressaltar a porosidade, além de tingimento com solução de cobalto nitrito de sódio que tingem de amarelo os feldspatos potássicos. Os cimentos carbonáticos são identificados através de tingimento com solução de alizarina. As lâminas foram examinadas através de um microscópio ótico de luz polarizada Leitz Laborlux 12 POL dotado do dispositivo *charriot*, capaz de movimentar a lâmina segundo intervalos regulares. A dimensão dos intervalos é proporcional à textura (tamanho de grão) da amostra para evitar que dois ou mais pontos caiam sobre o mesmo grão.

A contagem de pontos é executada segundo transversas perpendiculares à laminação ou orientação dos grãos. A cada espaço percorrido pelo *charriot* é contado e registrado diretamente no software Petroledge®. Repete-se este procedimento até totalizar 300 pontos contados. O software calcula a percentagem correspondente a cada um dos constituintes do arcabouço (grãos detríticos), constituintes diagenéticos e tipos de poros identificados nas lâminas. Os constituintes detríticos, diagenéticos e os tipos de poros, bem como seus hábitos, localizações e relações paragenéticas são registrados e armazenados em banco de dados, o que permitiu seu processamento, classificação, e geração de relatórios de planilhas no formato MS-Excel (Anexo 2).

A descrição das lâminas foi feita segundo uma nomenclatura normatizada, da seguinte forma:

**Descrição textural e estrutural:** descrição microscópica dos aspectos texturais e estruturais, como granulometria, seleção, grau de arredondamento, esfericidade, fábrica (quanto à orientação, suporte e grau de empacotamento), contatos e estruturas em escala milimétrica.

**Estrutura, textura, fábrica:** análise das estruturas visíveis na lâmina (laminações, bioturbação, etc), orientação, empacotamento e suporte da fábrica (ex. suportado pela matriz, suportado pelos grãos). Identificação do intervalo de tamanho de grão e do tamanho modal.

**Esfericidade e arredondamento:** foram obtidos pela observação direta de toda amostra e por comparação visual com desenhos esquemáticos disponíveis para consulta na interface do software Petroledge®. A esfericidade (baixa, média ou alta) é função essencialmente da forma original do grão e textura interna das partículas. Já o arredondamento (angular, sub-angular, sub-arredondado, arredondado e bem arredondado) é função do grau de abrasão (controlado pela resistência da partícula, distância, tempo e mecanismo de transporte). (cf. Compton, 1962).

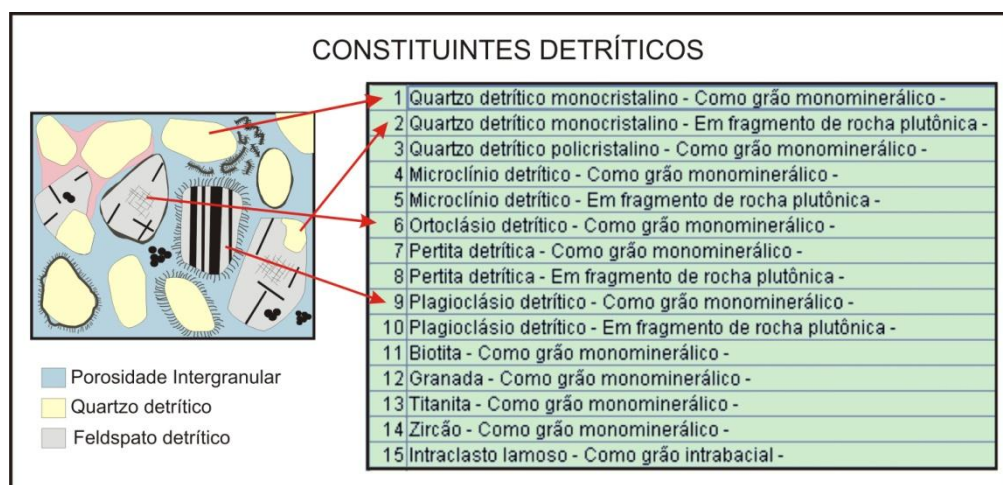
**Seleção:** O grau de seleção da amostra foi avaliado através de tabelas comparativas (Compton, 1962) presentes no software utilizado. A classificação do grau de seleção pode tanto ser nominal (de bem selecionado a muito mal selecionado, classificação adotada neste trabalho), quanto numérica, com desvio padrão variando entre 0 e 2 (Compton, 1962).

**Contatos:** determinados pela observação direta na lâmina. Os contatos entre grãos foram classificados como pontuais, longos, côncavo-convexos e suturados. A abundância de cada tipo de contato foi determinada

com a finalidade de definir o empacotamento da rocha (frouxo, normal, apertado).

**Quantificação Composicional:** consiste na descrição detalhada dos constituintes detríticos, diagenéticos e tipos de poros.

- *Constituinte detríticos:* São grãos depositados oriundos da desagregação das litologias da área fonte e/ou de altos internos da bacia. Cada constituinte foi descrito quanto à localização e modificações.

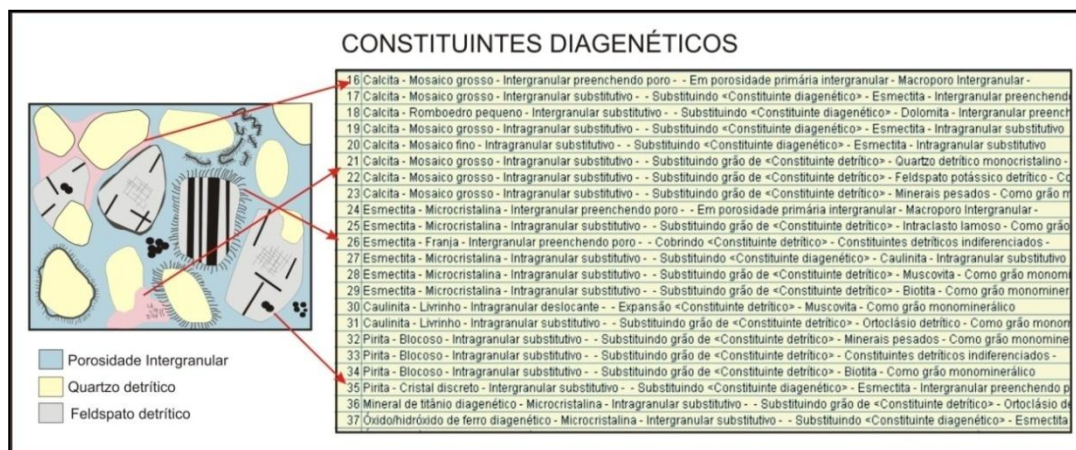


**Figura 10** - Esquema mostrando como os constituintes detríticos são registrados na planilha. Extraído de Bahlis, A.B., 2008.

- *Constituintes diagenéticos:* São os constituintes precipitados quimicamente, ou introduzidos por outros processos, após a deposição dos sedimentos. Para cada constituinte foram definidos o hábito e localização diagenética como, por exemplo, dolomita – blocosa – intergranular – preenchendo poro. As modificações diagenéticas, relações paragenéticas com outros constituintes ou com a porosidade, e a localização do constituinte da relação paragenética também foram definidos. Esse detalhamento foi fundamental para

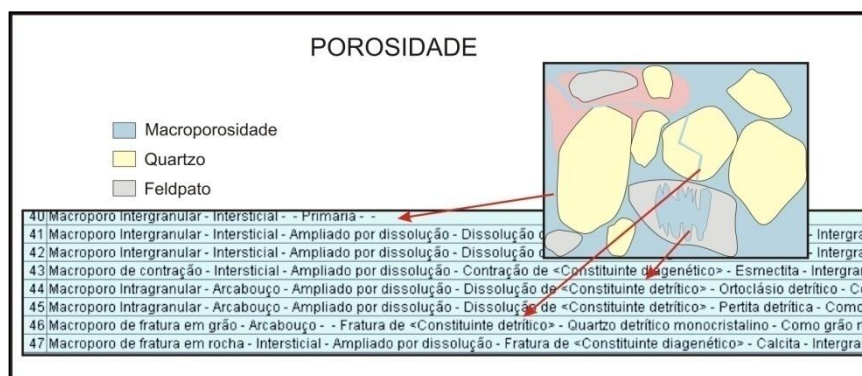


determinar quais constituintes diagenéticos possuem relação direta no controle da porosidade dos reservatórios, além de possibilitar a reconstituição da composição original do sedimento.



**Figura 11**-Esquema mostrando como os constituintes diagenéticos são registrados na tabela. Extraído de Bahlis A.B., 2008.

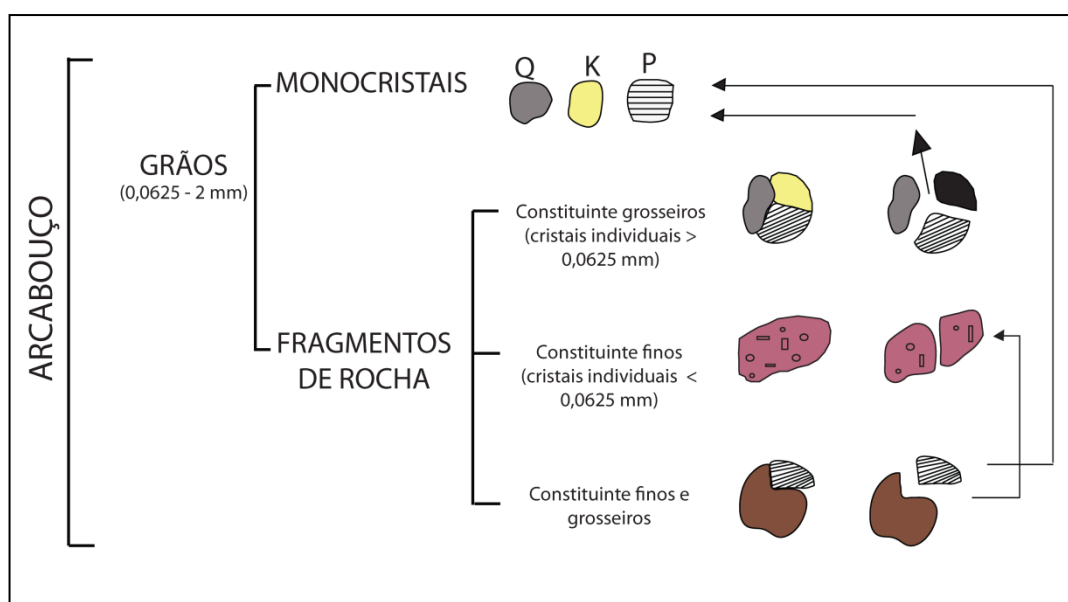
- *Tipos de macroporosidade:* Corresponde às diferentes posições dos espaços originalmente preenchidos por fluídos. Foram descritos quanto aos tipos de poros, localização e modificador da macroporosidade, relação paragenética, constituinte da relação paragenética e localização do constituinte da relação paragenética.



**Figura 12** - Esquema mostrando alguns dos diferentes tipos de porosidade encontrados em uma lâmina delgada e como são registrados na planilha. Extraído de Bahlis A.B., 2008.

#### 4.4.1. Método Gazzi-Dickinson

As análises petrográficas foram feitas através do método de contagem modal Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985) com o objetivo de salientar a composição mineralógica-litológica das rochas-fonte, independentemente da granulometria. Nesta técnica, os cristais maiores que tamanho silte (0,0625 mm) dentro de fragmentos de rochas são contados separadamente como quartzo, feldspato, identificando o tipo de fragmento de rocha onde ele ocorre. Somente fragmentos de rocha com textura fina são contados como tal (volcânicas afaníticas, rochas metamórficas de baixo grau, chert, rochas carbonáticas, lutitos, entre outros).

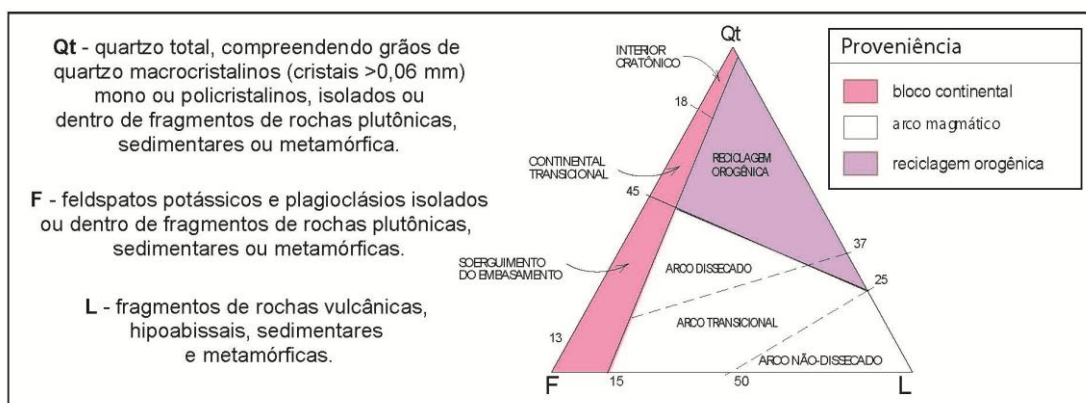


**Figura 13** - Esquema da técnica de Gazzi-Dickinson para minimizar o efeito do tamanho de grão na composição do arcabouço de arenitos. Modificado de Zuffa (1985).

O método Gazzi-Dickinson permite identificar as assinaturas composicionais dos principais ambientes tectônicos (crátons estáveis, rifts alimentados por soerguimento de blocos do embasamento, arcos magmáticos e cinturões orogênicos com reciclagem de rochas sedimentares e metasedimentares; (Quadro 2), e depois plotados em diagramas ternários combinados (Dickinson, 1985;Fig. 14).

Proveniência Dickinson (1985)		
Tipos de Proveniência	Ambiente Tectônico	Composição das Areias Geradas
Cráton estável	Intracontinental ou plataforma passiva	Areias quartzozas (ricas em Qt) com altas razões de Qm/Qp e K/P
Soerguimento do embasamento	Rifte de ruptura transformante	Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) pobres em Lt e Qp, similares à área fonte
Arco magmático	Arco de ilhas ou arco continental	Areias feldspato-líticas (F-L) vulcanoclásticas com altas razões P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos
Reciclagem orogênica	Cinturão orogênico ou complexo de subducção	Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) pobres em F e Lv, ricas em fragmentos sedimentares e meta-sedimentares, com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/L

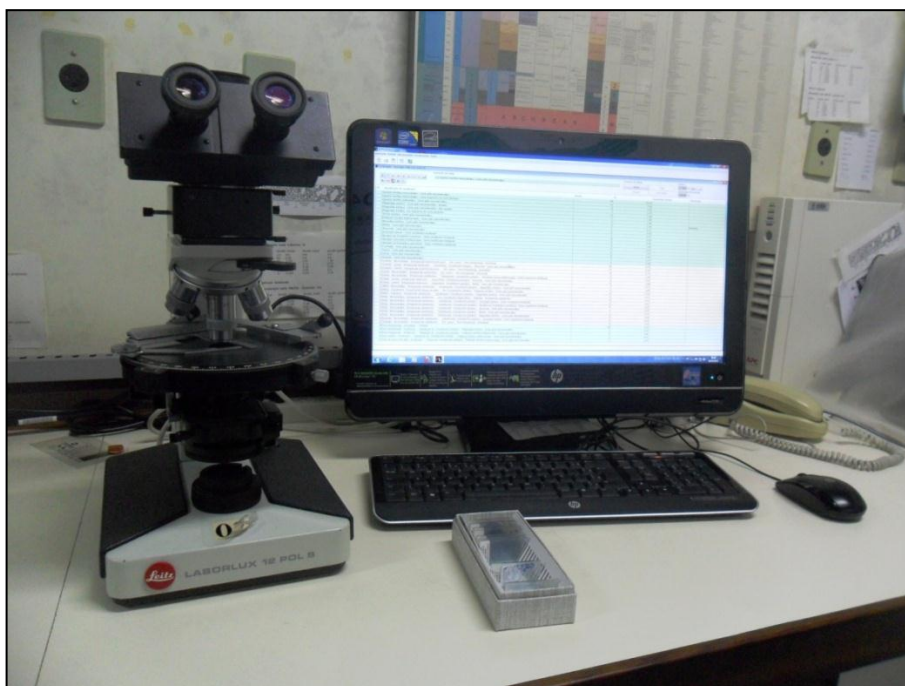
**Quadro 2** - Tipos de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição das areias geradas (Dickinson, 1985).



**Figura 14** - Diagrama dos campos de composição essencial dos arenitos correspondentes aos tipos de Proveniência Tectônica. Modificado de Dickinson I (1985).

#### 4.4.2. Aplicação do Método

Foram quantificadas ao todo treze lâminas delgadas sendo sete descritas sem quantificação, pois correspondem a amostras de calha. As lâminas foram analisadas detalhadamente ao microscópio ótico, cadastradas e quantificadas no software Petroledge®, e suas principais feições foram documentadas em fotomicrografias digitais.



**Figura 15** – Ilustração do microscópio ótico de luz polarizada. Leitz Laborlux12 POL.

## 5. Resultados

### 5.1. Análise de Fácies

Catorze fácies deposicionais foram definidas nos testemunhos dos poços analisados de acordo com os critérios propostos por Walker (1994). Foram observados aspectos relacionados à litologia, estruturas, cor, geometria, espessura, granulometria, arredondamento, seleção, composição dos grãos siliciclásticos e carbonáticos, bioturbação, processos diagenéticos e outras características sedimentares. O Quadro 3 sumariza as fácies definidas, com sua sigla, litologia e interpretação do processo de transporte.

<b>Fácies</b>	<b>Litologia</b>	<b>Interpretação</b>
<b>Gm</b>	Conglomerado clasto-suportado	Depósito residual basal com fluxo turbulento e trativo
<b>Grst</b>	Grainstone com estilólitos	Bancos dentro de rampas carbonáticas (alta energia)
<b>Sl</b>	Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo	Fluxo transicional do inferior para o superior
<b>Sm</b>	Arenito maciço com grânulos	Fluxos hiper-concentrados
<b>Sm</b>	Arenito maciço	Fluxos hiper-concentrados
<b>Sm</b>	Arenito maciço com bioturbação	Fluxos hiper-concentrados ou estruturas sedimentares

		primárias obliteradas por bioturbação
<b>Sm</b>	Arenito maciço com bioclastos	Fluxos hiper-concentrados
<b>Sm</b>	Arenito maciço com bioclastos e bioturbação	Fluxos hiper-concentrados ou estruturas sedimentares primárias obliteradas por bioturbação
<b>Sr</b>	Arenito com ripples	Migração de marcas onduladas em fluxo trativo, (fluxo inferior)
<b>Sh</b>	Arenito com laminação horizontal	Formas de leito planas (fluxo superior)
<b>Fh</b>	Siltito com laminação plano-paralela	Depósitos por decantação
<b>Fm</b>	Siltito maciço	Depósitos por decantação
<b>Fr</b>	Siltito com ripples	Correntes trativas de baixa energia, unidirecionais
<b>Ht</b>	Arenitos e pelitos intercalados	Alternância entre fluxos trativos e decantação

**Quadro 3** - Fácies utilizadas no estudo. Adaptado de Miall, 1996.

A fácies Gm é um conglomerado clasto-suportado, desprovido de matriz lamosa, que apresenta comumente clastos da área-fonte e intraclastos de quartzo extrabaciais. Com a aceleração do fluxo e a mistura com a água ambiente, além do aumento do escape dos fluidos basais, a carga cascalhosa é depositada. Desenvolve-se então um fluxo extremamente turbulento na parte superior da corrente, que acaba tracionando os cascalhos depositados, formando um resíduo e também erodindo os sedimentos depositados anteriormente. A fácies Grst é de alta energia, foi classificada, mas não será abordada no estudo, pois ela está abaixo do intervalo estudado.

O fluxo continua carregando alguns grãos mais grossos na porção basal e os demais grãos na suspensão turbulenta até o ponto em que os sedimentos mais grossos e arenosos da carga basal passarão a ser depositados como arenitos mal selecionados e com grânulos, representando a fácies Sm. Esse processo ocorre quando há o escape total dos fluidos, fazendo com que a força de atrito aumente e decante a população de grãos mais grossos. Se não houver o escape total dos fluídos, o fluxo sobrejacente torna-se menos turbulento fazendo com que a fácies Sl seja depositada. Essa fácies constitui-se de arenitos médios com estratificação cruzada de baixo ângulo, ela é classificada como uma fácies de fluxo transicional, do inferior para o superior. O fluxo turbulento passa em alta velocidade logo acima, fazendo com que posteriormente se deposite a fácies Sh, um arenito que possui laminação plano-paralela.

Em depósitos com a mesma granulometria que a fácies Sh, mas que sofreram mais transporte, ocorre um retrabalhamento e um tracionamento do sedimento do leito depositado e assim são depositados os arenitos médios da fácies Sm, que são arenitos com a mesma granulometria mas com presença de bioclastos e que também podem ter sofrido bioturbação, portanto suas estruturas sedimentares primárias foram completamente destruídas.

A fácies Sr é depositada por correntes cada vez menos aceleradas com o desenvolvimento de *ripples*. Essa fácies é característica de fluxo inferior e de mais baixa energia que as fácies anteriores e indicativas de correntes de turbidez de longa duração e de grande volume. Por esse processo, um grande volume de areias pode ser transportado para a região mais distal, em cada fluxo subsequente. Junto com essa fácies podemos ter a fácies Ht que indica uma alternância entre os fluxos trativos e a decantação de mais finos. Esses depósitos são desenvolvidos por fluxos que combinaram a tração dos mais grossos com a decantação dos grãos mais finos, derivados da suspensão turbulenta acima.

Por fim, os sedimentos finos que permaneceram no fluxo e ultrapassaram a região do lobo proximal e distal irão se depositar na planície

abissal. São predominantemente arenitos de grão fino, maciços ( fácies Fm), com *ripples*, ( fácies Fr) e com laminação plano paralela, fácies (Fh). Essas fácies são as mais distais, sendo formadas pelas correntes de turbidez desacelerantes. Esses arenitos finos são depositados por processos de tração mais decantação, apresentando ondulações por correntes cavalgantes (*ripples*). Com a redução da energia os mais finos são totalmente depositados por decantação, impedindo o desenvolvimento da tração.

## 5.2. Associação de Fácies

Nesse trabalho, essas catorze fácies foram agrupadas em quatro associações de fácies distintas: canal/canyon, lobo proximal, lobo distal e planície (Quadro 4), que representam depósitos geneticamente relacionados dentro de um sistema deposicional maior. As relações entre estas associações de fácies permitiu a interpretação do sistema como um sistema deposicional turbidítico.

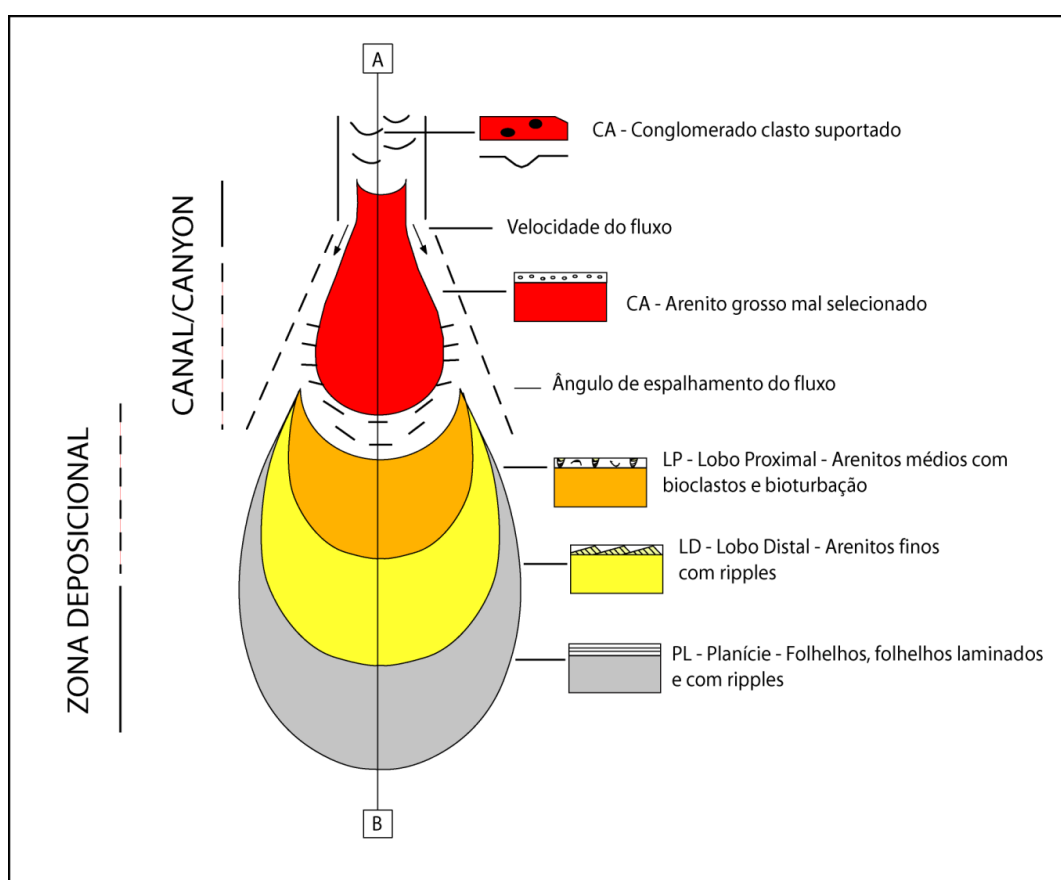
Dentre as catorze fácies, as cinco fácies Sm anteriormente discriminadas, para facilitar a classificação foram englobadas em uma só fácies Sm, e a fácies Grst não foi incluída nessa classificação por estar fora do intervalo de estudo. Por fim restaram nove fácies, agrupadas em quatro associações de fácies, representadas no Quadro 4.

Para esse trabalho foi adaptado de Mutti *et al.*, 1999, um modelo deposicional para um sistema turbidítico, representado na Fig.15. Na Fig. 16 estão representadas em seção as fácies e a granulometria predominante encontradas ao longo do sistema. Um modelo de empilhamento de fácies, como sugerido por Bouma não pode ser aplicado nesse estudo, pois de acordo com as descrições dos testemunhos não vamos ter representadas todas as associações de fácies num mesmo furo de sondagem e porque os turbiditos são depositados através de vários fluxos, muitos deles desacelerantes e não contínuos.



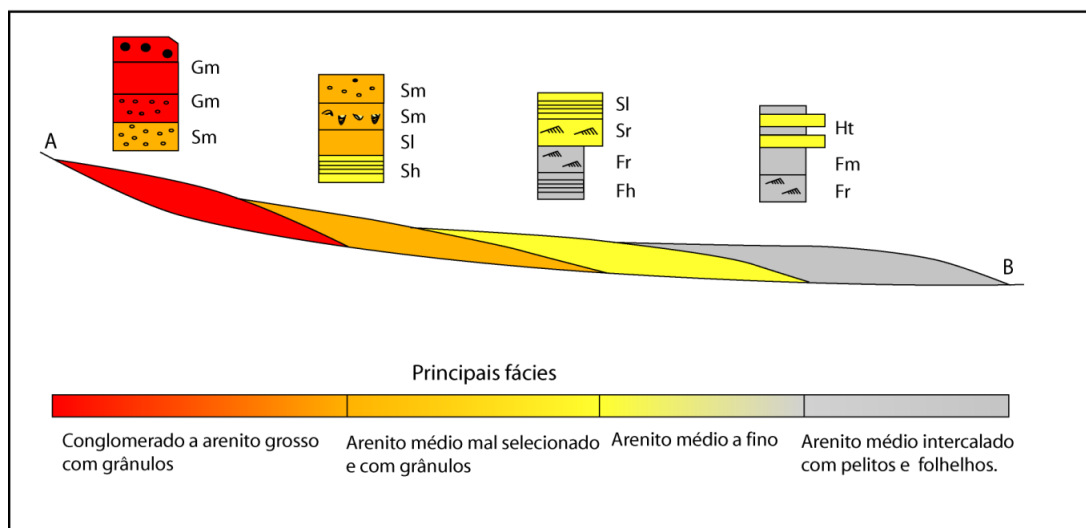
Associação de fácies	Sigla	Fácies
Canal/Canyon	CA	Gm
Lobo Proximal	LP	Sm
Lobo Distal	LD	Sr, Sl, Sh
Planície	PL	Fh, Fr, Fm, Ht

**Quadro 4** - Associações de fácies de um sistema turbidítico com as fácies identificadas no estudo.



Padrão deposicional ideal de uma corrente turbidítica de alta eficiência. Modelo adotado nesse trabalho. Modificada de Mutti et al. 1999

**Figura 16** - Modelo deposicional para sistemas turbidíticos (modificado de Mutti, 1999).



Corte A-B da seção ideal do turbidito e as fácies principais.

**Figura 17** - Distribuição das principais fácies e da granulometria predominante de acordo com o modelo deposicional para sistemas turbidíticos de alta eficiência, (modificado de Mutti, 1999).

### 5.3. Correlação dos dados sedimentológicos e petrológicos

Com o auxílio do software *Petrel* licenciado pela Schlumberger e com os dados disponibilizados pela empresa Maersk Oil, nove poços foram carregados para fazer a correlação. Quatro deles possuem testemunhos, que foram descritos e os outros cinco poços possuem lâminas, também descritas, algumas quantificadas e outras de calha, só descritas qualitativamente.

Com os dados de litologia disponibilizados pela empresa, e dados de Raio Gama, os testemunhos foram divididos em quatro associações de fácies, já supracitadas: CA – canal, LP- lobo proximal, LD- lobo distal e PL – planície. Com essa divisão foi feita uma correlação, todos os dados foram inseridos no programa e ajudaram na correlação. Os dados de litologia fornecidos, juntamente com dados de testemunhos e petrológicos adquiridos ajudaram na correlação. O raio gama auxiliou nos intervalos onde não existia nenhum dado nem de testemunho descrito e nem de lâmina. Quanto maior o

valor do raio gama mais fino é o grão, tendendo para um folhelho e ao contrário também, quanto menor o raio gama maior o tamanho de grão. Após a divisão nas quatro associações de fácies foi feita uma interpretação. Os nove poços foram impressos e interpretados segundo a interpretação feita anteriormente no software *Petrel*. Levou-se em conta a continuidade dos lobos proximais, lobos distais e da planície dos turbiditos, já que não foi encontrada nenhuma fácies que nos remetesse a associação de canal.

Os poços estão localizados na sessão strike, isso ajuda na correlação dos eventos, não quer dizer que quando ocorre um fluxo turbidítico em todos os poços está ocorrendo o mesmo fluxo, pode ser outro fluxo, pode não atingir todos os poços. A correlação dos poços nos permite entender o que aconteceu em uma escala mais regional e não tão pontual como uma descrição de lâminas ou sedimentológica de alguns metros de fácies. Desta forma é possível identificar quantos lobos podem ter ocorrido, sua distribuição, empilhamento e tipologia. A distância entre o primeiro e o último poço é de 64,32 quilômetros.

De acordo com a análise petrográfica os lobos proximais dos turbiditos do estudo correspondem aos arenitos grossos, mal selecionados, arcoseanos e com baixa esfericidade. Há lâminas com tamanho de grão até seixo (somente uma lâmina). A diagênese tem atuação nesses arenitos, através da precipitação de caulinita, sílica diagenética, dolomita, calcita e pirita. Os lobos distais, à medida que vão se afastando da borda da bacia, de onde vem a deposição, são cada vez mais finos. Existem lâminas de arenitos finos, moderadamente selecionado e com baixa esfericidade também. Os lobos distais podem já começar a gradar para os sedimentos mais finos, e, posteriormente vão se depositar na planície, através do fluxo e talvez até por suspensão nas correntes de turbidez. Esses finos correspondem às lâminas de lutitos, tamanho argila. Os lutitos são moderadamente selecionados, com matriz lamosa sin-deposicional e bioclastos de foraminíferos indicando o ambiente marinho. Presentes também quartzo, feldspatos, algumas micas e os constituintes diagenéticos são: caulinita, gipsita em algumas lâminas, dolomita, pirita entre outros. A

diagênese também atua, mas em menor volume. Processos como compactação de intraclastos lamosos gerando pseudomatrizes são destacáveis. De acordo com o modelo proposto para agrupar as fácies em ambientes deposicionais não temos lâminas características de canal. O canal seria o início da corrente de turbidez, os conglomerados, que são arrastados, erodidos e depositados devido a enorme pressão da corrente.

## **5.4. Petrologia dos Arenitos**

### **5.4.1. Textura, Estruturas e Composição Primária**

As treze lâminas quantificadas podem ser separadas em dois grandes grupos: arenitos e lutitos. As lâminas classificadas como arenitos foram sete. As sete amostras de arenitos mostram estrutura maciça, com orientação caótica dos grãos. Localmente, a bioturbação promove uma distribuição heterogênea da porosidade e maior concentração dos processos diagenéticos nas áreas bioturbadas.

A granulometria é bastante variada, indo de silte a areia muito grossa, predominando os arenitos finos. O grau de seleção varia de mal selecionado a moderadamente selecionado, com predomínio de arenitos moderadamente selecionados. Os grãos são angulares a sub-arredondados e possuem grau baixo de esfericidade. O grau de empacotamento varia de apertado a normal, com predomínio do empacotamento normal.

Todas as sete lâminas são classificadas como arcósios sensu Folk (1968). Os grãos de quartzo monocristalinos predominam sobre os policristalinos. Os feldspatos detríticos são bastante representativos e aparecem depois do quartzo em volume. Feldspatos potássicos predominam sobre os plagioclásios.

Os fragmentos líticos são exclusivamente de origem plutônica, e em pouca quantidade.

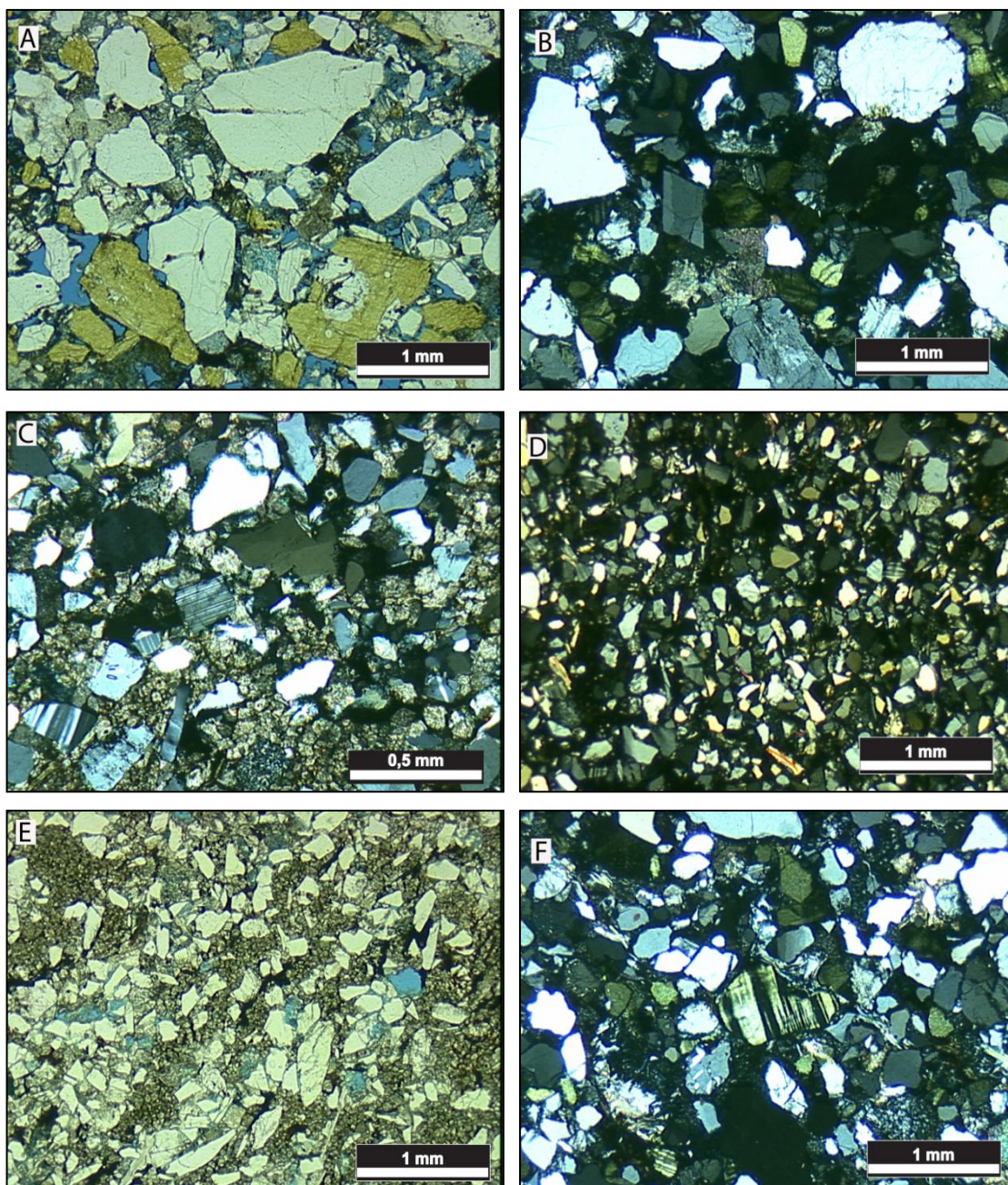
É comum a presença de lamelas de muscovitas e biotitas que sofreram intensas alterações diagenéticas, tendo sido substituídas e/ou expandidas por calcita, caulinita e dolomita. As muscovitas predominam sobre as biotitas.

Os arenitos apresentam uma pequena variedade de minerais pesados (máximo =1%). O mineral pesado mais abundante é a granada, mas há a presença de opacos, zircão e turmalina.

A presença de intraclastos lamosos indica reciclagem de sedimentos finos na própria bacia. Os grãos intrabaciais não-carbonáticos são pouco expressivos. Os intraclastos lamosos foram substituídos por sílica e caulinita na diagênese. Glauconita também aparece como constituinte primário intrabacial na forma de pellets. O valor total de grãos intrabaciais encontrados nas lâminas foi 12,67%.

Não estão presentes grãos carbonáticos intrabaciais (aliquímicos).

A composição essencial dos arenitos estudados corresponde predominantemente à proveniência de soerguimento de embasamento – bloco continental, sensu Dickinson (1985) como indicada pela grande quantidade de feldspatos derivados de terrenos granito-gnáissicos. A presença de intraclastos lamosos indica reciclagem de sedimentos finos na própria bacia.



**Figura 18** - Fotomicrografias da textura e constituintes primários dos arenitos siliciclásticos analisados. **A)** Arenito grosso, feldspático, mal selecionado. Polarizadores descruzados. **B)** Arenito grosso, mal selecionado. Polarizadores cruzados. **C)** Arenito fino, cimentado por dolomita. Polarizadores cruzados. **D)** Arenito fino, presença de intraclastos lamosos. Polarizadores cruzados. **E)** Arenito fino, com grãos substituídos por dolomita. Polarizadores descruzados. **F)** Arenito médio, feldspático, mal selecionado. Polarizadores cruzados.

#### 5.4.2. Diagênese dos Arenitos

Os principais processos diagenéticos identificados foram a formação de pseudomatriz pela compactação de intraclastos lamosos, a substituição dos intraclastos e pseudomatriz por quartzo microcristalino, a cimentação por dolomita e por calcita, a substituição de feldspatos e micas por caulinita, e por vezes também por calcita. Processos diagenéticos menores são a albitização de feldspatos, a precipitação de pirita.

##### **Dolomita - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$**

A dolomita é o principal constituinte diagenético. Ela aparece principalmente em hábito blocoso, e em sela, representando em média 2,33% e no máximo 13,67% do volume dos arenitos analisados. Ocorre principalmente preenchendo porosidade intergranular, substituindo grãos de feldspato, plagioclásio e pseudomatriz lamosa. Na maioria das lâminas ocorre com composição ferrosa (anquerita).

##### **Caulinita - $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$**

A caulinita também é um constituinte diagenético muito comum nos arenitos estudados, presente em todas as lâminas analisadas e representando em média 4,67% do volume dos arenitos. Agregados de cristais lamelares desenvolvem-se principalmente substituindo micas, na maioria das vezes muscovita. Muitas vezes também, a caulinita aparece expandindo as micas indicando uma precipitação precoce. Agregados com hábito tipo *booklets* (livrinhos) de caulinita substituem feldspatos, plagioclásios e intraclastos lamosos.

##### **Calcita - $\text{CaCO}_3$**

A calcita representa em média 2,33% do volume dos arenitos siliciclásticos analisados. Aparece com hábito blocoso ou mais comumente macrocristalino, preenchendo poros intergranulares e substituindo constituintes primários como plagioclásios, intraclastos lamosos e biotitas e

em menor quantidade substituindo constituintes diagenéticos como a caulinita.

### **Pirita - FeS<sub>2</sub>**

A ocorrência de pirita é geralmente na forma de agregados framboidais e às vezes com hábito microcristalino, substituindo total ou parcialmente grãos de biotita, muscovita, plagioclásio e intraclastos lamosos. Aparece também, em menor percentagem, substituindo constituintes diagenéticos como dolomitas. Localmente há feições de oxidação da pirita. Ocupa 2,67% do volume dos arenitos siliciclásticos.

### **Quartzo Microcristalino - SiO<sub>2</sub>**

Sílica diagenética na forma de quartzo microcristalino substitui pseudomatriz argilosa e intraclastos lamosos. Ocorrendo também em poros intergranulares. Em uma das lâminas alcança a percentagem de 7,33%, com média de 3% em volume.

### **Outros constituintes**

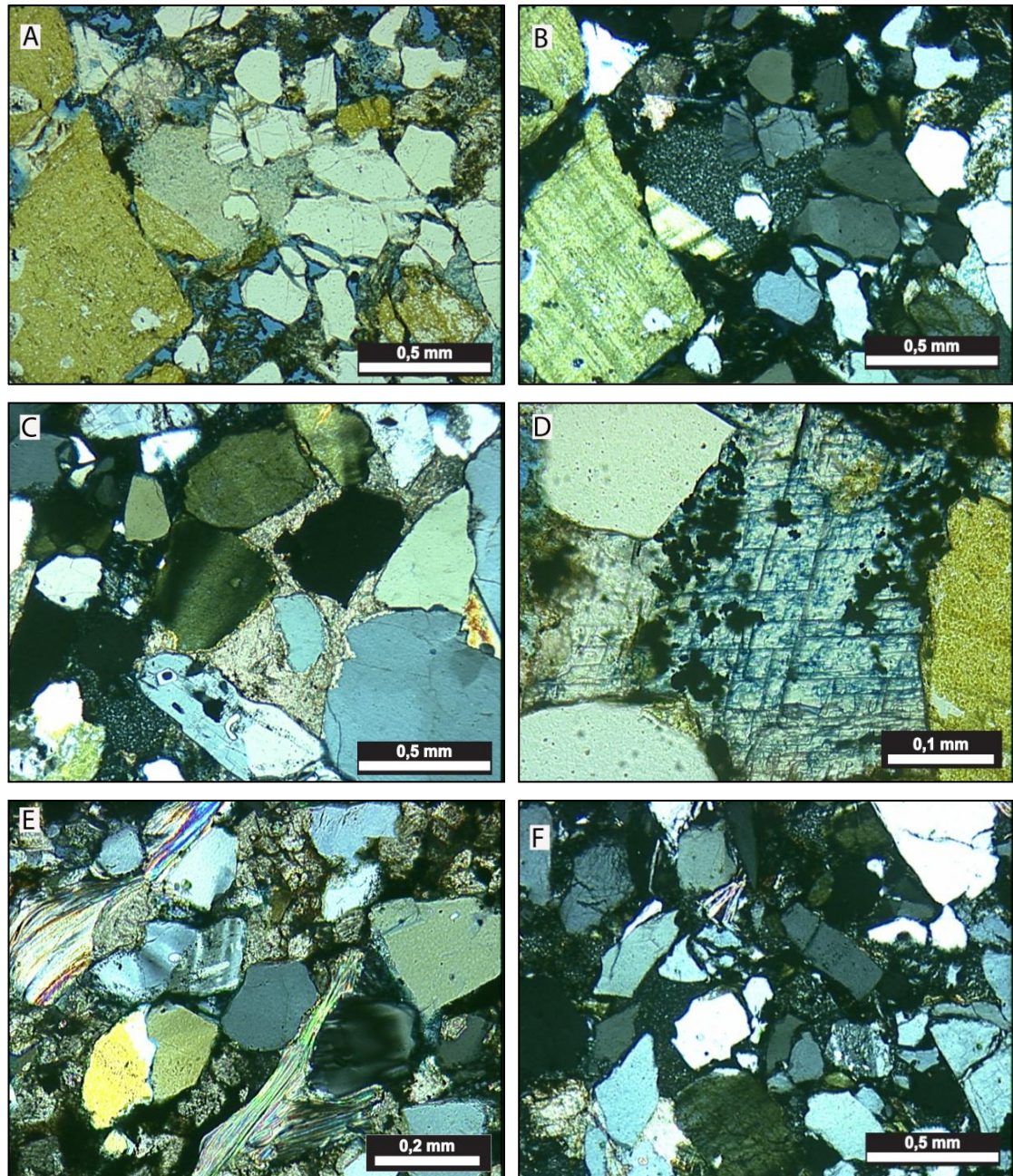
*Albita:* ocorre substituindo grãos de feldspatos potássicos e plagioclásios.

*Óxidos de ferro:* ocorrem substituindo constituintes primários como intraclastos lamosos, biotita, feldspatos e constituintes diagenéticos como: caulinitas, calcita e dolomitas.

*Halos de betume polimerizado:* aparecem com o hábito de cutícula recobrendo grãos de minerais pesados radioativos como o zircão.

*Feldspato potássico:* Crescimentos descontínuos de feldspato potássico ocorrem pontualmente.

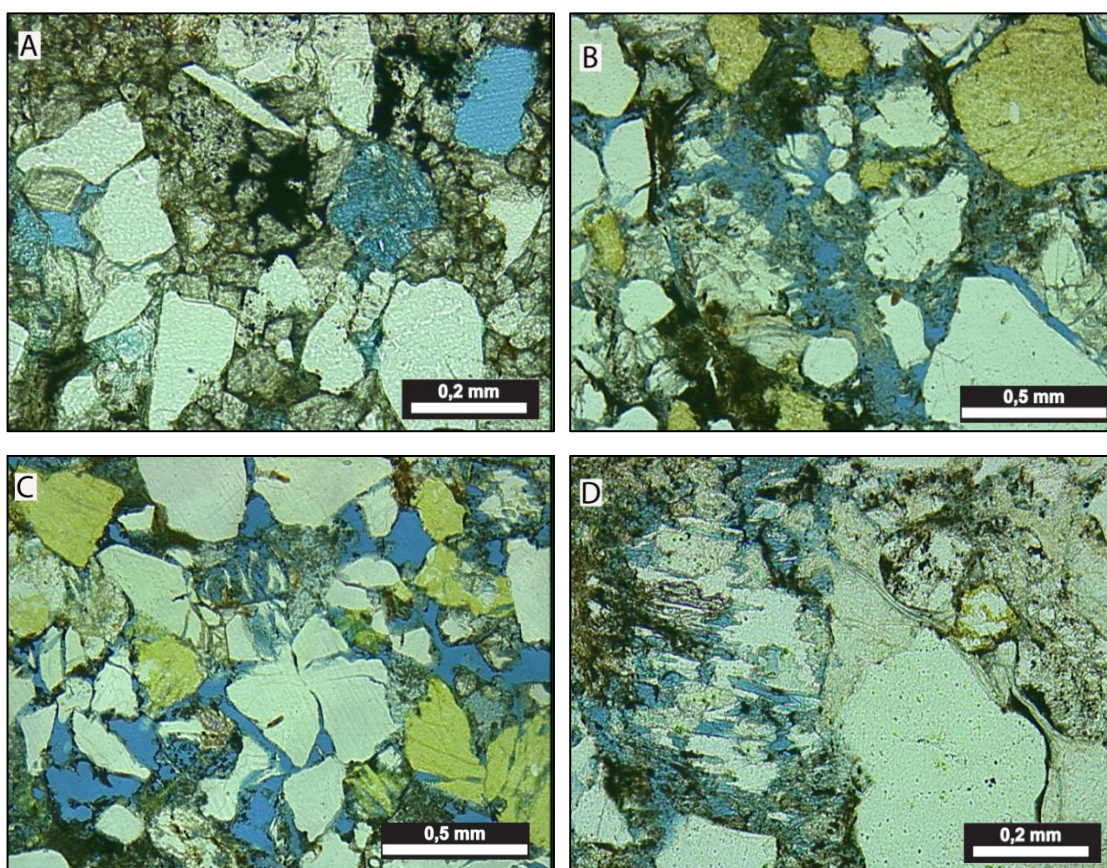


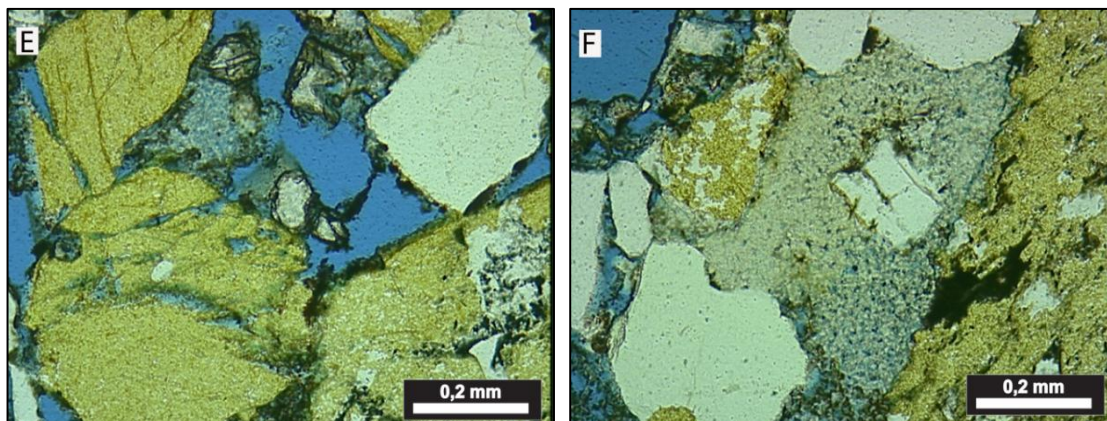


**Figura 19**-Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos siliciclásticos estudados. **A)** Caulinita microcristalina preenchendo poros intergranulares. Polarizadores descruzados. **B)** Caulinita microcristalina preenchendo poros intergranulares. Polarizadores cruzados. **C)** Dolomita em sela preenchendo poros intergranulares. Polarizadores cruzados. **D)** Pirita framboidal substituindo dolomita. Polarizadores descruzados. **E)** Caulinita lamelar substituindo e expandindo muscovita. Polarizadores cruzados. **F)** Sílica diagenética microcristalina substituindo intraclastos lamosos. Polarizadores cruzados.

### 5.4.3. Porosidade dos Arenitos

A porosidade petrográfica das amostras de arenito analisadas varia de 1,67% a 11%. O que mais predomina são os valores de 9 a 11%. Ela ocorre principalmente como porosidade primária intergranular, mas aparece também como porosidade intragranular da dissolução de grãos de K-feldspato e plagioclásio. Ocorrem também poros gerados pelo fraturamento dos grãos de quartzo, K-feldspato e plagioclásio.





**Figura 20** - Fotomicrografias da porosidade dos arenitos siliciclásticos estudados, todas com polarizadores descruzados. **A)** Poro móldico da dissolução de grãos de feldspato. **B)** Porosidade intergranular da dissolução de pseudomatriz. **C)** Porosidade intragranular de dissolução de feldspatos e de fratura de grãos. **D)** Poro intragranulares de dissolução de grão de feldspato. **E)** Porosidade intergranular e de fratura e dissolução de feldspatos e granadas. **F)** Microporosidade em agregados de caulinita.

## 5.5. Petrologia dos Lutitos

### 5.5.1. Textura, Estruturas e Composição Primária

Entre as treze lâminas quantificadas, seis foram classificadas como lutitos, *sensu* Folk (1968), variando entre folhelhos, lamitos e lamitos arenosos. Lutitos são rochas com menos de 50% de areia. Os lamitos apresentam estrutura variando entre laminação irregular e maciça. As estruturas deposicionais reconhecidas nas lâminas petrográficas são uma laminação irregular e maciça. A laminação irregular é marcada, em algumas lâminas por fraturas que cortam a lâmina sub-horizontalmente. Estruturas deformacionais como a bioturbação e fraturamento estão presentes em várias lâminas.

A granulometria é bastante homogênea, havendo predominância de argila. O grau de seleção varia de muito mal selecionado à moderadamente selecionado com predomínio de moderadamente selecionado.

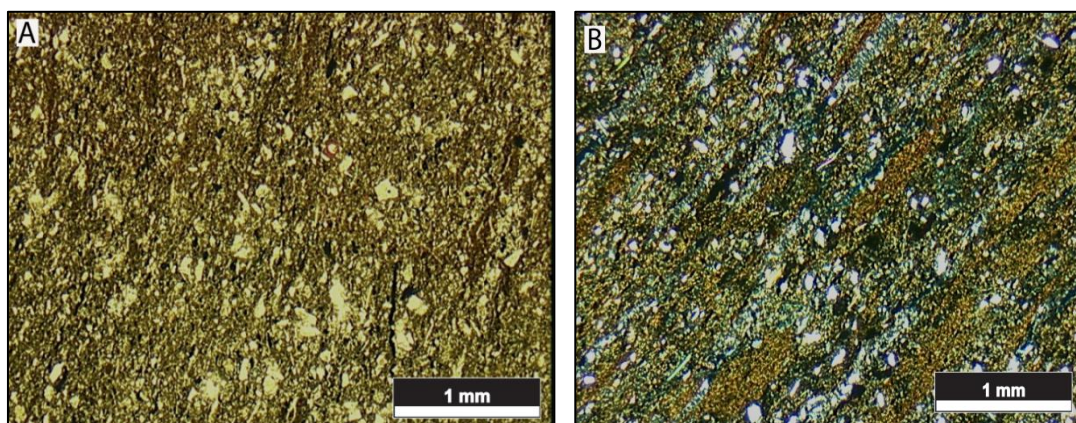
Entre grãos de quartzo há predomínio de grãos monocristalinos de origem plutônica, mas também há a presença de grãos policristalinos em menor volume. Os feldspatos detríticos são comuns, seguidos por plagioclásios em percentagem.

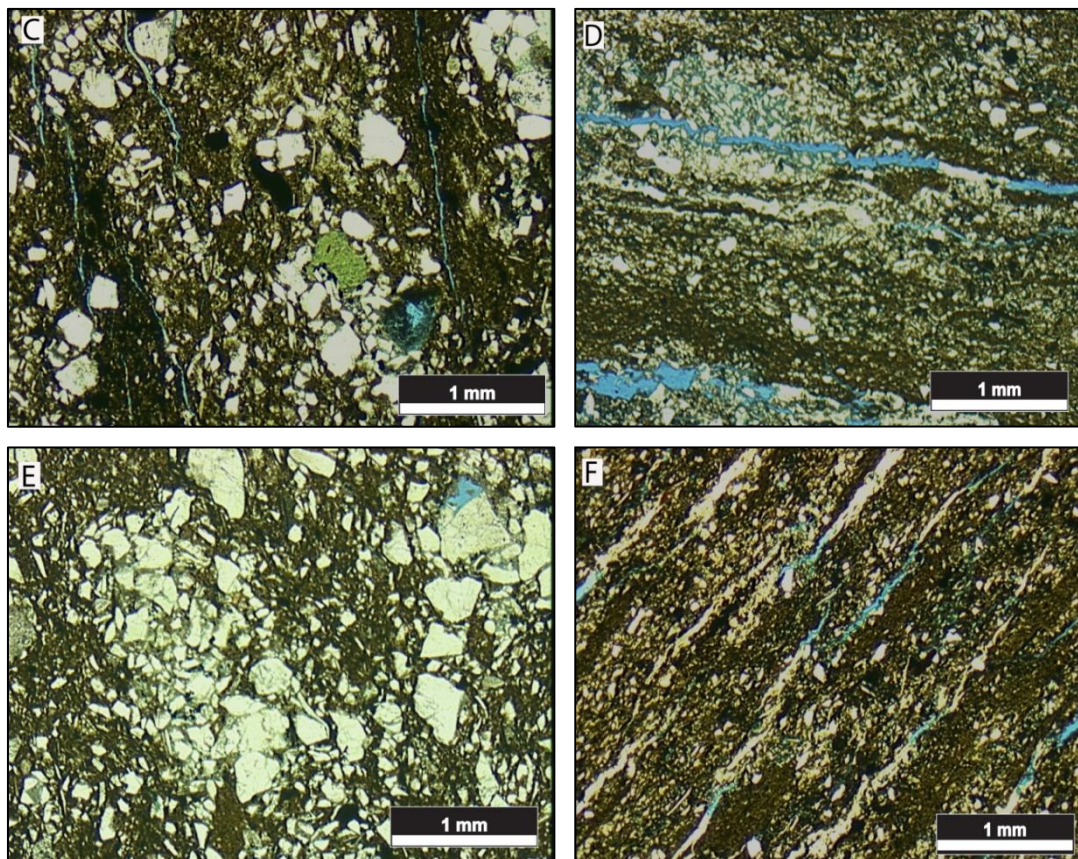
Lamelas de micas são comuns. Elas sofreram intensas alterações diagenéticas, tendo sido substituídas e expandidas por caulinita, substituídas por pirita, e por vezes deformadas pela compactação.

Minerais pesados também ocorrem com certa variedade. Aparecem granadas, turmalinas, zircões.

A matriz siliciclástica lamosa é o constituinte intrabaciais que aparece em maior volume.

A maioria dos grãos carbonáticos intrabaciais (aloquímicos) correspondem aos bioclastos, principalmente os foraminíferos planctônicos e bentônicos. Suas câmaras são comumente preenchidas por pirita e muitas vezes contendo porosidade intrapartícula preservada. Glauconita também aparece como constituinte intrabaciais primário na forma de pellets e substituindo matriz lamosa.





**Figura 21** - Fotomicrografias das principais texturas e constituintes primários dos lutitos estudados. **A)** Lamito arenoso. Polarizadores descruzados. **B)** Laminação lenticular em folhelho. Presença de falhamento. Polarizadores cruzados. **C)** Grão de glauconita em lamito arenoso. Polarizadores descruzados. **D)** Porosidade em lamito arenoso, relacionada ao fraturamento e à bioturbação. Polarizadores descruzados. **E)** Bioturbação em lamito arenoso. Polarizadores descruzados. **F)** Fraturas parcialmente preenchidas em folhelho.

### 5.5.2. Diagênese dos Lutitos

A diagênese dos lutitos é dominada pela diagênese dos argilominerais (de que são compostos) e tem significativa importância, pois suas reações suprem íons e água para a diagênese das litologias associadas (arenitos, por exemplo). Na eodiagênese é que ocorre a principal fase de expulsão de água e de perda de porosidade por compactação mecânica dos lutitos.

Lamas recém- depositadas possuem cerca de 80% de água que são reduzidas a cerca de 30% até o final da eodiagênese.

Os principais processos diagenéticos que ocorreram nos lutitos foram a dissolução de feldspatos, a precipitação de caulinita, dolomita e pirita.

#### **Caulinita - $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$**

A caulinita aparece como livrinhos substituindo grãos de feldspatos e frequentemente com hábito lamelar substituindo e expandindo micas.

#### **Gipsita - $\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$**

A gipsita só foi encontrada nos lutitos. Ela aparece preenchendo as fraturas com hábito lamelar e subordinadamente expandindo micas.

#### **Dolomita ferrosa / Anquerita**

A dolomita aparece com hábito blocoso substituindo constituintes primários ou preenchendo poros intergranulares. Raramente aparece com o hábito em sela engolfando grãos de plagioclásio.

#### **Calcita - $\text{CaCO}_3$**

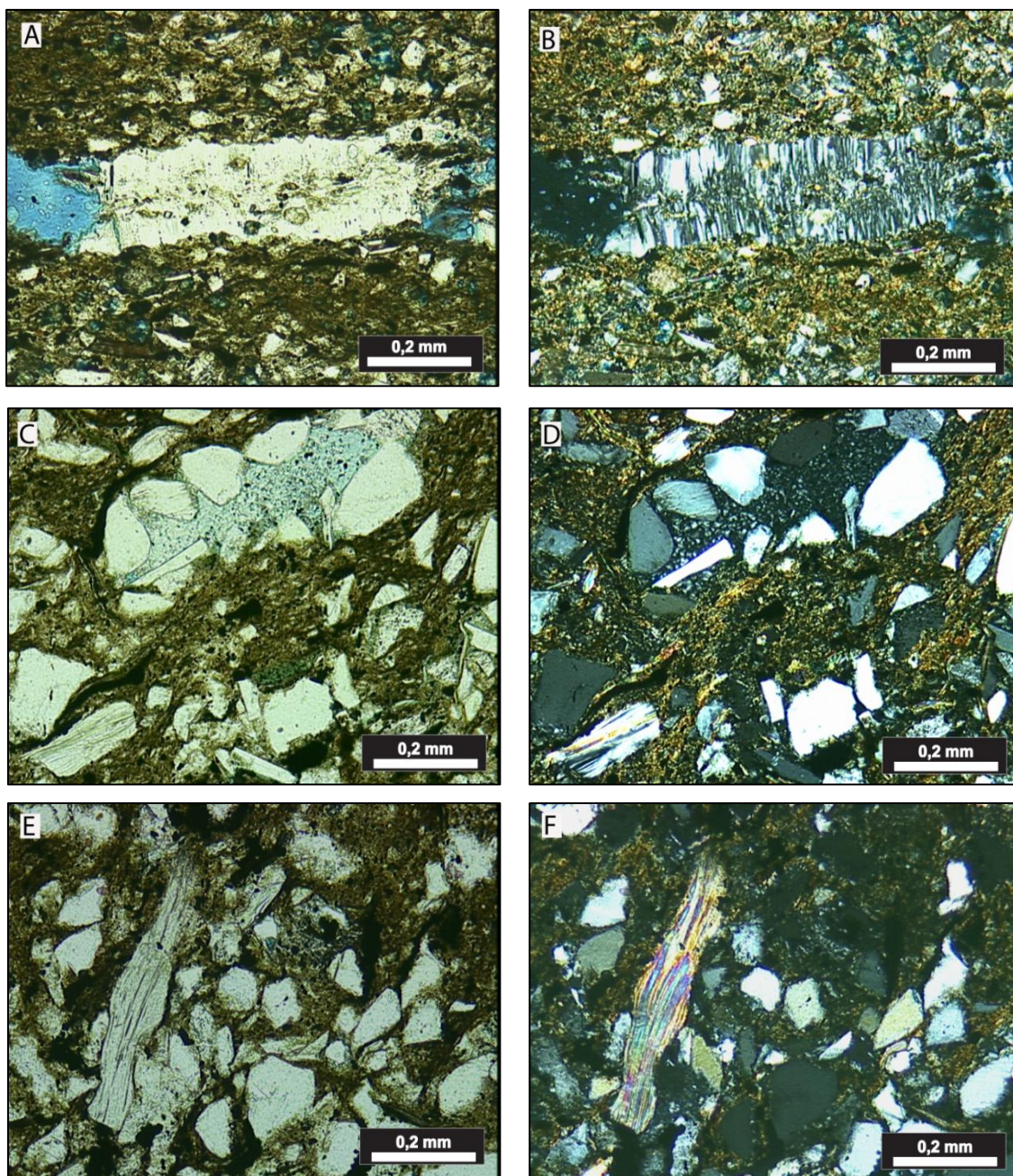
Calcita ocorre mais comum com hábito macrocristalino e substituindo constituintes primários.

#### **Pirita - $\text{FeS}_2$**

A pirita ocorre com hábito microcristalino, blocoso e framboidal, substituindo parcialmente grãos de biotita, matriz e preenchendo os poros intrapartícula nas câmaras dos bioclastos de foraminíferos.

#### **Albita- $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$**

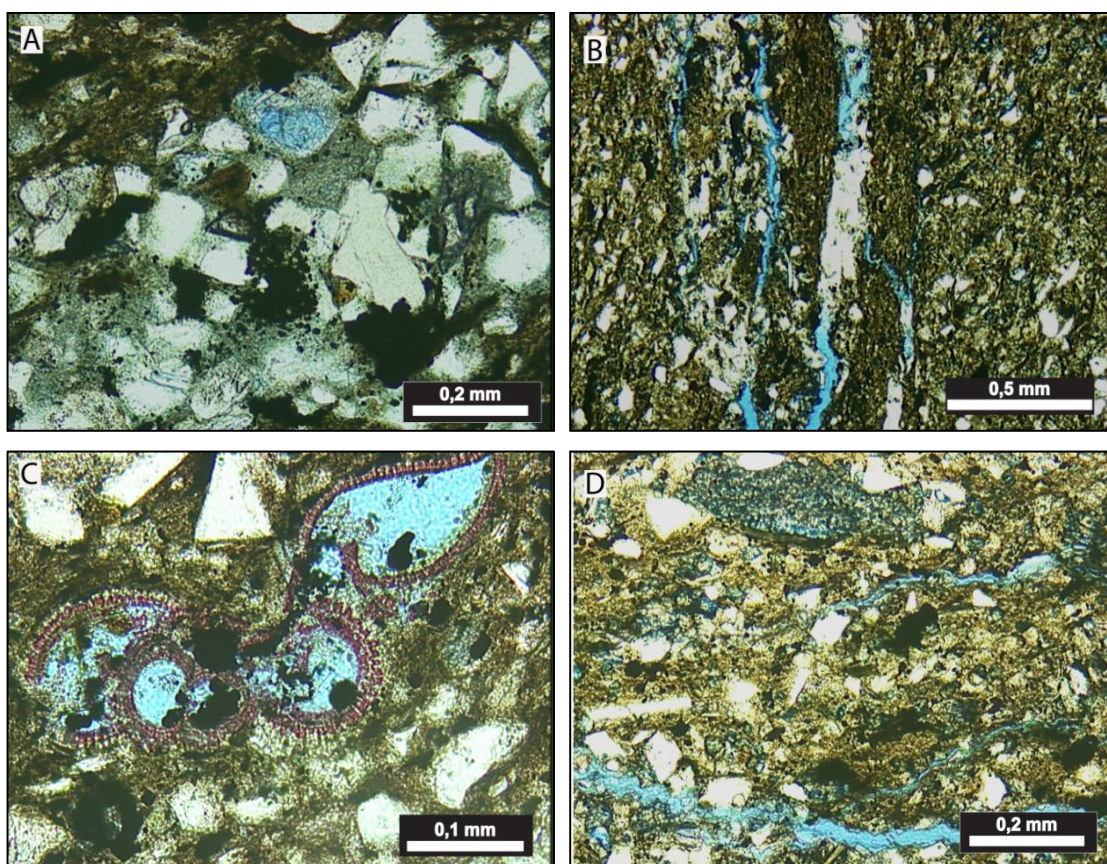
Aparece no hábito microcristalino substituindo grãos de feldspatos, plagioclásios e ortoclásios. Também aparece como crescimento interno preenchendo fratura em grão de plagioclásios.



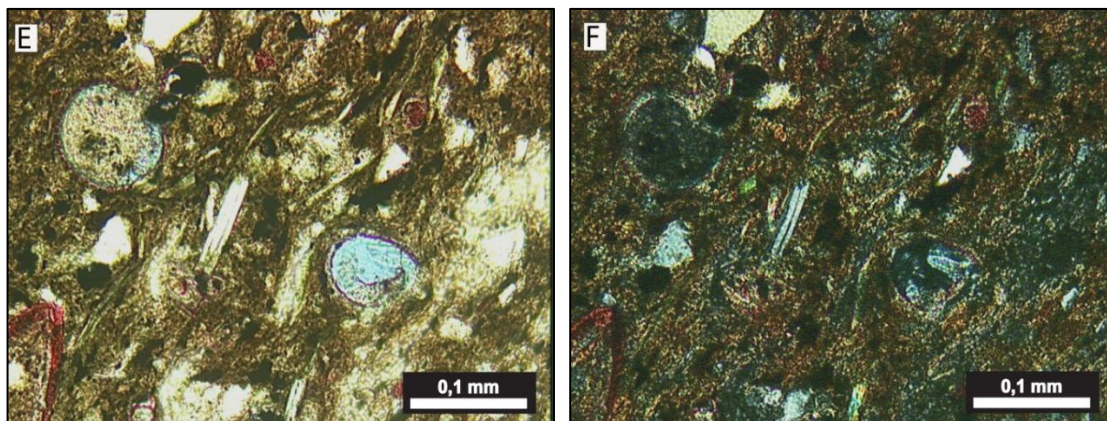
**Figura 22** - Fotomicrografias dos constituintes diagenéticos encontrados nos lutitos analisados. **A)** Fratura preenchida por gipsita. Polarizadores descruzados. **B)** Fratura preenchida por gipsita. Polarizadores cruzados. **C)** Caulinita microcristalina na porosidade intergranular. Polarizadores descruzados. **D)** Caulinita microcristalina na porosidade intergranular. Polarizadores cruzados. **E)** Caulinita lamelar substituindo e expandindo muscovita. Polarizadores descruzados. **F)** Caulinita lamelar substituindo e expandindo muscovita. Polarizadores cruzados.

### 5.5.3. Porosidade dos Lutitos

A macroporosidade petrográfica é muito limitada nos lutitos. A porosidade mais expressiva em algumas lâminas é a porosidade secundária de fratura. Porosidade intrapartícula das câmaras dos bioclastos de foraminíferos planctônicos é notada. A dissolução de alguns grãos de feldspato gera uma porosidade intrapartícula escassa.



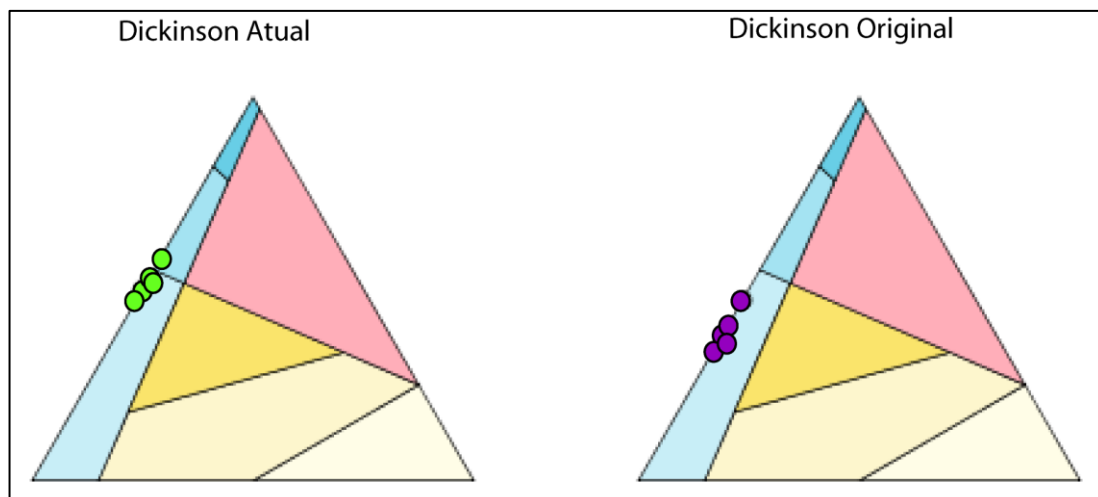




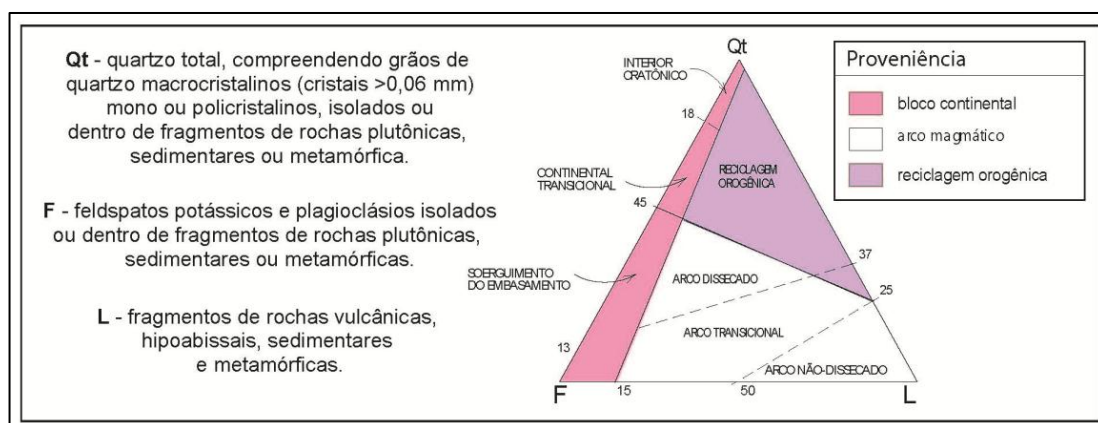
**Figura 23** - Fotomicrografias da porosidade dos lutitos estudados. **A)** Poros intragranulares de dissolução de feldspatos. Polarizadores cruzados. **B)** Poro de fraturas parcialmente cimentados por gipsita. Polarizadores descruzados. **C)** Porosidade intrapartícula nas câmaras dos bioclastos de foraminíferos bentônicos. Polarizadores descruzados. **D)** Poro de fraturas e microporosidade em agregados de caulinita. Polarizadores descruzados. **E)** Porosidade intrapartícula nas câmaras dos bioclastos de foraminífero planctônico. Polarizadores descruzados. **F)** Porosidade intrapartícula nas câmaras dos bioclastos de foraminíferos planctônicos. Polarizadores cruzados.

## 5.6. Análise de Proveniência

A composição feldspática dos arenitos e da fração arenosa dos lutitos analisados indica uma proveniência a partir de blocos soerguidos de terrenos plutônicos de embasamento granito-gnáissico (cf. Dickinson, 1985; Fig. 24 e Fig 25).



**Figura 24** - Diagramas de proveniência para os arenitos, indicando um soerguimento do embasamento. Os vértices são: lado esquerdo: percentagem de feldspato, lado direito: percentagem de líticos e acima: percentagem de quartzo total.



**Figura 25** - Diagrama de Proveniência Tectônica. Modificado de Dickinson I (1985).

## 5.7. Diagênese

Os principais processos diagenéticos observados nos arenitos analisados, podem ser sumarizados no Quadro 5 e explicados abaixo.

Principais Processos	Produtos Diagenéticos
Eodiagenéticos	Formação de pirita e óxidos de titânio. Cimentação de calcita e dolomita. Compactação mecânica gerando redução de porosidade por rearranjo e fraturamento. Precipitação de caulinita.
Mesodiagenéticos	Precipitação de dolomita, calcita, óxidos de titânio, crescimentos de quartzo e pirita além da albitização de feldspatos.
Telodiagenéticos	Percolação de fluídos meteóricos, gerando dissolução de cimentos carbonáticos, gerando porosidade secundária.

**Quadro 5** - Principais processos e produtos diagenéticos. Modificado de E. Prochow *et al.*, 2006.

### ***Compactação Mecânica***

Analisando arenitos de diferentes composições, idades e profundidades, Füchtbauer (1967) concluiu que os rearranjos texturais físicos, denominados de compactação mecânica representam comumente o principal processo de redução de porosidade. As evidências petrográficas

disso são obtidas através da análise de mudança do número e tipos de contatos entre os grãos, à medida que aumenta a profundidade.

Para os arenitos estudados, a predominância de contatos pontuais confere um empacotamento essencialmente frouxo, caracterizando uma compactação incipiente. O efeito mais visível da compactação nos arenitos analisados consiste na deformação dos intraclastos lamosos a pseudomatriz, e das micas.

### ***Dissolução dos Grãos***

Na maioria dos casos, a dissolução de constituintes das rochas sedimentares é decorrente da percolação de águas de origem meteórica, gerando porosidade intragranular ou móldica, pela dissolução dos grãos de arcabouço, e intergranular secundária, pela dissolução de cimentos ou matriz. Na dissolução de alguns constituintes, como exemplo os feldspatos, os íons liberados podem ser precipitados como produtos diagenéticos nos espaços intergranulares da rocha, não havendo necessariamente um aumento efetivo da porosidade. A precipitação de caulinita pode causar a redução da permeabilidade dos arenitos com a obstrução parcial ou total dos espaços porosos (cf. Morad, 2000). Nos arenitos estudados, a diagênese é caracterizada por intensa cimentação por caulinita e sílica, provavelmente oriundas de dissolução de constituintes nos arenitos e lutitos estudados.

### ***Silicificação***

A precoce precipitação de sílica diagenética microcristalina em arenitos está relacionada com a dissolução de microfósseis silicatados de espículas de esponjas (Lima e De Ros, 2002), radiolários e diatomáceas. Esponjas silicosas apareceram pela primeira vez na parte inferior do Cambriano, enquanto os radiolários e diatomáceas apareceram pela primeira vez no Ordoviciano e Jurássico, respectivamente (Blatt *et al.*, 1980). Diatomáceas

são um tipo de alga unicelular, e os radiolários são um zooplâncton unicelular.

De acordo com Williams *et al.*, 1985, a dissolução dos esqueletos de sílica amorfa (opala-A), pode promover a precipitação de sílica, na forma de opala-A, e formas gradualmente menos solúveis como a cristobalita-tridimita (opala-CT), calcedônia e quartzo.

A transformação opala-A – opala-CT - quartzo segue certos padrões de dissolução e reprecipitação (Williams e Crerar 1985; Williams *et al.* 1985; Hesse, 1989). A sílica biogênica na forma de opala-A é altamente desordenada (alta entropia), e, à medida que se transforma em opala-CT e depois em quartzo se ordena (baixa entropia).

Modelos termodinâmicos e cinéticos (Lima e De Ros, 2002), indicam que as transformações de sílica em depósitos marinhos ocorrem a partir da fase mais elevada de entropia (opala-A – amorfa, sílica biogênica) para a fase de baixa entropia (quartzo microcristalino), com dissoluções e reprecipitações envolvidas. A sequência diagenética generalizada é: opala-A (sílica biogênica) para opala-CT, e, por fim, para quartzo ou calcedônica microcristalina (Williams & Crerar, 1985).

A diagênese dos arenitos do estudo, mais precisamente a eodiagênese marinha, foi fortemente influenciada pela presença de organismos silicosos, aparentemente de radiolários e diatomáceas nos lutitos associados.

O domínio do quartzo microcristalino nas lâminas analisadas sugere que a taxa de dissolução das fases precursoras, ou seja, opala-A, e/ou opala-CT foi rápida o suficiente para manter o nível de saturação da sílica, o que resulta em cristais numerosos microcristalinos ao invés de cristais maiores.

Pode-se afirmar que a sílica diagenética exerceu importante controle sobre a evolução da porosidade dos arenitos estudados, dada a grande microporosidade contida nos intraclastos e na pseudomatriz silicificada. Esses materiais microporosos podem produzir anomalias de resistividade

que podem afetar a avaliação da saturação de óleo nesses arenitos (Carvalho *et al.*, 1995).

### 5.8. Relações Paragenéticas

A sequência paragenética apresentada para as lâminas estudadas dos arenitos foi construída com base nas relações entre os constituintes primários, processos diagenéticos observados por microscopia ótica.

Os primeiros processos diagenéticos importantes que atuaram sobre os arenitos estudados foram: a compactação mecânica, gerando fraturamento em diversos grãos, a cimentação por sílica diagenética, seguida por precipitação de caulinita sobre micas, intraclastos lamosos e a dissolução de grãos detríticos como feldspatos potássicos.

A compactação gerou deformação e fraturamento de alguns grãos, gerando porosidade secundária. Ainda em pequenas profundidades tivemos a precipitação de caulinita intergranular e a textura de expansão das micas produzidas pela caulinizacão. A sílica diagenética aparece em grande quantidade nos arenitos estudados e é posterior a precipitação de caulinita, aparece substituindo intraclastos lamosos e preenchendo poros intergranulares.

Dois estágios de precipitação de dolomita podem ser observados. Primeiramente a dolomita com grandes cristais blocosos, por vezes engolfando constituintes primários. Posteriormente, em um ambiente mais profundo, corresponde à dolomita aparecendo em pequenos cristais blocosos e em algumas lâminas com o hábito em sela.

Já a calcita ocorre somente em um estágio, em profundidades rasas ocorre como cristais macrocristalinos, preservando o espaço intergranular primário e, às vezes substituindo grãos detríticos.

A dissolução dos grãos de feldspato ocorreu na fase eodiagenética, aparentemente através da percolação de fluídos meteóricos.

Crescimentos secundários pontuais de K-feldspato observados em uma lâmina somente ocorreram na mesodiagênese.

A pirita blocosa ocorre substituindo grãos siliciclásticos e pode estar relacionada à maturação da matéria orgânica, em áreas mais profundas da bacia, na mesodiagênese. Na Fig. 26 está a representação dos processos e seus estágios.

	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE
Dissolução	—	
Caulinita	—	
Sílica diagenética	— — —	
Compactação mecânica	—	—
Calcita	—	
Dolomita	—	—
Pirita	—	—

**Figura 26** - Sequência simplificada dos principais processos diagenéticos para os arenitos analisados. A espessura das barras indica a importância dos processos.

## 6. Discussão

A correlação entre as associações de fácies nos nove poços do campo de Peregrino, apoiada pelas descrições das lâminas, evidenciou a sedimentação por fluxos turbidíticos com características discutidas abaixo.

Os depósitos de lobos proximais, de granulometria mais grossa, depositam-se preferencialmente ao norte e ao sul da seção strike (Anexo 3). Eles são fluxos de base erosiva, que se depositaram preferencialmente na seção basal das sequencias. Esses arenitos correspondem aos melhores reservatórios.

Os lobos distais, compostos por arenitos finos, são os que mais predominam em toda a seção em volume de sedimentos. Eles são depositados intercalados com os lobos proximais, e com depósitos finos hemipelágicos. A sucessão foi depositada em pela superposição de diversos eventos turbidíticos. Esses arenitos foram mais afetados pela diagênese do que os anteriores, particularmente pela silicificação de pseudomatriz e intraclastos lamosos, e precipitação de sílica, caulinita intergranular e dolomita em sela obliterando a porosidade. Depósitos de lobos distais estão presentes em toda a seção correlacionada.

Os depósitos hemipelágicos, contituídos por lutitos, são depositados ao final de cada fluxo turbidítico. Esses depósitos mais finos aparecem quase



sempre relacionados com os lobos distais. Esses lutitos correspondem às rochas selantes dos reservatórios.

Pode-se observar na correlação (Anexo 3) que os poços 2, 5, 1 e 3 são parecidos no que diz respeito aos processos de sedimentação, com intercalação de lobos proximais e distais. No poço 4 nota-se que só foram depositados ciclos de lobos distais. Esse padrão é notado nos poços 6, 7 e 8. O poço 9 evidencia a entrada de fluxos de maior turbulência, com sedimentos mais grossos caracterizando os lobos proximais, que dominam essa porção do intervalo, com poucos lobos distais intercalados.

Devido ao pequeno número de lâminas quantificadas não é possível fazer um estudo consistente de proveniência, mas alguns aspectos podem ser comentados. A composição feldspática dos arenitos e da fração arenosa dos lutitos analisados indica uma proveniência a partir de blocos soerguidos de terrenos plutônicos de embasamento granito-gnáissico. Isso é reforçado pela predominância de quartzo monocristalino. Embora a assembléia restrita de minerais pesados, caracterizada pela presença de granada, turmalina, zircão e opacos, pudesse sugerir uma área fonte estava posicionada relativamente distante dessa bacia, uma vez que estes minerais são os mais resistentes a longos períodos de transporte, não foi feita uma contagem de minerais pesados para corroborar esta hipótese. De acordo com o transporte, o baixo grau de arredondamento indica que os sedimentos foram transportados sem apreciável abrasão, em virtude das características do processo turbidítico. Como a assembléia de minerais pesados é estável, outro aspecto a ser considerado é o de que os minerais instáveis foram afetados por processos pós-deposicionais. Isso pode ser percebido na diferença entre a composição atual e original dos arenitos e da fração arenosa dos lutitos que pode ser atribuída aos processos diagenéticos, como a dissolução dos feldspatos e sua substituição por caulinita.

Os arenitos siliciclásticos são imaturos texturalmente e composicionalmente. A composição detrítica original é muito rica em feldspatos, micas e minerais pesados, particularmente em granadas. Os

grãos são predominantemente sub-angulosos, e a seleção comumente pobre. Tal composição indica transporte curto quanto à distância e/ou tempo (devido às correntes de turbidez), desde blocos soerguidos de um embasamento plutônico metamórfico ou ígneo, bem como condições de intemperismo sob clima seco e/ou relevo acentuado. Isso é corroborado pelo baixo arredondamento dos grãos, que indica muito limitado retrabalhamento de sedimentos de primeiro ciclo, transporte e deposição rápidos.

## 7. Conclusões

- O sistema turbidítico de Peregrino contém uma intercalação de turbiditos grossos, não-estratificados, turbiditos finos e lutitos (lamitos);
- Verificou-se que o sistema turbidítico em estudo é basicamente arenoso, tendo os lobos proximais e distais a mesma composição, somente com granulometria distinta;
- Os melhores reservatórios correspondem aos depósitos de lobo proximal enquanto que os lutitos funcionam como selantes;
- A análise preliminar desse sistema mostrou grande coincidência com as feições e os modelos geológicos existentes na literatura;
- Os turbiditos do campo de Peregrino foram transportados e acumulados em canais escavados num substrato pelítico por correntes de turbidez de alta densidade, que gerou lentes descontínuas, imersas em sedimentos finos;
- Os processos diagenéticos nesse conjunto de rochas ocorreram no estágio eodiagenético predominantemente, e a diagênese colaborou para acentuar a heterogeneidade das rochas-reservatório;
- A caracterização dos controles exercidos pela deposição sobre a composição primária, padrões diagenéticos e porosidade, através da integração de fácies deposicionais e petrologia contribui para a compreensão da distribuição da porosidade, o

que pode ser aplicado na otimização da recuperação de hidrocarbonetos durante o desenvolvimento e produção dos campos, bem como para redução dos riscos na exploração por reservatórios similares.

## 8. Referências Bibliográficas

Bahlis, A. B. 2008. *Impacto de cloritas autigênicas e processos diagenéticos associados sobre a qualidade de arenitos cretácicos da bacia de Santos como reservatórios de gás*. Trabalho de conclusão (graduação). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, RS.

Blatt, H.; Middleton, G. & Murray, R., 1992. *Origin of sedimentary rocks*. 2ª Ed., New Jersey, Prentice Hall, 782 p.

Bruhn, C.H.L., Gomes, J.A.T., Del Luchese, C., Johann, P.R.S., 2003. *Campos Basin: reservoir characterization and management – historical overview and future challenges*. OTC-Houston, paper OTC 15220, 1–14 p.

Carvalho, M. V. F.; De Ros, L. F.; Gomes, N. S. 1995. Carbonate cementation patterns and diagenetic reservoir facies in the Campos Basin Cretaceous turbidites, offshore eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 12(7): 741-758.

Compton, R.R. 1962. *Manual of Field Geology*, John Wiley and Sons, New York, NY, 378 p.

Choquette, P.W.; Pray L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54:207-280.

De Ros, L. F.; Goldberg, K.; Abel, M.; Victoretti, F.; Mastella, L.; Castro, E. 2007. Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE® System: AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA, USA, *The American Association of Petroleum Geologists*. Extended Abstracts v 6.

D'Ávila, R.S.F.; Paim, P.S.G. 2003. *Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos*. In: Paim P.S.G. et al (Eds.): Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares: estudo de casos. São Leopoldo, Unisinos – RS, 235p.

D'Ávila R.S. F. et al.; 2008. *Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas Turbidíticos*. 1ª edição. São Paulo 244-301 p.

Dickinson, W.R. 1985. *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In: Zuffa, G.G. (Editor), Provenance of Arenites. NATO-ASI Series C. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, The Netherlands, 333-361 p.

Fetter Marcos, Luiz F. De Ros, Carlos H.L. Bruhn; 2009. Petrographic and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoirs and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. Elsevier, Kidlington. *Marine and petroleum geology*, 26(7):1274-1298

Fetter Marcos R. 2007. Tese de Doutorado - *Análise Petrológica e sísmica dos controles sobre a deposição dos sistemas arenosos de águas profundas da Bacia de Campos*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre - RS

Fetter, M., Lima, C.C., Silva, A.T., Machado, D., Castro, D.D., Adams, T., 2002. *Interaction between salt related extension and basement strike-slip reactivation in northern Campos Basin, deepwater Brazil*. In: SEG 72nd Ann. Meet., Salt Lake City, Exp. Abstr., 2413–2416 p.

Figueiredo, A.M.F., Martins, C.C. 1990. 20 anos de Exploração da Bacia de Campos e o sucesso nas águas profundas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1):105-123.

Folk, R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin Hemphill's. 182p.

Fuchtbauer, H. 1967. Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. *World Petroleum Congress*. London, Elsevier, 2:353-369.

Guardado, L.R.; Gamboa, L.A.P.; Lucchesi, C.F. 1990. Petroleum geology of the Campos basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin. In: Edwards, J.D.; Santogrossi, P.A (Ed.). *Divergent/Passive Margin Basins*. Tulsa: *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 48:3-79.

Guardado, L.R. *et al.*, 1990. *Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos*. In: Raja Gabaglia & Milani, E.J. (coords.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, 333-360.

Guardado, L.R., Spadini A.R., Brandão J.S.L. 2000. Petroleum system of the Campos basin, Brazil. *AAPG Memoir* 73:317-324.

Guardado, L.R., & Milani E. J. 1990. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, Censud, Rio de Janeiro, 333-36.

Hesse, R., 1989. Origin of chert: diagenesis of biogeneous siliceous sediments, in McIlreath, I.A., and Morrow, D.W., eds., *Diagenesis: Geological Association of Canada*, Geoscience Canada Reprint Series 4:227-252.

Lima, R. D., and De Ros, L.F., 2002. The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Devonian sandstones from the Solimoes Basin, Brazilian Amazonia: *Marine and Petroleum Geology*, 19:1047–1071.

Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 291-297.

Miall, A.D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. Calgary, *American Association of Petroleum Geologists*. Fall Ed.Conf. 75p.

Miall, A.D. 1984. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, 490p.

Middleton, G. V. & Hampton, M. 1973. Sediment Gravity Flows: mechanics of flow and deposition In: Middleton, G.V. & Bouma, A. (eds). *Turbidite and deep water sedimentation*. Los Angeles, SEPM (Pacific Section) Short course 1, Anaheim. Lecture Notes. 1-38 p.

Milani, E. J.; Brandão, J. A. S. L.; Zalán, P. V.; Gamboa, L. A. P.; 2000. Petróleo na margem continental brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, 18(3).



Milani, E.J. *et al.*, 2007. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro. 5 (2): 183-205.

Middleton, G.V. & Hampyon, M. A. 1973. Sediment gravity flows: mechanic of flow and deposition. In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (eds). *Turbidites and deep-water sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section. Short Course Lecture Notes*, Anaheim, California, 1:1-38.

Morad S., Ketzer J. M., and 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.

Morrow, D.W., Mclreath, I.A., 1990. Diagenesis. General introduction. In: Mclreath, I.A., Morrow, D.W. (Eds), *Diagenesis, Geoscience Canada, Reprint Series* 4:1-8.

Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., Zavala, C., 1996. *The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. *Mem.Sci. Geol. Padova* 48:233–291.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, Davide, Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine Petroleum Geology* 20:733–755

Mutti, E. & Tinterri, R. 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series*, 39:52-76.

Pallat, N.; Wilson, J. & McHardy, B. 1984. The relationship between permeability and the morphology of diagenetic illite in reservoir rocks. *Journal of Petrology Technology*, 36:2225-2227.

Postma, G. 1983. Water escape structures in the context of a depositional model de a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrija Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology*. 30:91-103.

Prochnow, E. A.; Remus, M. V. D.; Ketzer J. M.;Gouvea J. R., J. C. R.; De Souza, R. S.; De Ros, L. F. 2006. Organic – Inorganic interactions in oilfield sandstones: examples from turbidite reservoirs in the Campos Basin, offshore Eastern Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 29(4):361–380.

Rangel, H. D.& Martins, C. C. 1998. *Principais compartimentos exploratórios, Bacia de Campos*.In: (ed.) Searching For Oil and Gas in the Land of Giants. Rio de Janeiro, Schlumberger 32-40 p.

Rangel, H. D.; Martins, F. A. L.; Esteves, F. R.; Feijó, F. J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8: 203-217.

Reading, H.G. 1996. Sedimentary environments and fácies. 3 ed. Londres, *Blackwell Scientific Publications*.15-16 p.

Santos, P.R.S., Rangel, H.D., Quintaes, C.M.S.P., Caixeta, J.M., 1999. Turbidite reservoir distribution in Roncador field, Campos Basin, Brazil. In: *American Association of Petroleum GeologistsInternational Conference and Exhibition*, Birmingham, England, Ext. Abstr.530–531 p.

Scarton, J.C., 1993. *Análise estratigráfica do Terciário Inferior da Bacia de Campos: Uma visão moderna (com ênfase na região dos campos petrolíferos de Corvina e Malhado)*. PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

Schaller, H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 27*, Aracaju, 3:247-258.

Schimidt, V. & McDonald, D.A. 1979. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. In: Scholle, P.A. & Schluger, P.R. (eds), *Aspects diagenesis. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 26:209-225

Tucker, M., ed., 1988, *Techniques in Sedimentology*: Oxford, UK, *Blackwell Science*, 394 p.

Walker, R.G. 2006. Facies Models Revisited. In: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. (eds). *Facies Models Revisited*. Tulsa: *SEPM Special Publication*. 84:19-84.

Walker, R.G. & Cant, D.J. 1984. Sand fluvial systems. In: Walker, R.G. (ed.), *Facies models 2 ed*. Toronto. *Geol. Assoc. Canada*. 71-90 p.

Williams, L.A., Parks, G.A., and Crerar, D.A., 1985. Silica diagenesis; 1, Solubility controls: *Journal of Sedimentary Petrology*, 55:301–311.

Williams, L.A., and Crerar, D.A., 1985. Silica diagenesis; 2, General mechanisms: *Journal of Sedimentary Petrology*, 55:312–321.

Winter W. R.; Jahnert R.J; França A.B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 15(2):511-530

Worden, R.H. & Burley, S.D. 2003. From sand to stone. In: Burley, D. & Worden, R.H. (eds.). *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. UK, *Blackwell Publications*. 3-44 p.

Zuffa, G.G., 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. *D. Reidel Publ. Co.*, Dodrecht, 165–189 p.

Zuffa, G.G., 1987. Unravelling hinterland and offshore paleogeography from deepwater arenites. In: Leggett, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.), *Marine Clastic Sedimentology*. Graham & Trotman, London. 39–61 p.

Zuffa, G.G., 1991. On the use of turbidite arenites in provenance studies: critical remarks. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. *Geological Society of London Special Publication*, 57:23–29.

## **Anexos (CD-ROM)**

- Anexo 1 - Perfis dos testemunhos de sondagem
- Anexo 2 - Tabelas de descrição e quantificação das lâminas analisadas
- Anexo 3 - Correlação dos poços