

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



# Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos

Franciele Girolometto Fracalossi

Orientadora – Prof. Dra. Karin Goldberg

Porto Alegre  
2013

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

Franciele Girolometto Fracalossi

# Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos

Orientadora – Prof. Dra. Karin Goldberg

## BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer - Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim – Universidade do Vale dos Sinos

Prof. Dr. Rafael Manica – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade  
Federal do Rio Grande do Sul

Dissertação de Mestrado  
apresentada como requisito parcial  
para a obtenção do título de Mestre  
em Ciências.

Porto Alegre  
2013

# Indice catalografico

## Agradecimentos

Quero agradecer primeiramente a minha família. Meus pais, Jose Carlos e Tania Maria por me darem todo o suporte e condição para me dedicar aos estudos, aceitando minhas escolhas mesmo quando estas me levaram para longe (fisicamente). As minhas irmãs, Michele e Danielle, por serem também minhas amigas e por me ajudarem sempre.

Agradeço a minha orientadora Karin Goldberg, pela oportunidade de trabalharmos juntas, por ter confiado em mim quando ainda não nos conhecíamos e me dando a chance de realizar este projeto. Agradeço também por todos os conselhos dados durante esse tempo, geológicos ou pessoais, por ser uma ótima orientadora, em todos os sentidos, competente, prestativa e dedicada como pouquíssimas pessoas, que teve papel fundamental na minha formação como geóloga e como pessoa.

As colegas geólogas que sempre me apoiaram incondicionalmente, Isadora Henrichs e Patrycia Ene, vocês são especiais, muito obrigado mesmo por todo o incentivo ao longo desse mestrado.

Aos colegas de trabalho do Prédio da Pós-graduação em Estratigrafia, por todas as conversas, discussões em aula, campo ou mesmo durante os cafés, muito importantes para a minha formação.

Agradeço também a todos os meus professores durante o mestrado, mas especialmente aos professores Claiton Scherer e Luiz Fernando De Ros, pelas discussões, ensinamentos e ajuda.

Por fim, agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Programa de Pós-graduação em Geociências. Ao CNPQ pela bolsa de mestrado. Agradeço também a Petrobras UO-BC pelos dados fornecidos, possibilitando a execução deste projeto.

## Resumo

A Bacia de Campos localiza-se na margem sudeste da costa brasileira, entre os paralelos 20.5° e 23S°, com aproximadamente 100.000 km<sup>2</sup> de área. A bacia possui significativos volumes de hidrocarbonetos na seção pós-sal, sendo a grande maioria destas reservas em depósitos turbidíticos. Este trabalho teve como foco os arenitos depositados durante o Cretáceo, que ocupam a porção basal da Formação Carapebus da Bacia de Campos, visando à caracterização faciológica e petrográfica, interpretação do ambiente deposicional, distribuição espacial, e da qualidade dos reservatórios na região estudada.

Para tal caracterização, foi feita a descrição e análise faciológica de testemunhos de sondagem de cinco poços, correlação entre os perfis geofísicos e os dados de rocha, elaboração de mapas de espessura, análise petrográfica de quarenta e nove lâminas delgadas e integração dos resultados, gerando um modelo geológico.

A análise faciológica dos testemunhos definiu quinze fácies, interpretadas e agrupadas em três associações fácies (Canal Turbidítico, Lobo Turbidítico Proximal e Lobo Turbidítico Distal ou Overbank), de acordo com as características litológicas e padrões de empilhamento. A distribuição das fácies nos testemunhos está diretamente relacionada com a localização espacial do mesmo em relação ao canal turbidítico. Mapas de espessura foram gerados com base nos testemunhos e perfis geofísicos, e mostraram uma calha principal de deposição das areias com orientação aproximada NW-SE. Através da análise petrográfica foram definidas dezessete petrofácies de reservatório, que foram classificadas em quatro associações de petrofácies definidas com base no impacto na qualidade de reservatório (Porosas, Parcialmente Cimentadas, Cimentadas\_Compactadas e Lutitos).

Os principais fatores que controlam a qualidade de reservatório são a quantidade de intraclastos e pseudomatriz lamosa e de cimento carbonático. De forma geral, os crescimentos secundários atuaram de forma positiva na porosidade, sustentando o arcabouço e reduzindo a compactação mecânica. As associações de

fácies de Canal Turbidítico e Lobo Turbidítico Proximal possuem as melhores qualidades de reservatório, apresentando a maior ocorrência da associação de petrofácies Porosa. Com base na correlação entre os dados de rocha (testemunhos e lâminas delgadas) e os perfis geofísicos, foram definidas assinaturas específicas para as melhores e piores qualidades de reservatório. Foi ainda possível observar que os poços A e D possuem as melhores qualidades de reservatório, estando localizados na parte central da calha principal de deposição do sistema turbidítico em questão.

A integração das ferramentas utilizadas neste estudo contribuiu para a caracterização dos arenitos santonianos estudados, especialmente no sentido de compreender as heterogeneidades dos reservatórios, identificando as barreiras de fluxo que compartimentam os mesmos.

## Abstract

The Campos Basin is located in the southeastern margin of the Brazilian coast, between the parallels 20.5° and 23° S, with an area of approximately 100.000 km<sup>2</sup>. The basin contains significant volumes of hydrocarbons in the post-salt section, with most of the reserves accumulated in turbidite deposits. This dissertation focuses on the study of sandstones deposited during the Cretaceous, comprising the basal Carapebus Formation. The main objectives are to characterize these sandstones and associated rocks in terms of facies and petrography, to interpret the depositional environment, spatial distribution and reservoir quality of these deposits.

For this characterization, the description and facies analysis of cores from five wells was carried out, correlation between well-log and rock data, elaboration of thickness maps, petrographic analysis of forty-nine thin sections and integration of the results, leading to the proposition of a geological model.

Facies analysis of the cores defined fifteen facies, interpreted and grouped into three facies associations (Turbidite Channel, Proximal Turbidite Lobe and Distal Turbidite Lobe or Overbank), according to the lithologic characteristics and stacking patterns. Facies distribution in the cores is directly related to their spatial location in relation to the turbidite channel. Thickness maps were generated based on cores and well logs, and they showed the deposition of sands along an approximately NW-SE-oriented main channel. Through petrographic analysis seventeen reservoir petrofacies were defined, grouped into four petrofacies associations based on the impact on reservoir quality (Porous, Partly Cemented, and Cemented\_Compacted and Lutites).

The main controls on reservoir quality are the amount of mud intraclasts and pseudomatrix and carbonate cement. Overall, the presence of overgrowths had a positive impact on porosity, supporting the framework against mechanical compaction. The Turbidite Channel and Proximal Turbidite Lobe facies associations display the best reservoir qualities, with the common occurrence of Porous petrofacies association. Based on correlation of rock (cores and thin section) and well-log data, specific signatures were defined for the best and worst reservoir

qualities. It was also observed that wells A and D have the best reservoir quality, being located in the central part of the main turbidite channel in this system.

The integration of tools in this study contributed to the characterization of the studied Santonian sandstones, especially in order to understand heterogeneities in the reservoirs, identifying flow barriers and reservoir compartmentalization.



## Lista de figuras e quadros

Figura 1 – Localização da Bacia de Campos, com as principais feições que delimitam a bacia e os principais campos petrolíferos (modificado de MORAES, 1989). .....	21
Figura 2 – Carta estratigráfica da Bacia de Campos segundo Schaller (1973). .....	23
Figura 3 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos (modificado de Rangel <i>et al.</i> , 1994). ....	26
Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos (WINTER <i>et al.</i> , 2007). .....	29
Figura 5 – Ilustração esquemática do sistema petrolífero da Bacia de Campos (modificado de MOHRIAK <i>et al.</i> , 1995). .....	31
Figura 6 – Modelo geodinâmico esquemático de evolução do Atlântico Sul (modificado de CAINELLI & MOHRIAK, 1999). .....	34
Figura 7 - Tipos de transformação de fluxo segundo Fischer (1988): a) transformação de corpo, b) transformação de gravidade, c) transformação de superfície e d) transformação por fluidização (retirado de Fischer, 1988). .....	39
Figura 8 – Classificação dos fluxos de sedimentos subaquosos e seus correspondentes mecanismos de suporte de grãos (modificado de MIDDLETON & HAMPTON, 1973). .....	40
Figura 9 – Sumário das transições possíveis entre os diferentes tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos ao longo de um espectro evolutivo completo (modificado de Lowe, 1982). .....	41
Figura 10 – Depósitos de fluxos de detritos. A) clastos suportados pela matriz; B) clastos com filme de argila, estes não são totalmente suportados pela matriz; e C) depósitos estratificados (LOWE, 1982). .....	42
Figura 11 – Correntes de turbidez bipartida, apresentando uma cauda basal densa e laminar e uma camada superior turbulenta. (retirado de Postma <i>et al.</i> , 1988 <i>apud</i> Manica, 2009). ..	43
Figura 12 – Subdivisão de uma corrente de turbidez: cabeça, corpo e cauda (modificado de Pickering <i>et al.</i> , 1986 <i>apud</i> D'avila <i>et al.</i> , 2008). .....	44
Figura 13 – Sequência de Bouma e o seu cone deposicional (retirado de Bouma, 1962 <i>apud</i> Mutti <i>et al.</i> , 2009). .....	46
Figura 14 – Sequência de depósitos de uma corrente de turbidez de alta densidade (modificado de LOWE, 1982). .....	47
Figura 15 – Padrão deposicional ideal para correntes de turbidez de alta eficiência (modificado de MUTTI, 1999). .....	48
Figura 16 – A) Fácies turbidíticas segundo Mutti, 1992. B) Principais processos erosionais e deposicionais associados à evolução de uma corrente turbidítica (modificado de MUTTI <i>et al.</i> , 2003 <i>apud</i> MUTTI <i>et al.</i> , 2009). .....	49
Figura 17 – Comparação entre a curva de variação global do nível do mar (HAQ <i>et al.</i> , 1988), e a cronoestratigráfica, bioestratigrafia e litologia da Megassequência transgressiva marinha da Bacia de Campos (retirado de BRUHN & WALKER, 1995). .....	51
Figura 18 – Distribuição espacial das fácies sedimentares da Bacia de Campos. Em marrom, a Formação Carapebus, foco deste estudo (retirado de MACHADO <i>et al.</i> , 2004). .....	52
Figura 19 – Sequência diagenética das fácies dos arenitos cretáceos (retirado de CARVALHO <i>et al.</i> , 1995). .....	54

Figura 20 – Fluxograma ilustrando o método Gazzi-Dickinson. Esta técnica minimiza a o efeito do tamanho de grão na composição do arcabouço dos arenitos (modificado de ZUFFA, 1985).....	59
Figura 21 – Diagrama ternário de proveniência tectônica (modificado de DICKINSON, 1985). .....	60
Figura 22 –Planilha descritiva utilizada em laboratório para a descrição dos testemunhos..	62
Figura 23 – Exemplo de seção composta elaborada para este projeto. ....	63
Figura 24 – Exemplos de respostas típicas do perfil de Raio Gama. F= feldspato, M= mica, *= glauconita (retirado de RIDER, 2000). ....	65
Figura 25 – Exemplo de seção de correlação usando perfil de raio gama, Campo Baronia, Sarawak. (retirado de SCHERER, 1980, <i>apud</i> RIDER, 2000). ....	66
Figura 26 – Exemplo de correção de profundida realizado no poço B. (Tracks da direita para a esquerda: 1) Profundidade medida (MD) em metros; 2) perfil de raio gama do poço sem correção; 3) perfil de raio gama do poço corrigido, e em azul curva fantasma do perfil de raio gama do testemunho; 4) perfil de fácies; 5) perfil de associação fácies; e 6) perfil de raio gama dos testemunhos.....	68
Figura 27 – Comparação entre os diferentes tipos de sequências deposicionais, com suas superfícies limítrofes correspondentes (retirado de Catuneanu <i>et al.</i> , 2011). ....	70
Figura 28 – Ciclo de variação do nível de base e locais onde são gerados a SRM e SIM (retirado de EMBRY, 2002). ....	71
Figura 29 – Sumário dos modelos deposicionais conceituais de sistemas de águas profundas, com base no volume e tamanho de grão disponível e na natureza do sistema de abastecimento, proposto por Reading & Richards (1994) <i>apud</i> Stow & Mayall (2002). ....	72
Figura 30 - Fotomicrografias das texturas, estruturas e composição dos lutitos analisados. A) Folhelho siltico-argiloso, com fissilidade ótica. Grãos de areia dispersos. Polarizadores descruzados (//P). B) Folhelho composto por argilominerais, quartzo, feldspatos (ortoclásio, plagioclásio e microclínio), micas (muscovita e biotita) e opacos, bioturbado. //P. C) Siltito arenoso, bioturbado. Polarizadores cruzados (XP). D) Bioclasto de foraminífero bentônico. XP. E) Bioclasto de <i>Inoceramus</i> em folhelho argiloso. XP. F) Pelóide de glauconita. //P. ....	76
Figura 31 – Fotomicrografias dos principais constituintes diagenéticos presentes nos lutitos analisados. A) Intraclastos argiláceos, esverdeados (seta azul) e intraclastos lamosos com nanofósseis, de tom marrom (seta vermelha), compactados formando pseudomatriz. Polarizadores descruzados (//P). B) Mica com feições de compactação química (contato reto com o quartzo) e mecânica. Polarizadores cruzados (XP). C) Albita microcristalina substituindo plagioclásio. XP. D) Calcita microcristalina substituindo ortoclásio detrítico (seta vermelha). XP. E) Foraminífero bentônico aglutinante, com câmaras preenchidas por glauconita microcristalina (seta amarela). //P. F) Pirita substituindo matriz singenética. //P.	78
Figura 32 – Fotomicrografias dos principais constituintes diagenéticos presentes nos lutitos analisados. A) Pirita framboidal substituindo e expandido biotitas. Polarizadores cruzados (XP). B) Bioclasto de foraminífero com câmaras preenchidas por pirita. Polarizadores descruzados (//P). C) Projeção prismática de quartzo cobrindo quartzo detrítico (seta amarela). Siderita microcristalina substituindo intraclasto lamoso (seta vermelha). //P. D) Siderita substituindo pseudomatriz. //P. ....	79
Figura 33 - Fotomicrografias dos arenitos e conglomerados analisados. A) Arenito médio conglomerático, mal selecionado, maciço, arcóseo. Polarizadores cruzados (XP). B) Arenito laminado, com laminação granulométrica, moderadamente selecionado, arcóseo. XP. C) Arenito fino levemente conglomerático, moderadamente selecionado, arcóseo. XP. D) Arenito fino bem selecionado, arcóseo. XP. E) Conglomerado arenoso, muito mal	

- selecionado, arcóseo. XP. F) Arenito muito grosso, levemente conglomerático, muito mal selecionado, com empacotamento aberto. XP. .... 81
- Figura 34 - Diagrama composicional de Folk Original (à esquerda) e Folk Atual (à direita) para as 40 lâminas quantificadas nos poços A, B, D e E. .... 82
- Figura 35 – Fotomicrografias dos constituintes primários dos arenitos analisados. A) Litoclastos plutônicos (seta vermelha) e vulcânicos (seta amarela). Polarizadores cruzados (XP). B) Fragmento de xisto. XP. C) Intraclasto lamoso. Polarizadores descruzados (//P). D) Intraclasto lamoso não silicificado. XP. E) Zircão (seta vermelha). XP. F) Bioclasto de foraminífero. XP. .... 84
- Figura 36 - Fotomicrografias dos constituintes primários dos arenitos analisados. A) Bioclasto de gastrópode preenchido por grãos detríticos e cimento de sílica. Polarizadores cruzados. (XP). B) Intraclasto carbonático, com grãos de glauconita (seta vermelha) e bioclastos fosfáticos (seta amarela). XP. C) Intraclasto lamoso com microfóssil. Polarizadores descruzados (//P). D) Intraclasto lamoso rico em nanofósseis, silicificado (baixa birrefringência), e compactado, por vezes formando pseudomatriz. XP. .... 85
- Figura 37 – Composição dos arenitos analisados nos poços A, B, D e E plotada no diagrama de Dickinson (1985), mostrando proveniência correspondente a soergimento do embasamento e continental transicional. .... 86
- Figura 38 – Fotomicrografias dos principais constituintes diagenéticos nos arenitos analisados. A) Calcita poiquilotópica preenchendo poros intergranulares, e parcialmente substituindo grãos detríticos. Biotita expandida por pirita (seta vermelha). Polarizadores cruzados (XP). B) Calcita poiquilotópica preenchendo completamente os poros. XP. C) Calcita preenchendo fratura em grãos detríticos. XP. D) Sílica substituindo pseudomatriz lamosa. XP. E) Franja de sílica diagenética (seta verde). Polarizadores descruzados (//P). F) Franjas de sílica (calcedônia) recobrando os grãos e quartzo macrocristalino (seta amarela) preenchendo poro. XP. .... 89
- Figura 39 – Fotomicrografias dos principais constituintes diagenéticos nos arenitos analisados. A) Crescimento secundário de feldspato potássico sobre ortoclásio. Calcita (tingida de vermelho) macrocristalina localmente preenchendo poro. Polarizadores cruzados (XP). B) Albita microcristalina substituindo microclínio. XP. C) Crescimento secundário descontínuo de albita sobre plagioclásio detrítico. Biotita, parcialmente dissolvida, substituída e expandida por pirita framboidal. Intraclasto lamoso rico em nanofósseis, substituído por sílica microcristalina (baixa birrefringência). XP. D) Clorita radial substituindo intraclasto lamoso. Polarizadores descruzados (//P). E) Franja de clorita sobre grãos detríticos. //P. F) Clorita em feixe preenchendo poro //P. .... 90
- Figura 40 - Fotomicrografias dos principais constituintes diagenéticos nos arenitos analisados. A) Crescimento secundário e projeção prismática de quartzo. Polarizadores cruzados (XP). B) Cristal de quartzo discreto (seta vermelha) e clorita em feixe, preenchendo poro intergranular. Polarizadores descruzados (//P). C) Dolomita ferrosa (tingimento azul) em sela, preenchendo poro e engolfando grãos. //P. D) Mineral de titânio diagenético preenchendo poro. //P. E) Bioclastos de foraminífero plantônico, com as câmaras parcialmente preenchidas por pirita framboidal, dentro de intraclasto lamoso dissolvido. XP. F) Pseudomatriz parcialmente substituída por siderita. //P. .... 91
- Figura 41 – Fotomicrografias dos principais tipos de poros encontrados nos arenitos analisados. A) Porosidade primária bem preservada, pouco obliterada por crescimentos de quartzo, albita, K-feldspato e pseudomatriz. Dissolução de feldspatos formando porosidade secundária é comum. Polarizadores descruzados (//P). B) Porosidade primária intergranular e cimento calcítico obliterando parcialmente a porosidade. //P. C) Porosidade intragranular

por dissolução de feldspato. //P. D) Porosidade por fratura e dissolução de plagioclásio. //P. E) Franja de clorita, marcando porosidade móldica. //P. F) Porosidade intergranular primária e intrapartícula preservada, parcialmente obliterada pela pseudomatriz lamosa. Porosidade secundária dada pela dissolução de constituintes primários. //P..... 93

Figura 42 – Fotomicrografias das feições características de compactação nos arenitos analisados. A) Intraclastos compactados formando pseudomatriz, obliterando boa parte da porosidade. Polarizadores descruzados. (//P). B) Intraclasto lamoso compactado gerando pseudomatriz. //P. C) Pirita substituindo biotita deformada devido à compactação mecânica. Polarizadores cruzados (XP). D) Pelóide de glauconita parcialmente compactado. XP. .... 94

Figura 43 – Volume intergranular total *versus* volume de cimento intergranular para os poços A, B, D e E plotados no diagrama de Houseknecht (1987). ..... 95

Figura 44 - Sequência paragenética simplificada dos arenitos analisados, com a média dos constituintes mostrando a importância dos diferentes processos..... 96

Figura 45 – Fotomicrografias das petrofácies de reservatório. Todas as fotos, exceto 15E com polarizadores descruzados. A) Petrofácies Poroso\_grosso: arenito médio levemente conglomerático, com porosidade de até 21%, porosidade primária bem preservada. Polarizadores descruzados (//P). B) Petrofácies Poroso\_grosso\_pseudomatriz: arenito muito grosso levemente conglomerático, mal selecionado, porosidade intergranular primária, parcialmente obliterada por intraclastos e pseudomatriz. //P. C) Petrofácies Poroso\_intraclasto: arenito fino, muito mal selecionado, porosidade obliterada por intraclastos compactados, os intraclastos encontram-se em níveis específicos. //P. D) Petrofácies Poroso\_pseudomatriz: arenito fino, porosidade obliterada por intraclastos. //P. E) Petrofácies Poroso\_pseudomatriz\_micáceo: arenito fino micáceo, as micas ocorrem quase sempre deformadas devido à compactação mecânica. Polarizadores cruzados (XP). F) Petrofácies Poroso\_clorita: arenito fino com clorita em feixe cobrindo grãos e preenchendo poros intergranulares. //P..... 110

Figura 46– Fotomicrografias das petrofácies de reservatório. A) Petrofácies Clorita: arenito fino com franjas de clorita. Polarizadores descruzados (//P). B) Petrofácies Poroso\_cal\_pseudomatriz: arenito médio a grosso, com pseudomatriz e clorita obliterando os poros. //P C) Petrofácies Pseudomatriz\_sil: arenito médio, levemente conglomerático, com sílica intergranular obliterando os poros. Polarizadores cruzados (XP). D) Petrofácies Cal\_pseudomatriz\_sil: arenito médio com abundante pseudomatriz e calcita preenchendo espaço intergranular. //P. E) Petrofácies Grosso\_intraclástico: arenito médio com abundantes intraclastos lamosos. XP. F) Petrofácies Cal\_dol\_precoce: arenito médio conglomerático, muito mal selecionado, com porosidade totalmente obliterada por carbonatos. XP. .... 111

Figura 47 - Fotomicrografias das petrofácies de reservatório. A) Petrofácies Pseudomatriz\_cal: arenito médio, moderadamente selecionado, com pseudomatriz e calcita obliterando totalmente a porosidade. Polarizadores cruzados (XP). B) Petrofácies Intraclasto\_parc\_cal: arenito fino rico em intraclastos, parcialmente cimentado por calcita. Polarizadores descruzados (//P). C) Petrofácies Grosso\_intraclástico\_pmtz: arenito médio lamoso, levemente conglomerático, mal selecionado, com abundantes intraclastos e pseudomatriz, sem porosidade.//P. D) Petrofácies Cal\_sil: Arenito fino conglomerático, muito mal selecionado, com franjas de sílica cobrindo constituintes detríticos e calcita preenchendo poro. XP. E) Petrofácies Lutitos: Folhelho lamoso-arenoso, com fissilidade óptica, micáceo. XP. F) Petrofácies Lutito: Folhelho argiloso, com grãos de silte e areia (até 1,6 mm) dispersos. XP..... 112

Figura 48 – Fácies Gchip. Conglomerado intraformacional, com matriz arenosa e intraclastos lamosos de até 5 cm.....	117
Figura 49 – Fácies Gt. Conglomerado de seixos e grânulos, gradado, com matriz arenosa, e estratificação cruzada.....	117
Figura 50 – Fácies Gpi. Conglomerado de grânulos, laminado, com gradação inversa dentro das lâminas .....	118
Figura 51 – Fácies Sd. Arenito com laminação dobrada (dobras convolutas). .....	119
Figura 52 – Fácies Smp. Arenito maciço com grânulos dispersos. ....	120
Figura 53 – Fácies Sli. Arenito laminado, com gradação inversa dentro das lâminas. ....	120
Figura 54 – Fácies Sgp. Arenito gradacional, com seixos na base e bioturbação no topo. ....	121
Figura 55 – Fácies Smchip. Arenito maciço, com intraclasto lamoso de até 10 cm.....	122
Figura 56 – Fácies Sm. Arenito médio maciço, com uma porção friável (esbranquiçada). .	122
Figura 57 – Fácies Smf. Arenito intensamente fluidizado, com estruturas em prato e pilar. ....	123
Figura 58 – Fácies SmSl. Arenito maciço na base, passando para laminado no topo.....	124
Figura 59 – Fácies Slg. Arenito com laminação plano-paralela e gradação normal dentro das lâminas. ....	124
Figura 60 – Fácies Slr. Arenito com laminação plano-paralela, passando para estratificação cruzada. Esta fácies ocorre geralmente intercalada com siltitos e folhelhos. ....	125
Figura 61 - Fácies Fbf. Siltito fortemente bioturbado e fluidizado, com lâminas rompidas de argila.....	126
Figura 62 – Fácies Fl. Folhelho argiloso laminado. ....	126
Figura 63 – Distribuição das fácies reconhecidas nos testemunhos analisados. Nota-se a predominância geral de fácies arenosas, sendo a mais abundante a fácies Smp. A segunda fácies mais abundante corresponde aos siltitos da fácies Fbf.....	127
Figura 64 – Distribuição de fácies por poço sobre o mapa de espessura das areias e conglomerados dos testemunhos descritos. Os gráficos estão centralizados sobre a localização dos poços estudados no campo. ....	129
Figura 65 – Conjunto de fácies características encontradas em cada uma das associações de fácies propostas.....	130
Figura 66 – Distribuição das fácies componentes da associação de fácies de Canal Turbidítico. ....	131
Figura 67 – Associação de fácies de Canal Turbidítico e as principais fácies encontradas na mesma. As fácies estão muitas vezes impregnadas por óleo, o que gera uma coloração amarronzada nas mesmas.....	133
Figura 68 - Distribuição das fácies componentes da associação de fácies de Lobo Turbidítico Proximal.....	134
Figura 69 - Associação de fácies de Lobo Turbidítico Proximal e as principais fácies encontradas na mesma. Intercalação de depósitos característicos de ambiente com maior energia (e.g. arenitos conglomeráticos da fácies Smp) com depósitos de menor energia (siltitos da fácies Fbf). Finas camadas de cinza vulcânica também foram preservadas juntamente com as fácies de menor energia.....	135
Figura 70 – Distribuição das fácies componentes da associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank. ....	136
Figura 71 - Associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank e as principais fácies observadas na mesma. ....	138
Figura 72 – Mapa de localização das seções de correlação utilizadas para este estudo. ..	139
Figura 73 – Exemplo de mudança no padrões de empilhamento nos poços 7 e 10 que marcam as diferentes superfícies limítrofes. As setas em azul representam o padrão de	

empilhamento retrogradacional, enquanto as setas em vermelho representam o padrão de empilhamento progradacional. .... 140

Figura 74 – Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 1..... 143

Figura 75 - Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 2. .... 144

Figura 76 - Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 3. .... 145

Figura 77 - Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 1..... 146

Figura 78 - Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 2..... 147

Figura 79 - Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 3..... 148

Figura 80 – Mapas de isópacas dos testemunhos estudados. A) Mapa de isópaca da espessura total; B) Mapa de isópaca das areais; e C) Mapa de isópaca das lamias. .... 151

Figura 81 - Mapas de isópacas dos poços estudados. A) Mapa de isópaca da espessura total; B) Mapa de isópaca das areais; e C) Mapa de isópaca das lamias..... 151

Figura 82 – Perfil litológico dos 5 poços estudos. Da esquerda para a direita, a primeira coluna corresponde a profundidade medida (MD) em metros dos testemunhos. Na segunda coluna, observa-se o perfil de fácies dos testemunhos descritos. A terceira coluna contém o perfil de raio gama, preenchido pela respectiva fácies gerada, onde em cinza estão representados os folhelhos e em amarelo os arenitos. .... 152

Figura 83 – Conglomerado intraformacional da fácies Gchip (à direita), e fotomicrografias das petrofácies Grosso\_intraclástico\_pmtz (à esquerda). Grandes quantidades de intraclastos são observadas em ambas as escalas. .... 154

Figura 84 – Conglomerado estratificado da fácies Gt (à esquerda) e fotomicrografias das petrofácies Poroso\_grosso (à direita). A abundância de grânulos e boa porosidade puderam ser observadas tanto macro quanto microscopicamente. .... 155

Figura 85 - Conglomerado fácies Gpi (à esquerda) e fotomicrografias das petrofácies Poroso\_grosso\_pseudomatrix, Grosso\_intraclástico e Cal\_dol\_precoce (à direita). .... 155

Figura 86 – Arenito maciço com grânulos da fácies Smp (à esquerda) e fotomicrografias das petrofácies Clorita, Poroso\_grosso, Poroso\_grosso\_pseudomatrix, Poroso\_intraclástico e Poroso\_cal\_pseudomatrix e Cal\_dol\_precoce (à direita). .... 156

Figura 87 - Arenito laminados da fácies Smp (à esquerda) e fotomicrografias da petrofácies Poroso\_grosso, (à direita), seu correspondente microscópico. .... 157

Figura 88 - Arenito gradacional da fácies Smg (à esquerda) e fotomicrografias das petrofácies correspondentes: Poroso\_grosso\_pseudomatrix e Poroso\_cal\_pseudomatrix (à direita). .... 157

Figura 89 – Arenito com intraclastos lamosos da fácies Smchip (à esquerda) e fotomicrografias das petrofácies Poroso\_clorita e Poroso\_grosso (à direita). .... 158

Figura 90 – Fácies Sm (à esquerda) as petrofácies que a compõem Poroso\_grosso\_pseudomatrix, Cal\_pseudomatrix\_sil, Pseudomatrix\_sil e Cal\_dol\_precoce (à direita). .... 159

Figura 91 – Arenito da fácies Smf (à esquerda) e as fotomicrografias das petrofácies Poroso\_intraclasto e Cal\_sil (à direita)..... 159

Figura 92 – Fácies SmSI (à esquerda) e suas correspondentes microscópicas, as petrofácies Poroso\_pseudomatrix e Poroso\_cal\_pseudomatrix (à direita). .... 160

Figura 93 – Fácies Slr, intercalada com folhelhos da fácies Fl (à esquerda) e as petrofácies Poroso\_grosso\_pseudomatrix, Pseudomatrix\_cal e Poroso\_pseudomatrix\_micáceo (à direita). .... 160

Figura 94 – Fácies Fbf (à esquerda) e petrofácies Cal\_dol\_precoce, Intraclasto\_cal e Lutitos (à direita). .... 161

Figura 95 – Folhelhos laminados da fácies FI (à direita) e petrofácies Lutitos (à esquerda). .....	161
Figura 96 - Gráfico mostrando a percentagem de intraclastos lamosos <i>versus</i> a porosidade total das amostras. Observa-se que a porosidade total é inversamente proporcional a quantidade de intraclastos lamosos. ....	165
Figura 97 – Relação entre a quantidade de pseudomatriz e porosidade intergranular (%). Pode-se notar que, assim como na relação com os intraclastos, a porosidade é afetada negativamente pela quantidade de pseudomatriz. ....	165
Figura 98 - Gráfico mostrando a relação entre o cimento total e a porosidade total (%) das amostras analisadas. ....	166
Figura 99 – Relação entre calcita total e porosidade total das amostras analisada, demonstrando uma relação inversa entre elas. ....	167
Figura 100 - Relação entre a calcita intergranular e porosidade total das amostras analisadas. Assim como na calcita total, esses parâmetros apresentam relação inversa. .	167
Figura 101 - Exemplo de arenito muito cimentado em contato com siltitos e folhelhos do poço A. Observa-se a porção basal do arenito muito cimentada diretamente em contato com o folhelho, sendo seguida por uma parcialmente cimentada (intervalo de poucos centímetros). Acima deste intervalo cimentado observa-se arenito poroso impregnado por óleo, que confere ao arenito uma coloração marrom. ....	168
Figura 102 – Exemplo de arenito muito cimentado em contato com folhelhos e siltitos do poço E. A porção basal da camada de arenito, diretamente em contato com os siltitos encontra-se muito cimentada, à medida que se afasta deste contato a cimentação diminui, até chegar a um arenito com boa porosidade, impregnado por óleo (marrom). Entre os siltitos observa-se camada de cinza vulcânica do Marco Dedos. ....	169
Figura 103 – Detalhe de arenitos muito cimentados em contato direto com folhelhos. À direita, poço A e à esquerda, poço D. ....	169
Figura 104 – Gráfico da relação entre sílica total e porosidade total. Observa-se o efeito negativo da sílica na porosidade. ....	170
Figura 105 – Gráfico da relação entre sílica intergranular e porosidade total (%). A sílica intergranular possui efeito negativo sobre a porosidade. ....	171
Figura 106 – Gráfico correlacionando os crescimentos secundários com a porosidade total das amostras. Observa-se que no geral a porosidade é diretamente proporcional à quantidade de crescimento. ....	172
Figura 107 – Gráfico mostrando a relação entre a porosidade total (%) e profundidade (m). .....	173
Figura 108 – Gráfico da relação entre a porosidade (%) e a permeabilidade (mD) separadas por poços. Nota-se uma relação direta entre estes elementos, sendo ainda muito semelhante para todos os poços. ....	174
Figura 109 – Gráfico mostrando a relação entre a porosidade (%) e a permeabilidade com ênfase nas associações de fácies, onde é possível observar uma distinção da associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank em relação às outras associações de fácies. .....	174
Figura 110 – Seções dos 5 testemunhos descritos, correlacionando os perfis geofísicos com as associações de petrofácies. Da esquerda para a direita: track 1: Profundidade MD (profundidade medida); track 2: Perfil de Raio Gama; track 3: Perfil de Densidade (RHOB) e Neutrão (Nphi); e track 4: associação de petrofácies (azul = associação de petrofácies Porosa, verde = Parcialmente Cimentadas, laranja = Cimentada, e vermelho = Lutitos). ..	176

Figura 111 – Distribuição das associações de petrofácies em relação aos valores de raio gama. ....	177
Figura 112 - Distribuição das associações de petrofácies em relação ao perfil de densidade. ....	177
Figura 113 – Painel contendo os cinco testemunhos descritos, mostrando a relação entre as fácies e associações de fácies e os perfis geofísicos. As associações de fácies de Canal Turbidítico e de Lobo Turbidítico Proximal correspondem geralmente aos menores valores de raio gama, e aos intervalos preenchidos por amarelo entre os perfis de densidade e neutrão, enquanto a associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank representam os maiores valores de Raio Gama e os intervalos preenchidos por cinza entre os perfis de densidade e neutrão. Da esquerda para a direita: track 1: profundidade em MD (m); track 2: perfil de Raio Gama (gAPI); track 3: perfis de Densidade e Neutrão; track 4: fácies, e track 5: associações de fácies. ....	179
Figura 114 – Dados estatísticos diagramados. De cima para baixo: localização do poço, espessura das associações de fácies por testemunho, granulometria, relação da porosidade <i>versus</i> permeabilidade, distribuição de fácies e associação de fácies, petrofácies e associação de petrofácies para o testemunho A. ....	182
Figura 115 - Dados estatísticos diagramados. De cima para baixo: localização do poço, espessura das associações de fácies por testemunho, granulometria, relação da porosidade <i>versus</i> permeabilidade, distribuição de fácies e associação de fácies, petrofácies e associação de petrofácies para o testemunho B. ....	183
Figura 116 - Dados estatísticos diagramados. De cima para baixo: localização do poço, espessura das associações de fácies por testemunho, granulometria, relação da porosidade <i>versus</i> permeabilidade, distribuição de fácies e associação de fácies para o testemunho C. Este testemunho não possui lâminas delgadas. ....	184
Figura 117 - Dados estatísticos diagramados. De cima para baixo: localização do poço, espessura das associações de fácies por testemunho, granulometria, relação da porosidade <i>versus</i> permeabilidade, distribuição de fácies e associação de fácies, petrofácies e associação de petrofácies para o testemunho D. ....	185
Figura 118 - Dados estatísticos diagramados. De cima para baixo: localização do poço, espessura das associações de fácies por testemunho, granulometria, relação da porosidade <i>versus</i> permeabilidade, distribuição de fácies e associação de fácies, petrofácies e associação de petrofácies para o testemunho E. ....	186
Figura 119 – Modelo esquemático de sistema turbidítico de canais confinados (fora de escala). ....	187
Quadro 1 - Tipos de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição das areia geradas (DICKINSON, 1985). ....	59



## Lista de Tabelas

Tabela 1 – Densidade de alguns dos componentes mais comuns encontrados nas rochas (Modificado de Schlumberger, 1989). .....	67
Tabela 2 – Tabela contendo a relação de lâminas analisadas, relatando o testemunho, profundidade e tipo de descrição, onde quant = quantificada (análise quantitativa) e desc = descrita (análise qualitativa). .....	73
Tabela 3 – Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso_grosso. ....	98
Tabela 4 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso_grosso_pseudomatriz. ....	99
Tabela 5 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso_intraclasto. ....	100
Tabela 6 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso_pseudomatriz. .	100
Tabela 7 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso_pseudomatriz_micáceo. ....	101
Tabela 8 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso_clorita. ....	102
Tabela 9 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Clorita. ....	103
Tabela 10 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso_cal_pseudomatriz. ....	103
Tabela 11 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Pseudomatriz_sil. ....	104
Tabela 12 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Cal_pseudomatriz_sil. ....	105
Tabela 13 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Grosso_intraclástico... ..	106
Tabela 14 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Cal_dol_precoce. ....	106
Tabela 15 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Pseudomatriz_cal. ....	107
Tabela 16 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Grosso_intraclástico_pmtz. ....	108
Tabela 17 - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Cal_sil. ....	109
Tabela 18 – Principais constituintes (%) da Associação de Petrofácies Porosas, separada por Petrofácies. ....	113
Tabela 19 - Principais constituintes (%) da Associação de Petrofácies Parcialmente cimentadas, separada por Petrofácies. ....	114
Tabela 20 - Principais constituintes (%) da Associação de Petrofácies Cimentadas_Compactadas, separada por Petrofácies. ....	115
Tabela 21 – Fácies definidas e as respectivas petrofácies que as compõem. ....	153
Tabela 22 – Lista das lâminas analisadas, com as respectivas fácies, petrofácies e associação de petrofácies correspondentes. ....	163
Tabela 23 - Valores de média, mediana, mínimo e máximo das associações de petrofácies para os perfis de raio gama (gAPI), neutrão (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ) e densidade (g/cm <sup>3</sup> ). ....	178

## Lista de abreviaturas e siglas

API = American Petroleum Institute

CI = carbonato inicial

COT = carbono orgânico total

F = feldspatos

F = fine-grained (areia muito fina a argila)

G = gravel (cascalho)

g/cm<sup>3</sup> = gramas por centímetro cúbico

GHDTTC = gravelly high-density turbidity currents (fluxos cascalhosos)

GR = Raio Gama

K = feldspato potássico

L = fragmentos líticos

Ls = fragmentos líticos sedimentares

Lt = fragmentos líticos totais

Lv = fragmentos líticos vulcânicos

P = plagioclásio

Qm = quartzo monocristalino

Qp = quartzo policristalino

Qt = quartzo total

Re = número de Reynolds

S = sand (areia)

SEQ = sequência transgressiva-regressiva

SHDTTC = sandy high-density turbidity currents (fluxos arenosos)

SIM = superfície de inundação máxima

SRM = superfície de regressão máxima

TBT's = Thin Bedded Turbidites

T-R = transgressiva-regressiva TSR

= trato de sistema regressivo TST =

trato de sistema transgressivo

UO-BC = Unidade Operacional da Bacia de Campos

## Sumário

Agradecimentos .....	I
Resumo .....	II
Abstract .....	IV
Tabela de quadros e figuras .....	VI
Lista de Tabelas .....	XIV
Lista de abreviaturas e siglas.....	XV
1. Introdução.....	19
1.1. Localização Da Área De Estudo.....	20
1.2. Contexto geológico .....	22
1.3. Evolução Tectono-Sedimentar .....	30
1.4. Sistema petrolífero .....	35
1.5. Revisão Conceitual e Estado da Arte .....	37
1.5.1. Ambiente marinho profundo.....	37
1.5.1.1. Turbiditos .....	45
1.5.2. Bacia de Campos .....	50
2. Metodologia .....	57
2.1. Levantamento bibliográfico.....	57
2.2. Petrografia e petrofácies de reservatório.....	58
2.3. Descrição de testemunhos e análise faciológica .....	61
2.4. Calibração rocha-perfil (perfis geofísicos) .....	64
2.5. Mapa de espessura.....	68
2.6. Arcabouço estratigráfico.....	69
2.7. Modelo geológico .....	71
3. Resultados.....	73
3.1. Petrografia .....	73
3.1.1. Petrologia dos Lutitos .....	74
3.1.1.1. Estruturas, textura e composição primária .....	74
3.1.1.2. Diagênese.....	77
3.1.2. Petrologia dos Arenitos.....	79
3.1.2.1. Estruturas, texturas e composição primária.....	80
3.1.2.2. Diagênese.....	86
3.1.2.3. Porosidade e Compactação .....	92
3.1.3. Sequência paragenética .....	95

3.1.4.	Petrofácies .....	97
3.1.5.	Associação de petrofácies .....	113
3.2.	Análise faciológica .....	116
3.2.1.	Fácies deposicionais .....	116
3.2.2.	Associação de fácies .....	130
3.2.2.1.	Associação de fácies de Canal Turbidítico .....	131
3.2.2.2.	Associação de fácies de Lobo Turbidítico Proximal.....	133
3.2.2.3.	Associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank .....	136
3.3.	Estratigrafia de sequências .....	138
3.4.	Superfícies limítrofes.....	139
3.5.	Tratos de sistema.....	141
3.6.	Sequências transgressivas-regressivas e evolução estratigráfica .....	142
3.7.	Mapas de isópacas .....	149
4.	Discussão .....	153
4.1.	Relação entre fácies e petrofácies .....	153
4.2.	Qualidade de reservatório .....	164
5.	Correlação Rocha-Perfil.....	175
5.1.	Modelo geológico .....	180
6.	Conclusões.....	188
7.	Bibliografia.....	192
Anexos	.....	202

## 1. Introdução

A Bacia de Campos (Fig. 1) possui significativos volumes de hidrocarbonetos na seção pós-sal da margem sudeste do Brasil. A grande maioria destas reservas encontra-se em depósitos turbidíticos. A participação da Bacia de Campos na história de exploração de hidrocarbonetos no Brasil começou em 1974, com a descoberta de petróleo na plataforma continental da Bacia, sendo que o primeiro poço perfurado foi em 1976 (website Petrobras <http://www.petrobras.com/en/about-us/our-history/>). A partir de então a Bacia de Campos passou a ser alvo de inúmeras pesquisas, visando principalmente um melhor entendimento da mesma para auxiliar a exploração de óleo e gás natural.

Os arenitos focos deste estudo foram depositados durante o Cretáceo e ocupam a porção basal da Formação Carapebus da Bacia de Campos. Estes arenitos foram interpretados como depósitos resultantes da atuação de correntes turbidíticas em ambiente de talude e bacia (RANGEL *et al.*, 1994).

O presente estudo teve como objetivo estudar os reservatórios turbidíticos santonianos da Bacia de Campos, visando à caracterização petrográfica e faciológica, interpretação do ambiente deposicional, distribuição espacial, e da qualidade e heterogeneidade dos reservatórios presentes na região estudada.

O trabalho foi realizado junto ao Programa de Geologia do Petróleo do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em parceria com o Laboratório de Geologia da Unidade Operacional da Bacia de Campos (UO-BC) da Petrobras em Macaé, RJ.

Dentre os objetivos específicos do estudo proposto pode-se destacar:

- O reconhecimento dos processos, fácies, associações de fácies e ambientes deposicionais dos arenitos-reservatório e litologias associadas;
- O reconhecimento da composição, origem e distribuição de constituintes primários, bem como os principais processos diagenéticos, e sua relação com a qualidade dos arenitos-reservatório;
- O desenvolvimento de um modelo deposicional para explicar a distribuição

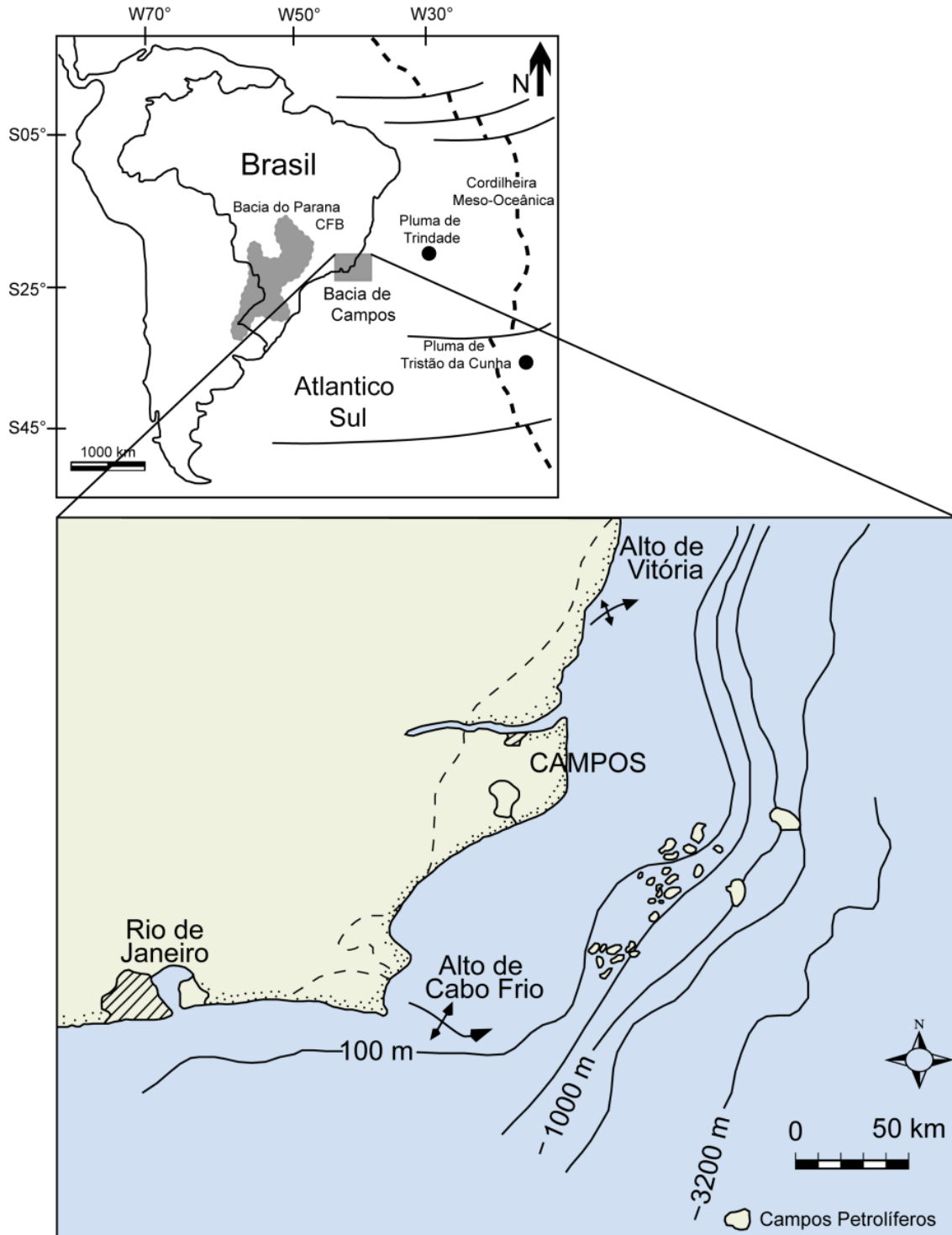
espacial dos corpos-reservatório e suas heterogeneidades de porosidade e permeabilidade.

A execução deste projeto visou contribuir com o entendimento da qualidade e heterogeneidade dos reservatórios areníticos cretáceos na Bacia de Campos em relação ao arcabouço litofaciológico e estratigráfico, identificando os padrões diagenéticos e distribuição da porosidade nesse contexto.

### 1.1. Localização Da Área De Estudo

A Bacia de Campos (Fig. 1) está localizada no sudeste da costa brasileira, entre os paralelos 20,5° e 23°S (Rangel *et al.*, 1994). Compreende o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e a sul do Estado do Espírito Santo, sendo delimitado ao sul pelo Arco de Cabo Frio e ao norte pelo Arco de Vitória, com área de aproximadamente 100.000 km<sup>2</sup>, dos quais 500 km<sup>2</sup> encontram-se em áreas emersas, chegando a profundidades de 3400 m (WINTER *et al.*, 2007). Os poços analisados neste estudo estão localizados na porção *offshore* da Bacia de Campos, em lâmina d'água de aproximadamente 100 m.

Por motivos de confidencialidade a identificação do campo e localização exata dos poços estudados não pôde ser divulgada.



**Figura 1** – Localização da Bacia de Campos, com as principais feições que delimitam a bacia e os principais campos petrolíferos (modificado de MORAES, 1989).



## 1.2. Contexto geológico

A Bacia de Campos é resultado da fragmentação do Gondwana durante o Cretáceo inferior, seguido pelo preenchimento da bacia com mais de 900 m de sedimentos durante o Cretáceo Inferior até o Holoceno (GUARDADO *et al.*, 2000).

A primeira carta estratigráfica da Bacia de Campos foi compilada por Schaller (1973) (Fig. 2), com base nos resultados dos primeiros poços perfurados na bacia. Posteriormente, novos dados permitiram diversas atualizações, entre elas Beltrami *et al.* (1982), e Rangel *et al.* (1994) (Fig. 3), com foco na litoestratigrafia.

A última atualização de Winter *et al.* (2007) (Fig. 4) faz parte de uma publicação na qual foram revisadas e reeditadas as cartas estratigráficas de todas as bacias brasileiras.

Na carta estratigráfica de Schaller (1973), a sessão sedimentar da Bacia de Campos foi dividida em quatro unidades litoestratigráficas (Fig. 2):

- Formação Lagoa Feia: corresponde a fase inicial da bacia, datando do Cretáceo Inferior (andaes Jequiá e Alagoas); esta formação foi inicialmente interpretada como sedimentos não marinhos, variando de siltitos a conglomerados siliciclásticos e carbonatos sobrepostos a fluxos de basalto, cobertos por evaporitos.
- Formação Macaé: composta por calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos, esta formação data do Cenomaniano/Albiano.
- Formação Campos: sedimentos clásticos-carbonáticos transicionais, dividido em Membro Carapebus (Santoniano), Membro Guriri (Eoceno) e Membro Ubatuba (Santoniano ao Mioceno).
- Formação Emborê: arenitos e carbonatos depositados interdigitados com os pelitos do Membro Ubatuba.

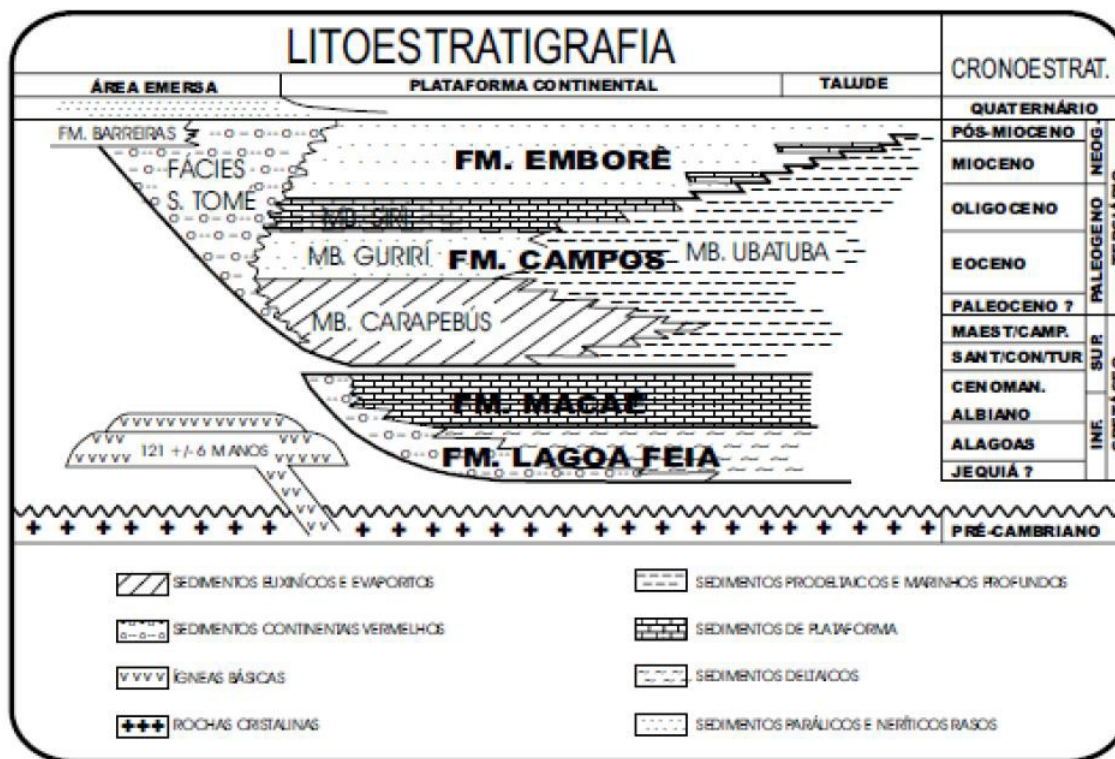


Figura 2 – Carta estratigráfica da Bacia de Campos segundo Schaller (1973).

A atualização proposta por Rangel *et al.* (1994) (Fig. 3) fundamenta-se no detalhamento geológico da bacia, baseado na perfuração de 1000 poços, bem como na extensa malha sísmica disponível na época, com cerca de 350000 km, e em levantamentos gravimétricos e magnetométricos. Graças a grande quantidade de dados disponíveis, a Bacia de Campos é uma das mais conhecidas geologicamente entre as bacias da margem brasileira desprovidas de afloramentos.

Segundo Rangel *et al.* (1994), o embasamento pré-cambriano possui natureza gnáissica, sendo comparável aos gnaisses aflorantes no Rio de Janeiro. Nesta versão da carta estratigráfica da Bacia de Campos, a mesma foi dividida em Formação Cabiúnas, Formação Lagoa Feia, Formação Macaé e Grupo Campos, que compreende as Formações Ubatuba, Carapebus e Emborê (Fig. 3).

A Formação Cabiúnas corresponde aos derrames basálticos eocretáceos que constituem o assoalho da bacia. A formação é composta por basaltos amigdaloidais, cinza e castanho, organizado em derrames e níveis piroclásticos, interestratificados com conglomerados polimíticos cinza-esverdeado (MIZUSAKI *et al.*, 1988). Mizusaki *et al.* (1989) também realizaram estudos de datação radiométrica nestes basaltos pelo método K/Ar, que mostraram idades entre  $122 \pm 5$  M.a. e  $134 \pm 4$  M.a. A

Formação Cabiúnas na Bacia do Espírito Santo é conhecida como Formação Cricaré, e possui características semelhantes às Formações Camboriú (Bacia de Santos) e Imbituba (Bacia de Pelotas).

A Formação Lagoa Feia, anteriormente definida por Schaller (1973), foi subdividida em Membro Coqueiros e Membro Retiro na atualização de Rangel *et al.* (1994). O Membro Coqueiros corresponde a coquinas, com camadas de espessura entre 15 m e 50 m, enquanto o Membro Retiro é composto por halita hialina e anidrita branca. Esta formação pode ser correlacionada com as Formações Guaritiba e Ariri na Bacia de Santos, com o Grupo Nativo na Bacia do Espírito Santo, e com as Formações Rio de Contas e Taipus-Mirim na Bacia de Camamu e Almada.

A concepção formalizada por Schaller (1973) para a Formação Macaé foi mantida de forma geral na atualização de Rangel *et al.* (1994), com a individualização de três membros. O Membro Quissamã, informalmente denominado “Macaé Inferior” e “Macaé Água Rasa”, corresponde a calcarenitos e calcirruditos oolíticos e detríticos. O Membro Outeiro, também conhecido como “Macaé Superior” ou “Seção Bota”, é composto por calcilitos e folhelhos, com eventuais camadas isoladas de arenitos turbidíticos do “Arenito Namorado”. Por fim, o Membro Goitacás caracteriza-se por conglomerados polimíticos e arenitos mal selecionados, com calcilitos e margas subordinados. O Membro Goitacás é conhecido informalmente como “Macaé Proximal”. Estudos bioestratigráficos conferem aos sedimentos desta formação idades albiana e cenomaniana. Entre as formações correspondentes, pode-se citar as Formações Regência (Bacia do Espírito Santo) e Algodões (Bacias de Camamu e Almada).

O Grupo Campos proposto por Rangel *et al.* (1994) foi anteriormente definido como formação por Schaller (1973). Nesta revisão, o Grupo Campos foi subdividido nas Formações Ubatuba, Carapebus e Emborê.

A Formação Ubatuba corresponde aos pelitos lateralmente interdigitados com os sedimentos da Formação Emborê. Interposto aos sedimentos de baixa energia desta formação ocorrem os arenitos turbidíticos da Formação Carapebus. Os sedimentos da Formação Ubatuba possuem idades que variam do Cenozóico ao Holoceno. Os sedimentos da Formação Carapebus correspondem a arenitos finos a conglomeráticos, intercalados aos pelitos da Formação Ubatuba, e são resultantes da atuação de correntes turbidíticas em ambiente de talude e bacia, com idades variando do Turoniano ao Holoceno. A Formação Emborê definida por Schaller

(1973) foi subdivida em três membros por Rangel *et al.* (1994). O Membro São Tomé, correspondente aos clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da bacia, o Membro Siri, formado por calcarenitos bioclásticos, e o Membro Grussaí, formado por calcarenitos bioclásticos e detríticos creme-esbranquiçados. Esta formação possui idades que vão do Maastrichtiano ao Holoceno.

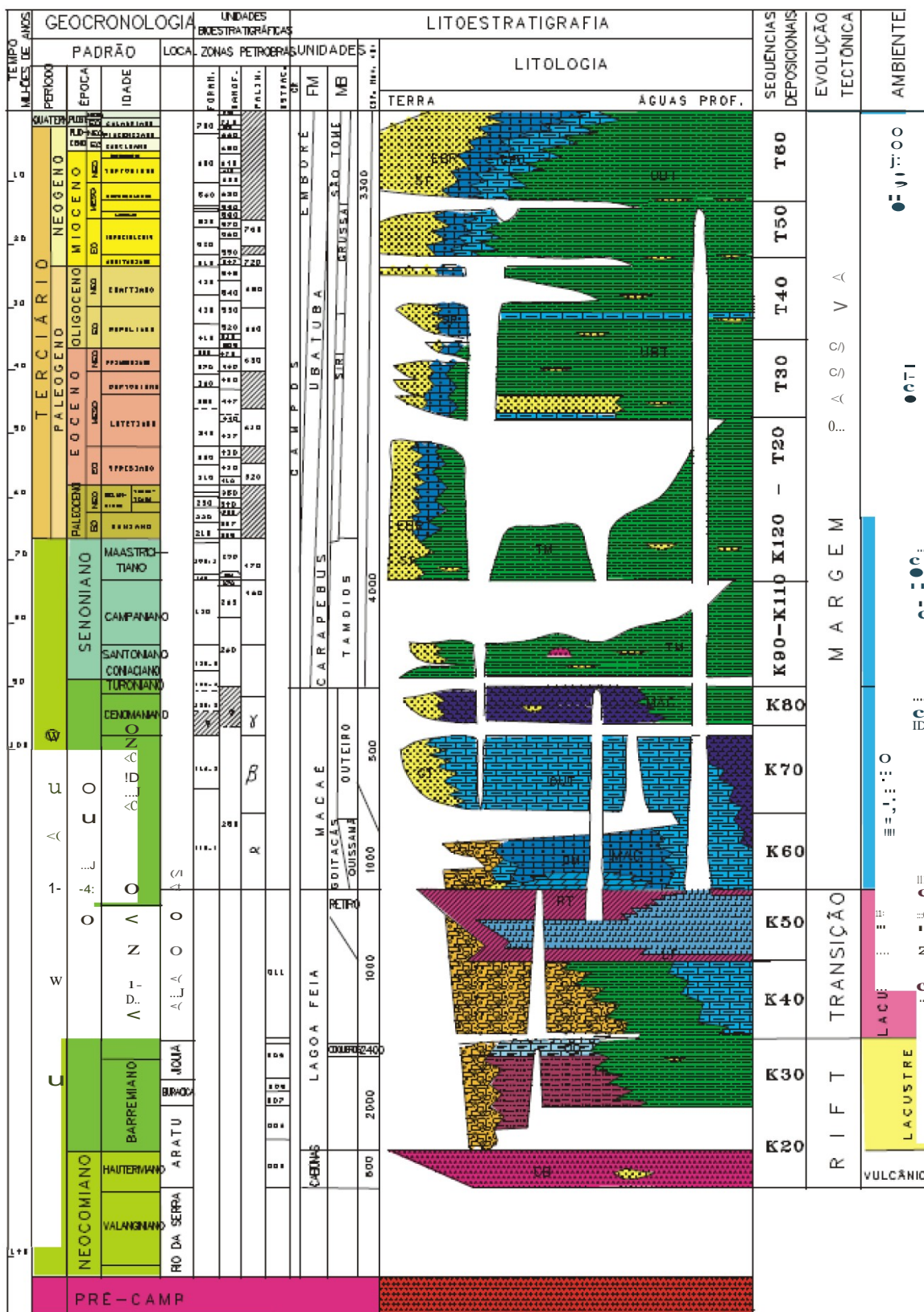


Figura 3- Carta estratigráfica da Bacia de Campos (modificado de Rangei *et al.*, 1994).

A versão mais recente da carta estratigráfica da Bacia de Campos, publicada por Winter *et al.* (2007) (Fig. 4), sintetiza o conhecimento da bacia, com ênfase na análise cronoestratigráfica. Para este trabalho foram mapeadas as principais

**FRACALOSSI, F. G. 2013.** Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos.

seqüências deposicionais de todas as bacias costeiras brasileiras. Foram utilizados dados de poço, sísmicos e bioestratigráficos internos da Petrobras, e calibrados com tabelas de tempo geológico de Gradstein *et al.* (2004).

Na carta estratigráfica Winter *et al.* (2007) dividem a Bacia de Campos em Superseqüência Rifte, Superseqüência Pós-Rifte e Superseqüência Drifte.

Nesta versão da carta estratigráfica o embasamento cristalino é caracterizado pelos gnaisses pré-cambrianos da Província Proterozóica da Ribeira (Winter *et al.*, 2007). Como na versão anterior, o embasamento econômico corresponde aos basaltos da Formação Cabiúnas. Estes foram depositados nos andares Rio da Serra e Aratu Inferior, e cobrem discordantemente o embasamento pré-cambriano.

A fase rifte da Bacia de Campos foi dividida em três seqüências. A Sequência K20-K34 corresponde aos basaltos e diabásios, subalcalinos, sendo que rochas vulcanoclásticas, arenitos, siltitos e conglomerados ocorrem localmente entre os derrames sucessivos (intertrapes). A Sequência K36 corresponde à porção basal da Formação Lagoa Feia, elevada à categoria de grupo a partir de então. O Grupo Lagoa Feia compreende a Formação Itabapoana, composta por conglomerados e arenitos proximais da bacia e de borda de falha, siltitos e folhelhos, e a Formação Atafona composta por arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente quimicamente diferenciado, alcalino, com deposição de talco e estenvensita. A Sequência K38 corresponde à porção intermediária do Grupo Lagoa Feia, compreendendo as Formações Itabapoana e Coqueiros. A Formação Coqueiros corresponde a uma intercalação de folhelhos e carbonatos lacustres, estes últimos formados predominantemente por moluscos bivalves.

A fase Pós-Rifte foi depositada em ambiente tectonicamente brando e está subdividida em Sequências K46, K48 e K50. As seqüências K46, com padrão progradacional, e K48, com padrão retrogradacional, compreendem a porção superior do Grupo Lagoa Feia. Nestas seqüências são observados conglomerados e arenitos de borda de bacia da Formação Itabapoana, e sedimentos carbonáticos, margas e arenitos, depositados em ambiente raso transicional das Formações Gargaú e Macabu. A Sequência K50 corresponde aos evaporitos da Formação Retiro, do Grupo Lagoa Feia. Estes evaporitos possuem um papel importante na arquitetura da Bacia de Campos, sendo responsável pela configuração do assoalho marinho, criada pela movimentação do sal. A halocinese criou caminhos preferenciais para as areias depositadas durante o Cretáceo Superior.

A Supersequência Drifte é formada pelos sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico. Compreende um total de 21 sequências. Os sedimentos depositados nesta supersequência incluem desde leques aluviais, deltaicos e fandeltas, sedimentos lagunares calco-pelíticos, sedimentos pelágicos, sedimentos arenosos conglomeráticos de sistemas turbidíticos até rochas carbonáticas depositadas em diferentes ambientes.

Os arenitos foco deste estudo pertencem a Sequência K90, correspondente aos sedimentos siliciclásticos da Formação Carapebus, com idade santoniana. A deposição desta sequência ocorreu em ambiente progressivamente mais profundo, variando de batial superior para médio. Os depósitos de arenitos encontram-se em calhas intratalude, com direção preferencial NW-SE e padrão de estaqueamento retrogradante. Entre os sedimentos desta sequência ocorrem depósitos de cinzas vulcânicas, conhecido como Marco Três Dedos devido a sua assinatura peculiar no perfil sônico.





a.

w o z t;

o:

5 in

o)

w

E72

o

o

i1

8

" |a

tll

710 10A1001

IOCNOLRIHOR

"

o)

Qj"

z => tu1ott\*1 z

EOCEHO \_0o

a:

E00

O

o

o)

Y

E30

ji:s

o)

3

w "

:E

(l)

.....o  
..  
...\*o  
f 1pAUU\*\*O  
if\_UHHL"O

III  
CL

E<X:HOWERJOR

\*\*\*OCEHO

w

:f

"

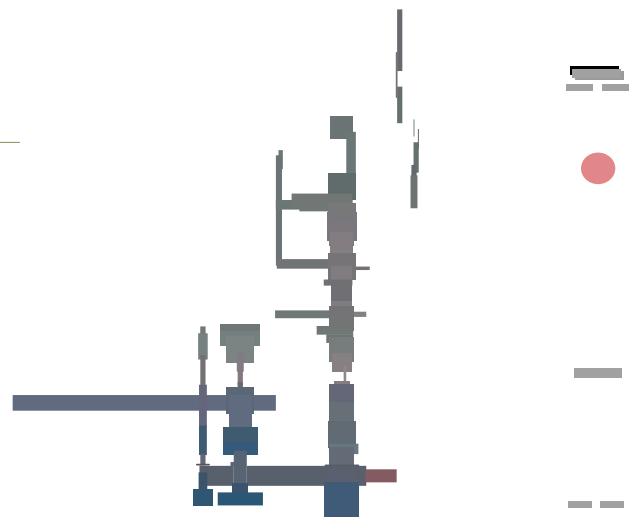
o

u

w

o

i1  
tll



—

●

—

—

oz ) >

mcnO

\_,m  
-u=i"TI

Ocm

G ) Om

Cf'--10

o

>m) >

:::o

:::o

o r

)>

o)

:::l

Ql·

CD

o

öi'

a·

o

i  
u



O cn

a.

I"V

OO

O

CD

O

CD

O,

Q1

O

O"

O

a.

Q1



O

O

r

O

cn



UFRGS

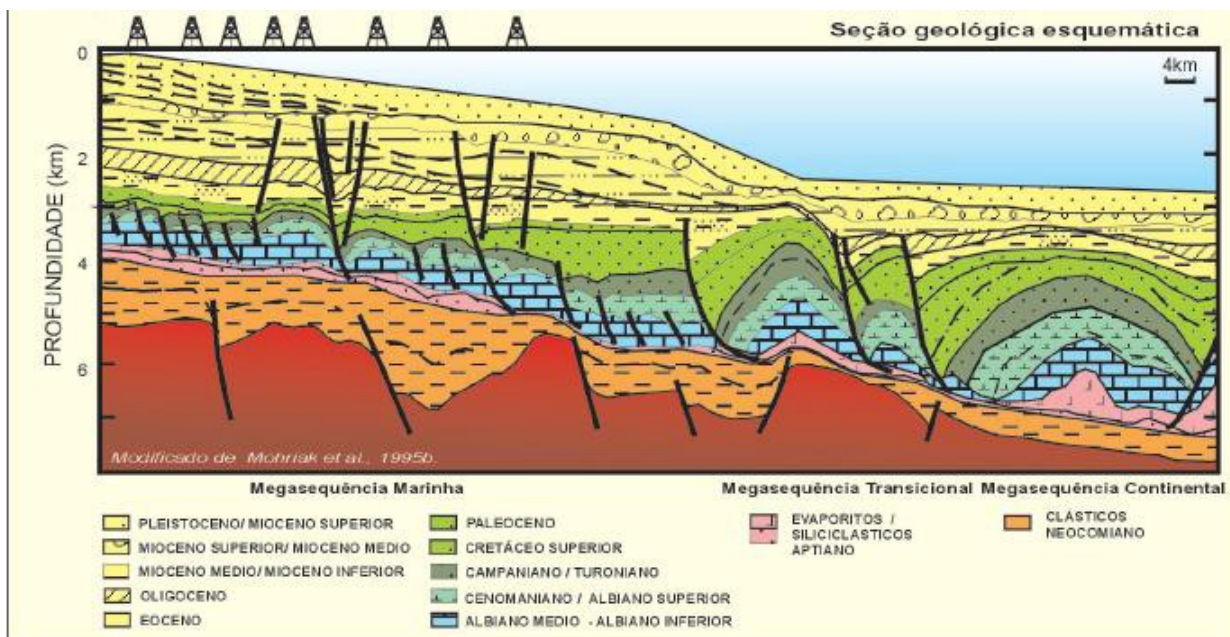
120

20

### 1.3. Evolução Tectono-Sedimentar

A evolução tectono-estratigráfica da Bacia de Campos está associada ao desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul. Bem como as outras bacias da margem brasileira, a Bacia de Campos foi resultado do rifteamento Mesozóico, que culminou na separação da América do Sul e da África, com sedimentos recobrendo as suas bacias marginais desde o Jurássico até o Recente (CHANG *et al.*, 1992). Apesar das similaridades com as outras bacias da margem leste brasileira, a Bacia de Campos apresenta algumas características que a diferenciaram em termos de potencial petrolífero, tais como baixo grau de afinamento crustal, reativação das fontes de sedimentos, intensa tectônica adiastrófica e variações globais do nível do mar no Neocretáceo e Terciário (DIAS *et al.*, 1990).

Três unidades com características tectono-sedimentares distintas são reconhecidas na Bacia de Campos: a fase rifte eocretácea, correspondente à unidade basal não marinha, também chamada de Sequência Continental; a fase drifte ou Sequência Transicional, afetada por halocinese, com falhamentos lístricos, relacionada ao estágio proto-oceânico; e a fase de margem passiva, que corresponde à Mega Sequência Marinha, composta por carbonatos em sua fase inicial e predominantemente siliciclástica posteriormente (DIAS *et al.*, 1990) (Fig. 5).



**Figura 5** – Ilustração esquemática do sistema petrolífero da Bacia de Campos (modificado de MOHRIAK *et al.*, 1995).

A Megasequência Pré-Rifte nas bacias marginais brasileiras representa a fase intracratônica do supercontinente Gondwana, que precedeu a separação da América do Sul e África. No território brasileiro, esta fase é caracterizada por uma série de riftes abortados na região noroeste (e.g., sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá) preenchidos por sedimentação pré-rifte gerados por subsidência, enquanto na margem sudoeste brasileira durante esta fase ocorreu o preenchimento das bacias por derrames basálticos (CAINELLI & MOHRIAK, 1999).

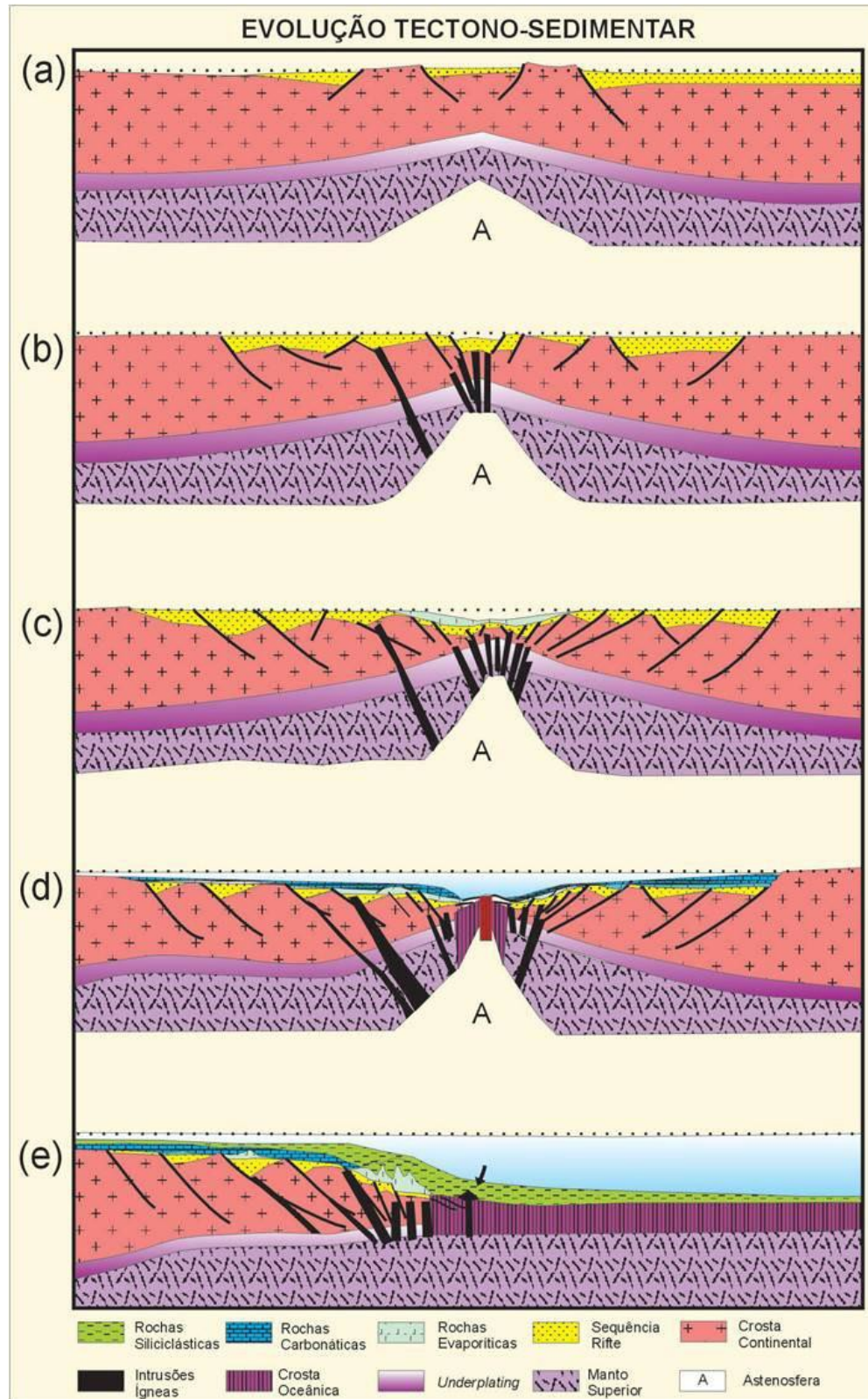
A Megasequência Continental corresponde ao rifte principal, com extensão de 3.500 km, causado pelo movimento divergente das placas tectônicas da África e América do Sul durante o Jurássico Superior/Cretáceo Inferior. Na Bacia de Campos, a fase inicial de subsidência sin-rifte é preenchida por basaltos toleíticos, datados de 120 a 130 M.a (MISUZAKI *et al.*, 1986). Estes possuem idades equivalentes aos derrames extrusivos de basaltos da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (MISUZAKI *et al.*, 1988; ZALÁN *et al.*, 1990). A sedimentação da Megasequência Continental é composta por três tipos principais de associação de fácies: (i) depósitos de fan deltas, transicionais e leques aluviais; (ii) folhelhos e margas lacustres, e (iii) coquinas (FIGUEIREDO, 1981; DIAS *et al.*, 1988, *apud* CAINELLI & MOHRIAK, 1999).

A transição da fase rifte Megasequência Continental para a fase drifte Megasequência Marinha é representada pela Megasequência Transicional. Esta é formada por sedimentos siliciclásticos do Aptiano Inferior na base, terminando com evaporitos com idades que vão desde Aptiano Superior ao Albiano Inferior. A fase transicional é marcada pela interrupção do estiramento e rifteamento da crosta continental. Invasões marinhas ocorreram desde o Aptiano, formando evaporitos que preencheram o Golfo Sul Atlântico. Os evaporitos da Bacia de Campos são formados por sais solúveis como halita, carnalita e taquirita (Waisman, 2008). A movimentação destes sal afetou as rochas sobrejacentes, criando uma série de falhas lítricas de crescimento nas zonas de evacuação, sub-bacias intratalude cercados domos de sal, paredes de sal, e falhas de empurrão (Cobbold *et al.*, 1995). Na Bacia de Campos, a maior parte das falhas associadas à tectônica do sal são sintéticas. Esta megasequência desempenhou um papel fundamental como principal transportadora de hidrocarbonetos gerados a partir de rochas geradoras continentais e de transição do sistema petrolífero da Bacia de Campos (Mello *et al.*, 1994), bem como controle de migração do óleo através das falhas lítricas. Os arenitos e carbonatos sobrejacentes ao sal foram estruturados pela movimentação do mesmo, gerando uma combinação de trapa estrutural e estratigráfica (Cainelli & Mohriak, 1999).

Dias *et al.* (1990) divide a Megasequência Marinha em três sequências: Sequência Carbonática Nerítica Rasa (Albiano Inferior/Médio), Sequência Oceânica Hemipelágica (Albiano Superior/Paleoceno Superior) e Sequência Oceânica Progradante (Eoceno Médio/Recente). A transição da Megasequência Continental para a Megasequência Marinha ocorreu de forma gradual, pontuada por discordâncias sub-regionais. A progressiva separação dos continentes, através do afastamento das placas ao longo da cordilheira Meso-Oceânica causou o resfriamento e contração da litosfera, resultado na subsidência térmica da mesma.

A evolução do Atlântico Sul é marcada por cinco principais fases, com os diferentes padrões de tectônica e sedimentação representados na figura 6 (Cainelli & Mohriak, 1999). A primeira fase consiste do início da fase extensional, que levou a separação da América do Sul e África. Durante essa fase ocorreu o soergimento da crosta continental e manto superior (Fig. 6a). Durante a segunda fase, ocorreu o aumento do estiramento da litosférico, além de derrames extrusivos de basaltos e formação de meio-grabéns (Fig. 6b). A terceira fase representa o final do

rifteamento, resultando em aumento da extensão litosférica, com grandes falhas que causaram a rotação de blocos (Fig. 6c). A quarta fase ocorre associada a vulcanismo continental e oceânico, reativação de falhas, e erosão de blocos marcada por uma discordância regional, que marca a passagem de ambiente deposicional transicional para a marinho (Fig. 6d). Durante essa fase ocorre a deposição de espessas camadas de evaporitos. Posteriormente à deposição deste sal, a sedimentação se torna predominantemente carbonática, mas com o aprofundamento do ambiente ocorre o desaparecimento dos carbonatos de águas rasas (Fig. 6e).



**Figura 6** – Modelo geodinâmico esquemático de evolução do Atlântico Sul (modificado de CAINELLI & MOHRIAK, 1999).



#### 1.4. Sistema petrolífero

O sistema petrolífero da Bacia de Campos foi descrito por Guardado *et al.* (2000). Neste trabalho, os autores caracterizam os folhelhos de idade barremiana da Formação Lagoa Feia como rocha geradora. As rochas reservatório correspondem às rochas siliciclásticas e carbonáticas, com idades variando do Barremiano ao Mioceno. O pico de geração de óleo ocorreu durante o Mioceno Superior e a principal rota de migração corresponde a falhas lístricas na seção de sal.

A rocha geradora do sistema petrolífero da Bacia de Campos ocorre na Formação Lago Feia, e corresponde a folhelhos laminados intercalados com carbonatos. A espessura varia de 100 a 300 m, com valores de carbono orgânico total (COT) variando de 2-6%, localmente podendo chegar a 9%. Os índices de hidrogênio (IH) são de até 900 mgHC/mgCOT, o que caracteriza querogênio tipo I (GUARDADO *et al.*, 2000). A feição molecular que caracteriza a Formação Lagoa Feia como um sistema lacustrino com influência marinha é a presença e abundância de 24-n-propilcolestano, considerado um indicador de fonte marinha, derivado da alga *Chrysophytae* (MOLDOWAN *et al.*, 1990; MELLO & HESSEL, 1998). O grau API varia de 17-37° API, e consiste de uma mistura de óleos biodegradados e não biodegradados, resultante de mais de um pulso de geração e migração, ligados a episódios de biodegradação (SOLDAN *et al.*, 1995). Através da reconstrução paleoambiental da Formação Lagoa Feia, baseado em bivalves e dados sedimentológicos, Carvalho *et al.* (1996) sugeriu a ocorrência de um lago alcalino interior, pequeno, salobro a salgado, sem influência marinha, e um corpo d'água epicontinental, possivelmente um golfo restrito ou lagoa. Incurções intermitentes de água do mar no corpo d'água evidenciam os primeiros momentos de uma condição deposicional marinha. O aparecimento de cianobactérias coincide com o aumento de salinidade da água, o que pode ter levado a mortalidade em massa dos bivalves bentônicos como resultado da liberação de células toxinas na água (BRONGERMA-SANDERS, 1954 *apud* GUARDADO *et al.*, 2000) e consequente redução do grau de oxigenação. A grande quantidade de biomassa das cianobactérias resultou na

deposição de folhelhos ricos em matéria orgânica que constituem a Formação Lagoa Feia (MELLO & HESSEL, 1998). Os folhelhos desta formação atingiram maturidade em vários grabêns da bacia, atingindo a janela térmica para produção de óleo quando soterrados a mais de 4 km (COX, 2005).

Os reservatórios são compostos por uma variedade de rochas, com diferentes idades. Entre elas ocorrem carbonatos (coquinas) da sequência rifte, com idade barremiana, com porosidade de 15-20% e permeabilidade de até 1 Darcy; basaltos neocomianos com porosidade gerada pela presença de vesículas e fraturas; carbonatos albianos de águas rasas, com porosidades de até 28% e permeabilidades maiores de 1 Darcy; turbiditos do Cretáceo Superior, com porosidades variando de 20 a 25% e permeabilidades entre 100 miliDarcys e 5 Darcys, e por fim reservatórios siliciclásticos terciários, compostos por arenitos médios a finos com porosidade aproximada de 30% e vários Darcys de permeabilidade.

A geração de petróleo começou no Santoniano-Conaciano e alcançou seu máximo durante o Mioceno Superior, continuando até o presente (MELLO *et al.*, 1994). O caminho de migração dos hidrocarbonetos começa lateralmente nas camadas da rocha geradora e segue através das falhas do rifte, levando aos domos de sal/evaporitos. O óleo viaja através do sistema de falhas lítricas mergulhando para leste e o sistema conjugado de falhas antitéticas mergulhando para oeste, formados durante a movimentação do sal no andar Alagoas. Este caminho corta os reservatórios do Oligoceno, onde os hidrocarbonetos se depositam em arenitos turbidíticos (COBBOLD *et al.*, 2001; GUARDADO *et al.*, 1990). A migração é controlada pela mergulho regional para leste. Onde o sal não está presente, o óleo alcança os reservatórios do Cretáceo Superior que se encontram em contato com as falhas (COX, 2005).

As trapas da Bacia de Campos correspondem a uma combinação de trapas estruturais e estratigráficas. Primeiramente, falhas produzem o fechamento de arenitos turbidíticos lenticulares, seguidas pelo *pinch out* lateral dos arenitos para oeste e leste, e finalizando com o mergulho regional para leste (COBBOLD *et al.*, 2001; MELLO *et al.*, 1994 *apud* COX, 2005).

As principais descobertas na seção pós-sal da Bacia de Campos estão relacionadas ao sistema petrolífero Lagoa Feia-Carapebus. A sincronidade entre a geração e aprisionamento do óleo resultou em condições favoráveis para o estabelecimento deste sistema.

## 1.5.Revisão Conceitual e Estado da Arte

Os arenitos santonianos da Bacia de Campos, focos deste estudo, foram classificados como depósitos turbidíticos (MACHADO *et al.*, 2004), assunto com ampla bibliografia publicada. Tendo em vista a evolução do conceito de turbiditos desde sua definição original até o presente, fez-se importante realizar uma revisão conceitual dos trabalhos sobre o assunto, bem como dos trabalhos realizados na Bacia de Campos sobre estes arenitos.

### 1.5.1. Ambiente marinho profundo

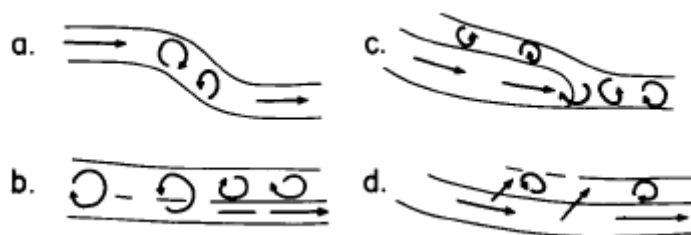
Os ambientes de águas profundas correspondem àqueles situados abaixo do nível de base das ondas de tempestade, abaixo do qual não ocorre interação entre o fundo e as ondas. Neste ambiente, os principais processos de transporte e deposição de sedimentos correspondem aos fluxos gravitacionais (D'AVILA *et al.*, 2008). As correntes de turbidez são capazes de transportar volumes consideráveis de sedimentos até grandes distâncias da costa, resultando em depósitos espessos e relativamente contínuos, podendo gerar rochas-reservatório de boa qualidade.

A deposição de sedimentos é relacionada ao tipo de fluido e de fluxo que transportam os mesmos e suas características. A viscosidade dos fluidos corresponde à resistência que os mesmos têm ao fluxo, e é controlada principalmente por pela composição do fluido, e de forma secundária pela temperatura. Fluidos com maior carga sedimentar e salinidade possuem maior densidade e viscosidade, sendo o aumento da carga sedimentar em suspensão, em particular a argila, responsável pelo aumento significativo da viscosidade da água, causando uma mudança de comportamento do fluido, passando a se comportar como uma mistura de sedimento mais água, passível de mover grandes quantidades de material (D'AVILA *et al.*, 2008).

Os fluidos podem ser newtonianos ou binghamianos, de acordo com o seu comportamento. Os fluidos newtonianos correspondem àqueles que não possuem um patamar de resistência inicial a ser vencido para começar a se deformar, sendo a deformação do fluido proporcional à tensão aplicada. Já os fluidos binghamianos correspondem aos fluidos que possuem uma resistência inicial ao fluxo (FRITZ & MOORE, 1988). Os fluidos binghamianos possuem maior viscosidade e conseqüentemente mais sedimentos dispersos na mistura que os fluidos newtonianos.

Os fluxos são classificados em laminares ou turbulentos de acordo com o padrão de movimento das partículas e são diferenciados de acordo com o número de Reynolds ( $Re$ ). Nos fluxos laminares ( $Re < 500$ ), as partículas se movem paralelamente às linhas de fluxo, este é dominado por forças viscosas. Nos fluxos turbulentos ( $Re > 2000$ ) o fluido se move em várias direções, sendo dominado por forças inerciais. O fluxo turbulento é mais eficiente que o laminar em erodir, esculpir e transportar sedimentos (FRITZ & MOORE, 1988).

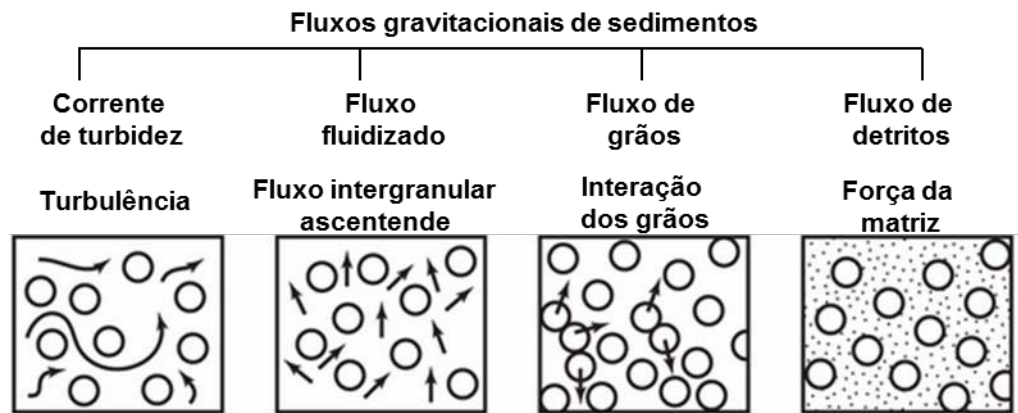
Segundo Fischer (1983), pelo menos quatro tipos de transformações de fluxo (Fig. 7) podem ser identificadas: 1) *transformação de corpo*, quando uma mudança entre laminar e turbulento acontece dentro do corpo do fluxo, sem significativa perda ou ganho significativo de fluido intersticial; 2) *transformação de gravidade*, quando um fluxo turbulento carregado de partículas se torna segregado gravitacionalmente e desenvolve uma porção basal com comportamento laminar e alta concentração, coberta por um fluxo turbulento mais diluído; 3) *transformação de superfície*, quando a água ou ar ambiente se mistura com o fluido, diminuindo a concentração do fluxo, resultando em diluição do mesmo e conseqüente turbulência, o que leva à separação do fluxo em duas partes, uma porção laminar na base e uma porção turbulenta no topo; 4) *transformação por fluidização* se desenvolvem devido à fluidização das partículas, com movimento ascendente do fluido a partir da camada mais densa (maior concentração) produzindo uma camada diluída turbulenta no topo.



**Figura 7** - Tipos de transformação de fluxo segundo Fischer (1988): a) transformação de corpo, b) transformação de gravidade, c) transformação de superfície e d) transformação por fluidização (retirado de Fischer, 1988).

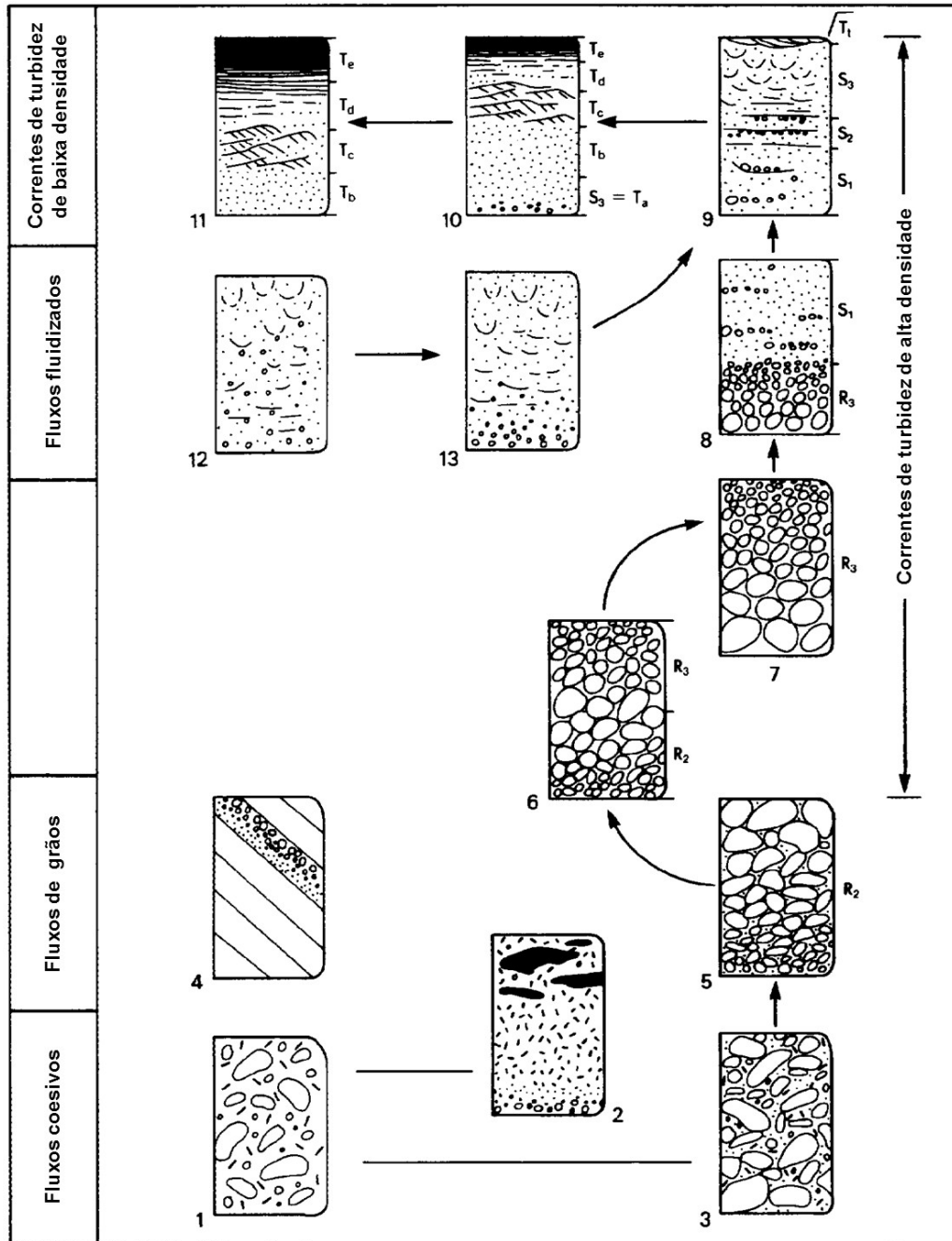
Os fluxos gravitacionais de sedimentos correspondem a misturas de sedimentos mais fluido, que se movem declive abaixo devido à ação da gravidade causada pelo contraste entre a densidade do fluxo e a do meio circundante. Os mecanismos de transporte atuantes são: suspensão devido à turbulência, saltação criada por forças de soerguimento hidráulico e arraste das partículas, e tração gerada por arraste ou rolamento das partículas no fundo. O movimento dos fluxos gravitacionais inicia quando a ação da gravidade sobre o fluxo reprime a ação da fricção ou da coesão das partículas. Alguns dos mecanismos que desencadeiam os fluxos gravitacionais são inundações fluviais, tempestades, terremotos e tsunamis (D'AVILA *et al.*, 2008).

Os fluxos gravitacionais são classificados de acordo com a natureza do mecanismo dominante de suporte dos sedimentos. Middleton & Hampton (1973) reconheceram quatro categorias principais (Fig. 8): i) correntes de turbidez, onde os sedimentos são suportados principalmente pelo componente ascendente da turbulência dos fluidos; ii) fluxo (de sedimentos) fluidizado, sendo os sedimentos suportados pelo escape de fluidos ascendentes entre os grãos quando estes são depositados por gravidade; iii) fluxo de grãos, onde os sedimentos são suportados pelas interações diretas de grão a grão; e iv) fluxo de detritos, onde os grãos maiores são suportados pela matriz.



**Figura 8** – Classificação dos fluxos de sedimentos subaquosos e seus correspondentes mecanismos de suporte de grãos (modificado de MIDDLETON & HAMPTON, 1973).

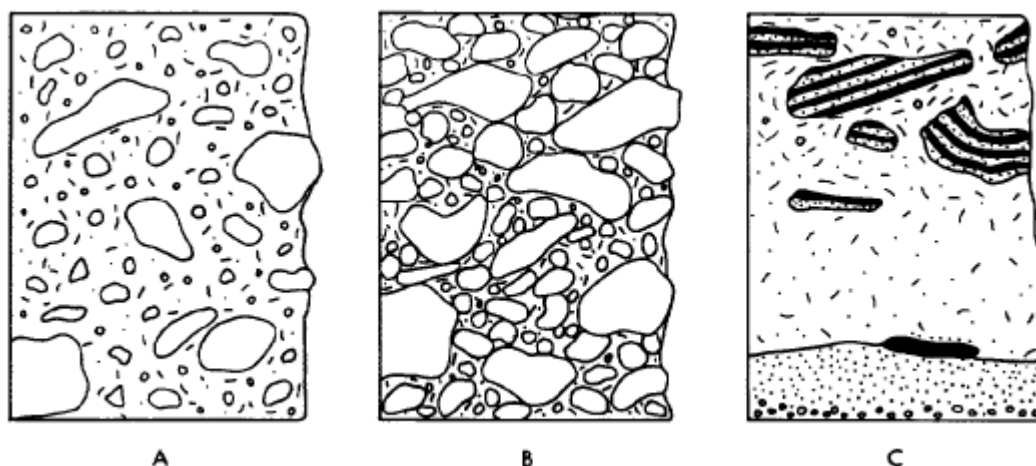
Em seu trabalho de 1982, Lowe considerou estes fluxos como parte de um mesmo espectro evolutivo de fluxos de grãos (Fig. 9), iniciando nos fluxos de alta densidade para os fluxos de baixa densidade, ou seja, iniciando com fluxo de detritos, passando para fluxo de grãos e na sequência fluxos liquefeitos, correntes de turbidez de alta densidade e por fim corrente de turbidez de baixa densidade. Esta transformação no fluxo ocorre na medida em que o fluxo perde coesão e ganha fluidez.



**Figura 9** – Sumário das transições possíveis entre os diferentes tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos ao longo de um espectro evolutivo completo (modificado de Lowe, 1982).

Fluxos de detritos, ou fluxos coesivos, são fluxos binghamianos, ricos em sedimentos e saturados em água, com presença de argila e silte, o que dá ao fluxo comportamento plástico, sendo depositados *en masse* quando a resistência da matriz se torna maior do que a tensão cisalhante (LOWE, 1979). Estes fluxos depositam-se por congelamento coesivo, e os depósitos originados são mal selecionados, geralmente maciços, com clastos maiores sustentados pela matriz,

que pode ser lamosa ou areno-lamosa. A matriz, mesmo em quando apresenta baixo teores de argila (~3%), suporta os clastos maiores e forma um filme que lubrifica a superfície dos mesmos, reduzindo o atrito e permitindo a sua sustentação e flutuação por grandes distâncias. Fluxos mais espessos podem apresentar gradação inversa devido ao aumento de resistência da matriz coesiva para o topo da camada (Fig. 10).



**Figura 10** – Depósitos de fluxos de detritos. A) clastos suportados pela matriz; B) clastos com filme de argila, estes não são totalmente suportados pela matriz; e C) depósitos estratificados (LOWE, 1982).

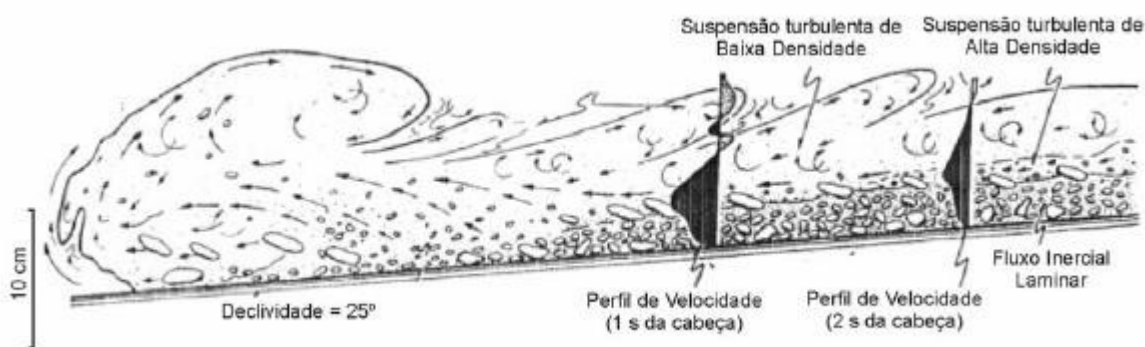
O sedimento dos fluxos de grãos é mantido em suspensão devido às colisões entre os grãos (pressão dispersiva). Este tipo de fluxo pode ser subaquoso ou subaéreo (por exemplo, estratos frontais de dunas), ocorrendo em gradientes elevados, e sendo depositados por congelamento friccional quando a inclinação diminui, devido ao atrito superar a movimentação. Gradação inversa é comum nestes depósitos, e pode ser gerada de duas maneiras: devido a grande pressão dispersiva próxima a base do fluxo, sendo as partículas maiores mais afetados devido a sua maior área superficial, o que impulsiona estas partículas para o topo; ou pela queda dos grãos menores entre os maiores (filtragem cinética), também conhecida como peneiramento ou *sieving* (D'AVILA *et al.*, 2008).

Nos fluxos fluidizados, os grãos são mantidos em suspensão devido a elevada pressão de poro do fluido e seu movimento ascendente, com os grãos maiores tendendo a decantar e conseqüentemente gerando uma competição entre os grãos que assentam e os fluidos que tentando ascender. Quando os grãos se

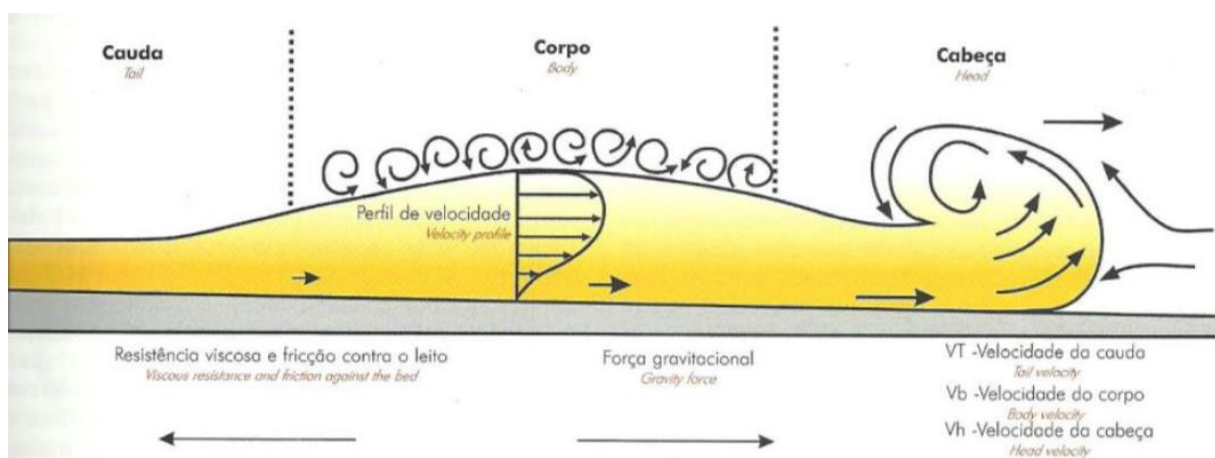


reaproximam, o aumento do contato e atrito intergranular leva ao congelamento friccional e conseqüente deposição dos grãos. Os depósitos originados deste tipo de fluido são maciços, moderadamente a pobremente selecionados e com feições de escape de fluidos (D'AVILA *et al.*, 2008).

Correntes de turbidez são um tipo de fluxo gravitacional bipartido, composto por uma camada basal granular, que flui devido à sobrepressão dos poros e a condições inerciais, e um camada superior, mais diluída e turbulenta que a camada basal, que por ventura retrabalha e ultrapassa o depósito final da camada basal (D'AVILA *et al.*, 2008) (Fig. 11). A corrente de turbidez pode ser dividida em: 1) cabeça, que corresponde à porção frontal, é mais rápida e mais espessa que o resto do fluxo, podendo ter até duas vezes sua espessura; nesta região são transportados os grãos de tamanhos maiores, a cabeça possui intensa turbulência, e erode o substrato, gerando feições de escavação como turboglifos (*flutes*) e marcas de objetos (*tool marks*); 2) corpo, que corresponde à região central do fluxo, com fluxo aproximadamente uniforme; e 3) cauda da corrente, de rápido afinamento, com as menores granulometrias do fluxo (Fig. 12).



**Figura 11** – Correntes de turbidez bipartida, apresentando uma cauda basal densa e laminar e uma camada superior turbulenta. (retirado de Postma *et al.*, 1988 *apud* Manica, 2009).



**Figura 12** – Subdivisão de uma corrente de turbidez: cabeça, corpo e cauda (modificado de Pickering *et al.*, 1986 *apud* D'avila *et al.*, 2008).

As correntes de turbidez são divididas em correntes de turbidez de baixa densidade e correntes de turbidez de alta densidade, de acordo com a presença e proporção de diferentes tamanhos de grãos.

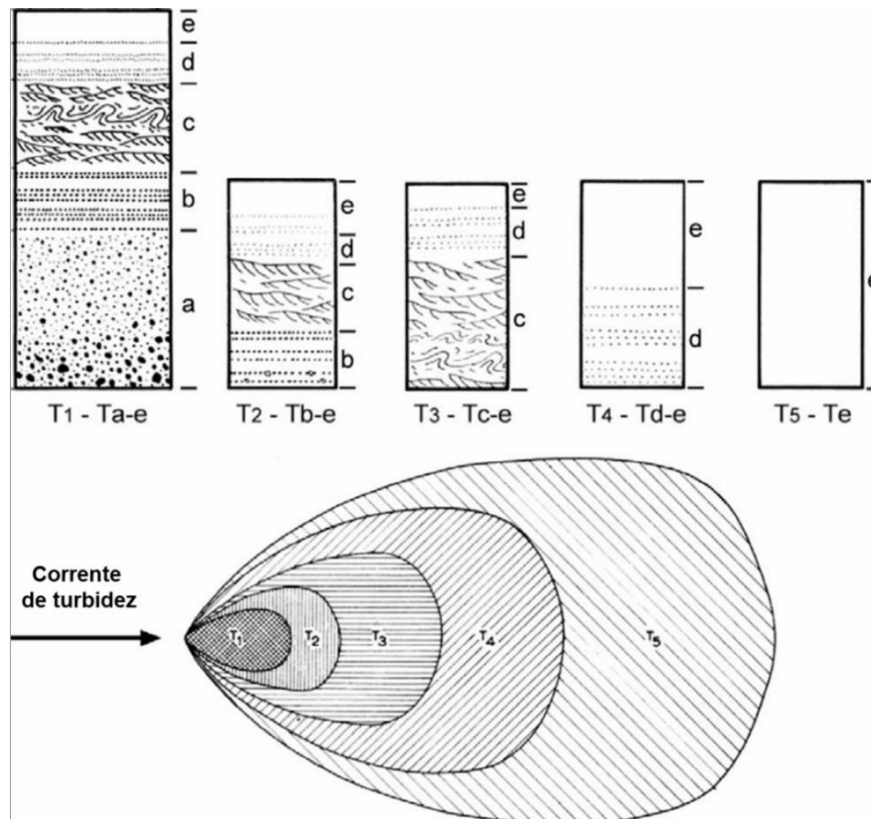
As correntes de turbidez de alta densidade possuem todos os tamanhos de grão e sua deposição está relacionada com a desaceleração do fluxo, que gera ondas de sedimentação. A deposição se inicia pelos maiores tamanhos de grãos e finaliza com os menores. Segundo Lowe (1982), comumente as correntes de turbidez iniciam-se como correntes de turbidez de alta densidade e evoluem para correntes de turbidez de baixa densidade.

As correntes de turbidez de baixa densidade são aquelas constituídas por grãos do tamanho argila até areia média e a deposição destes ocorre devido à desaceleração da corrente, iniciando com a deposição de areias sob tração e finalizando com a deposição de silte e argila com feições de tração e suspensão. Após a passagem da corrente de turbidez de baixa densidade, ocorre a deposição dos sedimentos hemipelágicos e pelágicos gerados pela carga muito fina em suspensão. Estes são geralmente ricos em microfósseis e representam a sedimentação normal do ambiente (*background*).

### 1.5.1.1. Turbiditos

O conceito de corretes de turbidez foi primeiramente introduzido há mais de 50 anos por Kuene & Migliorini (1950), em um trabalho que integrou dados de campo e laboratório, sugerindo que as camadas com gradação normal, depositadas em ambiente marinho profundo, eram resultado de correntes de turbidez de alta densidade. O termo foi primeiramente utilizado para definir depósitos de correntes de turbidez, exemplificados por sucessões *flysch* arenosos do Oligoceno e Mioceno dos Apeninos norte. O termo evoluiu e atualmente é utilizado para definir uma série de depósitos que muitas vezes pouco em comum tem com estes arenitos.

Bouma (1962) propôs o primeiro modelo deposicional com base na sucessão vertical de estruturas numa camada de turbiditos, identificando a organização interna dos sedimentos (Fig. 13). Segundo ele, as camadas de turbiditos apresentam uma porção basal arenosa, maciça ou com gradação normal (Ta), sobreposta por arenitos com laminação paralela (Tb), e laminação com marcas de correntes (*ripples*) (Tc), seguida por sedimentos hemipelágicos associados aos turbiditos (Td), finalizando com sedimentos pelágicos da bacia no topo (Te). Posteriormente este modelo passou a ser chamado de “turbidito clássico” ou TBT’s (*Thin Bedded Turbidites*) por Mutti (1992).

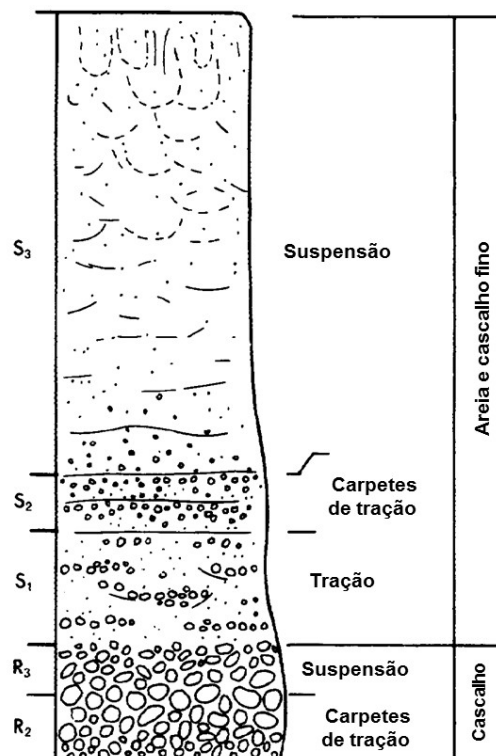


**Figura 13** – Sequência de Bouma e o seu cone deposicional (retirado de Bouma, 1962 *apud* Mutti *et al.*, 2009).

Low (1982) separou as correntes de turbidez de alta densidade em dois tipos: fluxos arenosos (*sandy high-density turbidity currents - SHDTC*) e fluxos cascalhosos (*gravelly high-density turbidity currents - GHDTTC*) (Fig. 14).

Os depósitos cascalhosos possuem três populações de grãos, suportadas em sua maioria pela pressão dispersiva e flutuabilidade (*matrix buoyant lift*). Os depósitos destes fluxos possuem feições trativas e forte poder de erosão do substrato. A sedimentação destas correntes de turbidez de alta densidade ocorrem em ondas, como já citado anteriormente. A primeira onda de sedimentação das correntes de turbidez de alta densidade cascalhosas deposita os cascalhos mais grossos, que viajam na cabeça do fluxo, formando carpetes de tração e depósitos de cascalho com gradação inversa (intervalo R2) e com gradação normal (intervalo R3). Dependendo da composição do fluxo, este pode evoluir para um fluxo arenoso, gerando uma segunda onda de deposição, com deposição por tração de arenitos seixosos com escavações e estratificação cruzada ou plano-paralela (intervalo S1), sedimentação de carpetes de tração (intervalo S2) e sedimentação sob suspensão de arenitos maciços com gradação normal ou com estruturas de escape de fluidos

(intervalo S3). Os depósitos dos fluxos arenosos são correspondentes ao intervalo Tbc (tração) e Td (tração e suspensão) definido por Bouma.



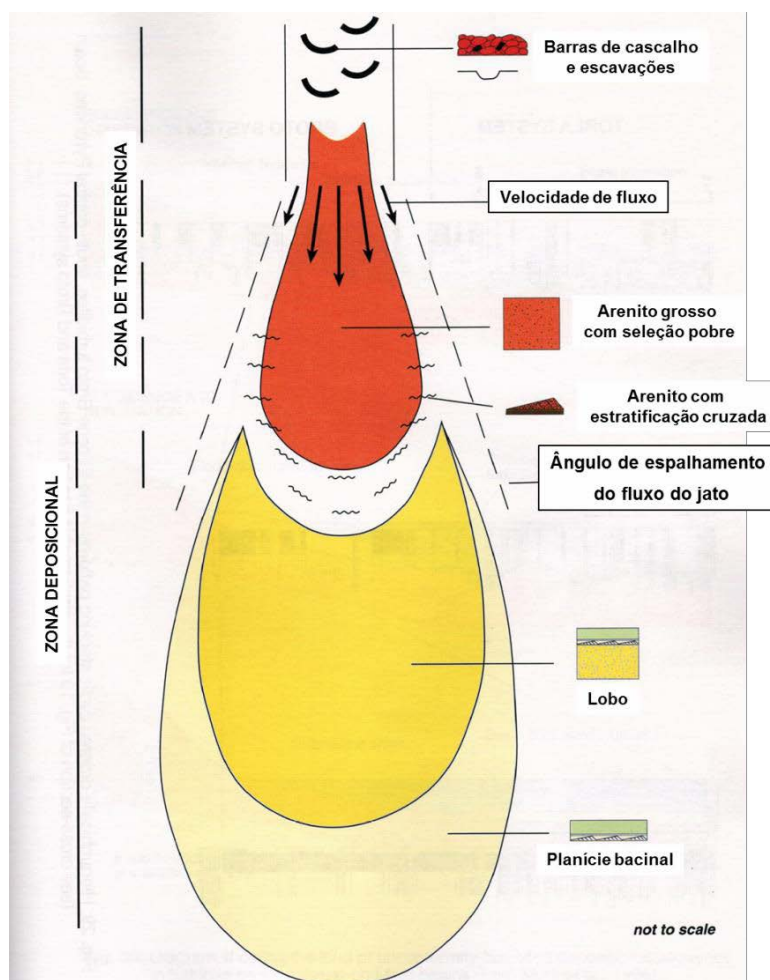
**Figura 14** – Sequência de depósitos de uma corrente de turbidez de alta densidade (modificado de LOWE, 1982).

Posterior à deposição das frações mais grossas da corrente de alta densidade restam apenas as partículas mais finas das correntes de turbidez de baixa densidade. A porção mais distal das correntes de alta densidade geralmente são compostas pela divisão S3 de Lowe, ou Ta de Bouma, que são retrabalhadas pelas correntes de baixa densidade e recobertas pelos depósitos residuais das mesmas, formando os depósitos clássicos com a sequência de Bouma.

Os depósitos turbidíticos retratam os instantes finais do processo, levando a necessidade da análise mais adequada destes, aplicando o conceito de trato de fácies, que mostra como as fácies se relacionam no espaço. Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999) apresentaram um modelo de arcabouço genético de fácies turbidíticas com base no conceito de trato de fácies, baseados nas premissas de que (a) uma corrente de turbidez corresponde a um fluxo bipartido, já descrito anteriormente, que pode conter diversos mecanismos de suporte de grãos durante a sua evolução, bem como diferentes populações, (b) a deposição ocorre em ondas, e a corrente de

turbidez evolui, tendo conseqüente segregação sedimentar, (c) o salto hidráulico tem papel fundamental na distribuição das fácies, (d) os fluxos podem apresentar maior ou menor eficiência.

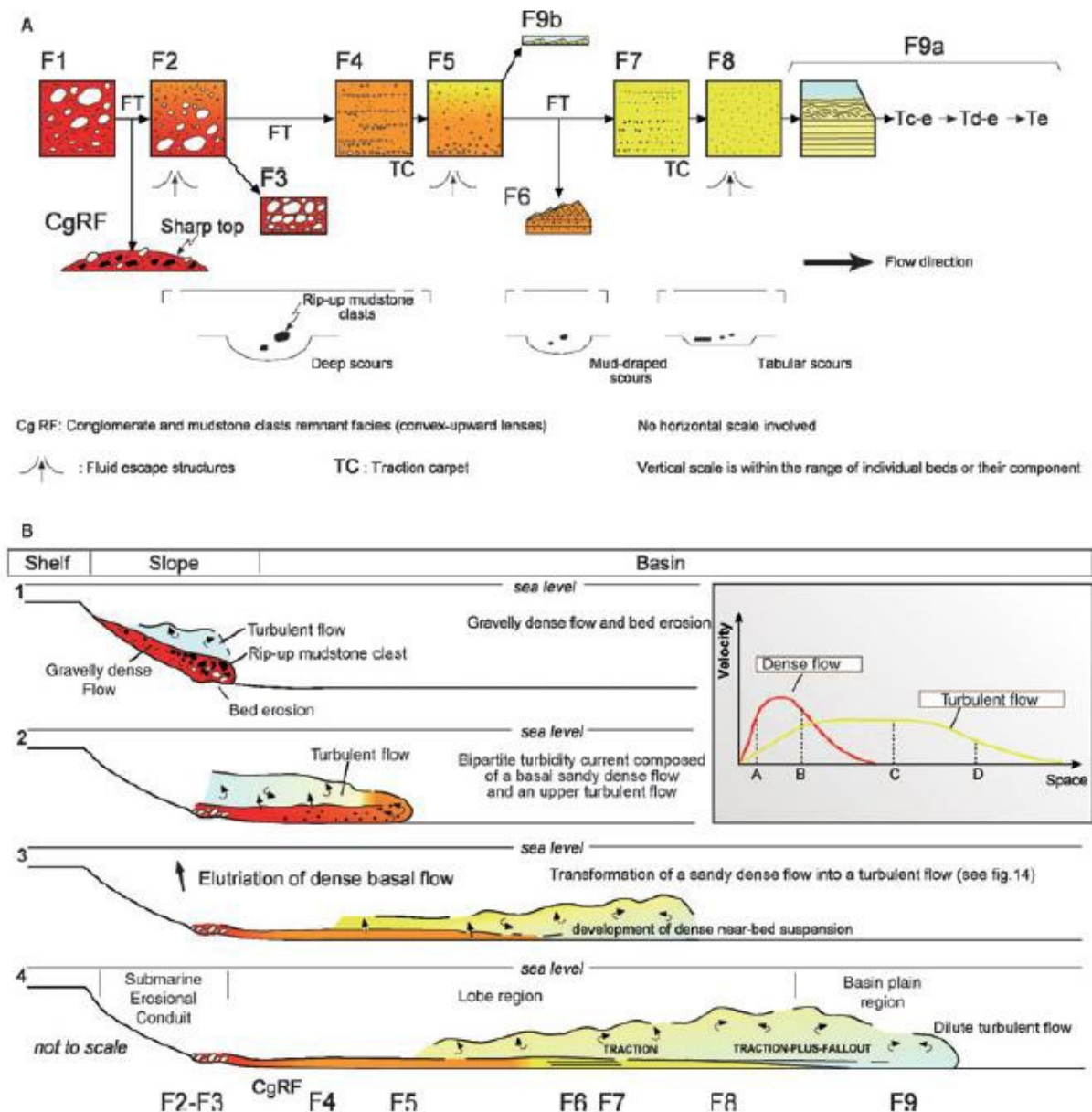
O salto hidráulico (Fig. 15) referido anteriormente separa a zona de transferência, ou seja, cânions e canais, da zona de acumulação, os lobos. Esta região onde ocorre o salto hidráulico é denominada de transição canal-lobo por Mutti & Normack (1991).



**Figura 15** – Padrão deposicional ideal para correntes de turbidez de alta eficiência (modificado de MUTTI, 1999).

No arcabouço proposto por Mutti (1992) foram definida nove fácies (F1 a F9), baseadas na interpretação de várias seções geológicas na direção *dip* em diversos sistemas. As fácies de Mutti (1992) correspondem a: fluxos de detritos coesivos (F1); fluxos hiperconcentrados (F2); depósitos residuais formados na transformação de fluxo (F3); correntes de turbidez de alta densidade (F4 a F8) e correntes de turbidez

de baixa densidade (F9). No modelo de 1999, Mutti *et al.* suprimiu a fácies F1 e as fácies grossas com carpetes de tração (F4) (Fig. 16). Ainda neste modelo, as fácies foram agrupadas de acordo com a população de tamanho de grãos, sendo separadas em matacão até pequenos seixos, pequenos seixos até areia grossa, areia média a fina e areia fina até lama, visto que as duas primeiras populações se movem na camada granular basal, a terceira pode se mover tanto na camada basal quanto na camada turbulenta sobrejacente, enquanto a quarta população move-se como carga suspensa.



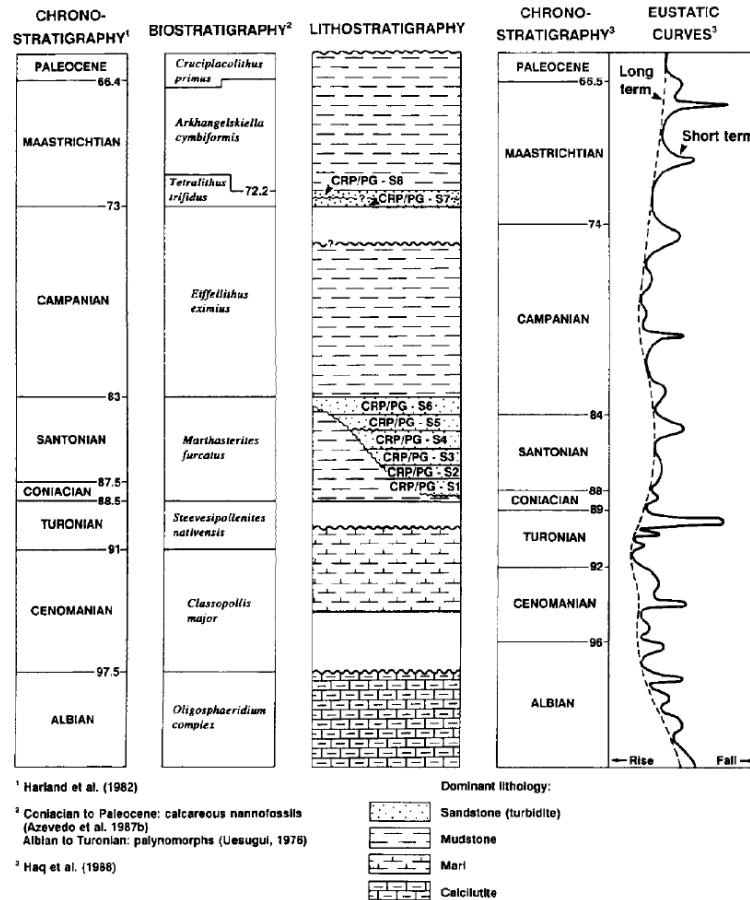
**Figura 16** – A) Fácies turbidíticas segundo Mutti, 1992. B) Principais processos erosionais e deposicionais associados à evolução de uma corrente turbidítica (modificado de MUTTI *et al.*, 2003 *apud* MUTTI *et al.*, 2009).

### 1.5.2. Bacia de Campos

Uma ampla variedade de trabalhos foi publicada a respeito dos arenitos cretáceos da Bacia de Campos, incluindo caracterizações sedimentológicas e morfológicas, estudos diagenéticos entre outros. Neste capítulo, será apresentada uma síntese de alguns dos principais trabalhos relevantes para este estudo.

Bruhn & Walker (1995) apresentaram um estudo caracterizando a estratigrafia de alta resolução e evolução sedimentar dos turbiditos cretáceos da megassequência transgressiva da Bacia de Campos. Com base em 92 perfis de densidade e 13 testemunhos, foram definidos 198 turbiditos na área de estudo que formam 8 sucessões, caracterizadas por afinamento para o topo, limitadas por discordâncias regionais ou superfícies de erosão locais. Ocorre uma diferença entre o número de sequências encontrada por Bruhn & Walker (1995) e o número de ciclos de variação do nível do mar de terceira ordem segundo por Haq *et al.* (1988), de oito sequências para quatro e parte de uma quinta, sugerindo que a variação do nível no mar não era o controle dominante na maioria das sucessões (Fig. 17).

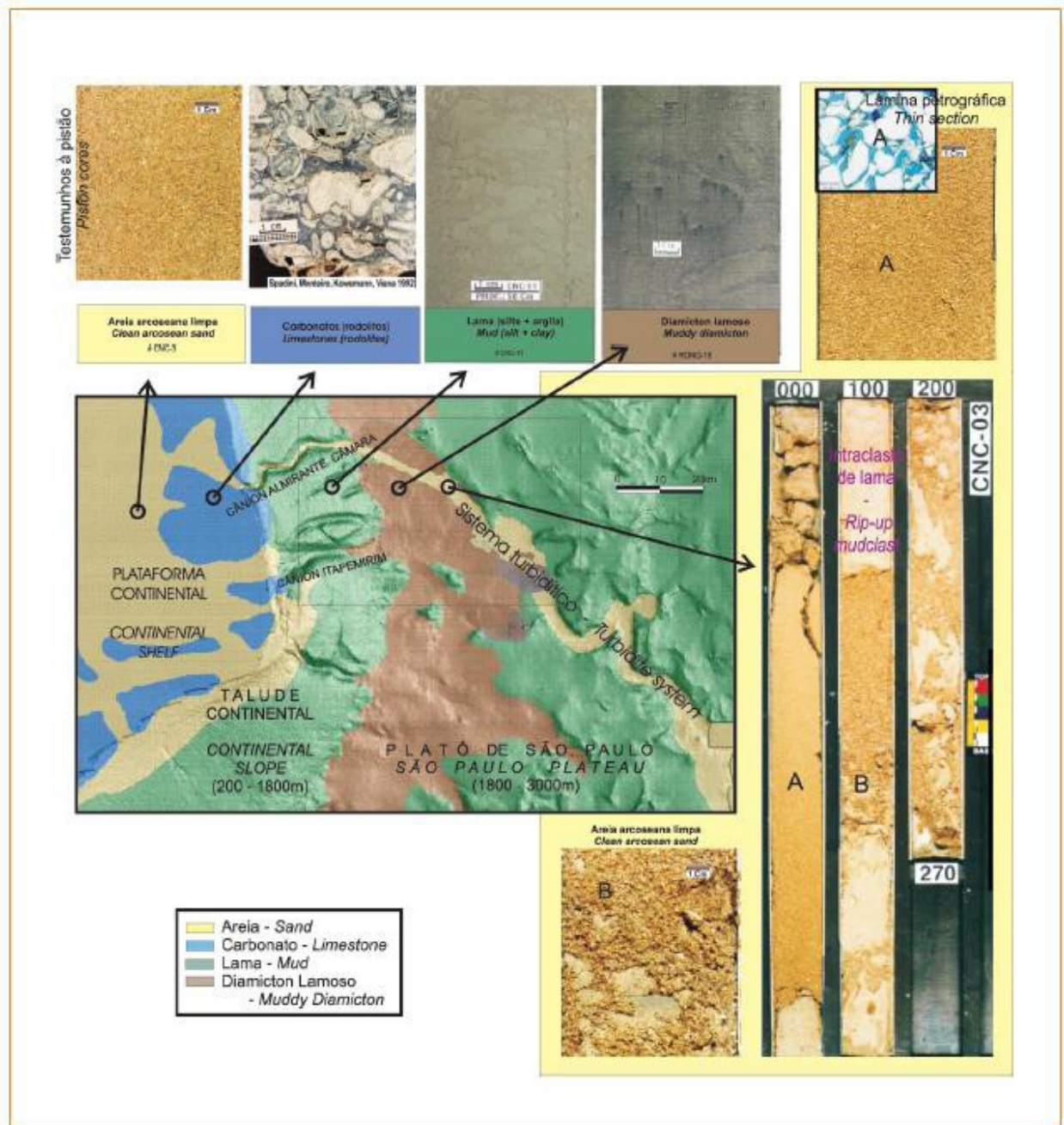




**Figura 17** – Comparação entre a curva de variação global do nível do mar (HAQ *et al.*, 1988), e a cronoestratigráfica, bioestratigrafia e litologia da Megassequência transgressiva marinha da Bacia de Campos (retirado de BRUHN & WALKER, 1995).

O sistema turbidítico da Formação Carapebus, Cenozóico da Bacia de Campos, foi estudado por Machado *et al.* (2004) com enfoque na geometria do mesmo, com base em dados diversos, como *side scan sonar*, batimetria de varredura, *Sub-Bottom Profiler*, testemunhos a pistão e sísmica 3D, cobrindo quase totalmente a bacia. Com base nestes dados, foi reconhecida uma grande calha, de 3,5 km de largura, variando de 80 m a 200 m de profundidade, e 150 km de comprimento, onde os arenitos se depositam (Fig. 18). Segundo Kowsmann *et al.* (1996), a calha corresponde à parte arenosa do sistema. A calha possui direção inicial Leste-Oeste, desviando-se em seguida para SE, devido à muralha sedimentar de direção NE-SE encontrada no caminho. Demercian *et al.* (1993) sugeriu que a calha teve origem devido ao próprio peso dos depósitos turbidíticos ao afundarem no sal. Em alguns lugares o fundo do mar é plano o suficiente para desenvolver lobos deposicionais. O lobo é uma forma geométrica com contorno elipsoide, interpretada

como uma profusão de canais fracamente sinuosos que se irradiam a partir de uma determinada região.



**Figura 18** – Distribuição espacial das fácies sedimentares da Bacia de Campos. Em marrom, a Formação Carapebus, foco deste estudo (retirado de MACHADO *et al.*, 2004).

Moraes (1989) estudou petrologicamente três sequências de arenitos turbidíticos, são elas o Arenito Namorado da Formação Macaé (Albiano-Cenomaniano), o Membro Carapebus da Formação Campos, datando do Cretáceo

Superior, e o mesmo arenito com idade Eoceno. O arcabouço mineralógico destes arenitos é composto por quartzo, feldspato e líticos, sendo a distribuição no diagrama QFL representada por  $Q_{60}F_{40}L_{tr}$  nas rochas cretáceas e  $Q_{71}F_{29}L_{tr}$  para as rochas do Eoceno. Moraes (1989) definiu nove fases diagenéticas principais para estes arenitos: 1) compactação dos intraclastos lamosos formando pseudomatriz; 2) substituição parcial da matriz por opala; 3) precipitação de pirita framboidal; 4) calcita precipitada ou substituindo constituintes diversos; 5) geração de porosidade secundária; 6) desenvolvimento de caulinita; 7) *overgrowths* de quartzo e feldspato; 8) precipitação de dolomita, dolomita ferrosa e anquerita; e 9) substituição e precipitação de pirita tardia. A principal fonte de cimentos carbonáticos foi definida como a dissolução por pressão dos depósitos da Formação Macaé. O migração de hidrocarbonetos para o reservatório atuou de forma muito importante na preservação da porosidade.

Ainda analisando a sequência diagenética da bacia, Carvalho *et al.* (1995) definiu o padrão de cimentação e fácies diagenéticas dos arenitos turbidíticos arcóseos datados do Cretáceo da Bacia de Campos, sendo o foco principal os arenitos Namorado (Albiano-Cenomaniano) e Carapebus (Turoniano-Santoniano). Neste estudo, os autores mostram que a distribuição da porosidade e permeabilidade dos arenitos é controlada cimentação carbonática e pela compactação e silicificação dos intraclastos lamosos. Por sua vez, a cimentação carbonática segue dois padrões: 1) nos arenitos albianos ocorre a cimentação de calcita concrecionária devido à redução de sulfato e fermentação ao redor dos níveis de bioclastos, com cimento microcristalino marinho; e 2) nos arenitos do Cretáceo Superior (Arenito Carapebus), precipitação de carbonatos devido a fermentação e redução de sulfato ao longo dos folhelhos intercalados. A fonte de fluidos ricos em carbonatos inclui: água do mar, bioclastos, alteração bacteriana da matéria orgânica e rochas carbonáticas de idade albiana. Com base nos padrões de cimentação, foram caracterizadas quatro fácies diagenéticas: 1) fácies extensivamente cimentadas ao longo das camadas de bioclastos com cimento marinho e folhelhos intercalados; 2) fácies parcialmente cimentadas circundando a fácies anterior, com cimento derivado da dissolução por soterramento dos carbonatos anteriores; 3) fácies porosas, com porosidade primária dominante preservada devido à subsidência tardia e prematura saturação de óleo nos reservatórios; e 4) fácies intraclásticas em depósitos do tipo canal/levee com intraclastos lamosos

compactados gerando pseudomatrix, silicificados. A figura 18 mostra a sequência diagenética e as fácies encontradas nos arenitos do Cretáceo Superior.

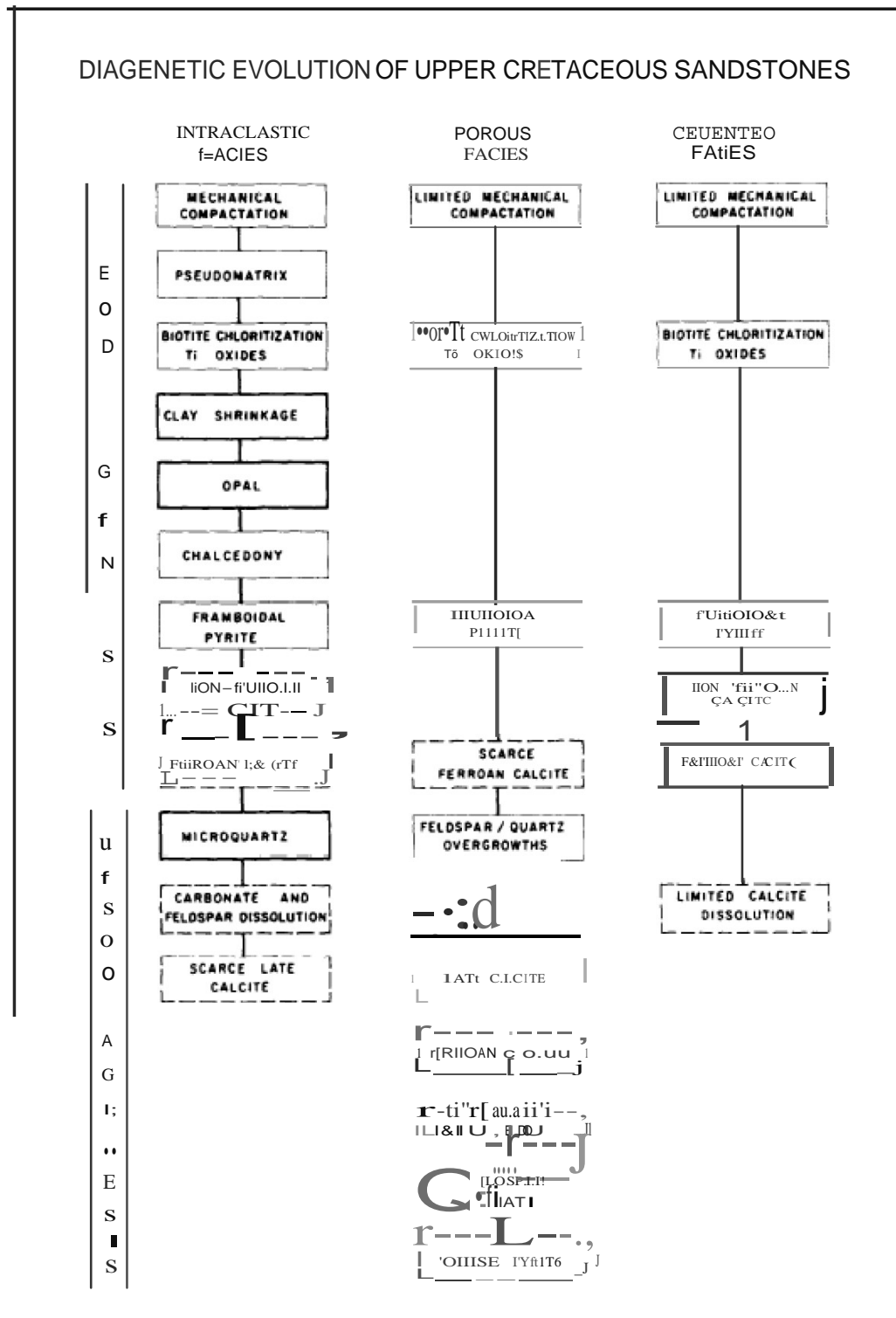


Figura 19 – Sequência diagenética das fácies dos arenitos cretáceos (retirado de CARVALHO *et al.*, 1995).

Visando o melhor entendimento dos processos que controlaram o suprimento de areias para a região de águas profundas na bacia de campos entre o Albiano e Mioceno, Fetter (2007), como parte do seu projeto de doutorado, realizou um trabalho integrando diferentes metodologias, entre elas bioestratigrafia, petrografia quantitativa, análise estrutural de dados sísmicos e restauração de seções.

As análises petrográficas foram realizadas pelo método de Gazzi-Dickinson, através da petrografia quantitativa, e mostrou a evidência de duas classes de turbiditos no intervalo analisado, com base na maturidade e tamanho de grão, onde os arenitos com granulometria areia fina são relativamente maduros ( $Q/F=1$ ), internamente possuem organização cíclica ou tendência bem definida, enquanto os arenitos com granulometria grossa possui maior imaturidade ( $Q/F=0.75$ ), bem como apresentam ausência de organização interna. Ainda com base na petrografia, Fetter (2007) pode definir outros parâmetros bem como a interpretação dos mesmos: 1) progressiva redução no conteúdo de micas, como resultado do final da exumação da Faixa Orogênica Ribeira, do Proterozóico Superior; 2) aumento da contribuição de fragmentos vulcânicos na transição Cretáceo-Paleógeno devido a passagem da margem continental sobre a pluma do manto de Trindade; 3) aumento da imaturidade e granulometria devido ao rejuvenescimento do relevo nas margens da bacia, associado com reativações tectônicas do embasamento e soerguimento causado pela pluma do manto; 4) o aumento da energia das correntes de fundo contribuiu para o aumento da contribuição de intraclastos; 5) a existência de uma plataforma continental bem desenvolvida associada com mudanças no trajetória das correntes influenciou na contribuição de glauconitas; 6) a existência desta plataforma rasa também influenciou na contribuição de carbonato inicial (CI) na bacia.

Com base na análise dos dados sísmicos, Fetter (2007) definiu quatro fases principais de reativação tectônica do embasamento, sendo duas fases no Cretáceo, uma no Paleógeno e uma no Neógeno. Também pode observar que os principais altos interno do embasamento controlaram as deformações transcorrentes, os domínios da tectônica salífera, bem como a frente de progradação do Neógeno.

Utilizando a restauração de seções, Fetter (2007) definiu a natureza episódica da tectônica salífera durante a fase de margem divergente da Bacia de Campos, bem como a correlação entre a tectônica salífera e os eventos de reativação do embasamento, que sugere que a tectônica salífera é controlada pela tectônica do embasamento.

A associação entre a evolução geodinâmica, as tendências dos parâmetros petrográficos médios e as duas classes de maturidade definidas anteriormente foi estabelecida por Fetter (2007) & Fetter *et al.* (2009). A evolução da fase de margem passiva da bacia correspondente a interação de três processos geodinâmico: 1) recuo de escarpa em regime tectonicamente passivo; 2) reativações tectônicas de embasamento; e 3) soerguimento dinâmico e magmatismo relacionados com a pluma de Trinidad.

Durante o recuo da escarpa nos períodos Albiano-Cenomaniano, e a partir do Oligoceno foram depositados os sistemas turbidíticos relativamente maduros, caracterizados por proporções mais altas de quartzo (Q/F) e granulometria mais fina. Com contribuição de intraclastos e maior imaturidade, o sistema Cenomaniano evidencia algum controle tectônico. O evento tectônico do Neógeno gerou um rejuvenescimento fisiográfico da costa e da plataforma, que resultou na contribuição de glauconita e numa baixa proporção de quartzo (Q/F) no sistema do Mioceno.

Durante a fase de reativação tectônica e de soerguimento dinâmico, do Santoniano até o Eoceno, depositaram-se os sistemas arenosos imaturos, com baixa proporção de quartzo, granulometria mais grossa e intraclastos. No Paleógeno observa-se maior conteúdo de glauconita devido a reconstrução da plataforma continental. O Maastrichtiano apresenta contribuição vulcânica, devido ao magmatismo na borda da bacia, que encontrava-se posicionada sobre a pluma do manto durante o final do Cretáceo.

Com base nos resultados e metodologia utilizada, Fetter (2007) & Fetter *et al.* (2009) estabeleceu um quadro evolutivo para o controle da sedimentação durante a fase de margem divergente da Bacia de Campos, que sugere uma alternância entre controle eustático e controle geodinâmico. O controle eustático está associado com as fases de alma tectônica e recuo de escarpa, onde depositaram-se sedimentos maduros no trato de mar baixo. Já o controle geodinâmico foi associado com episódios climáticos, com intensa precipitação pluvial e inundação fluvial capazes de carregar sedimentos aluviais imaturos diretamente para águas profundas durante as fases de rejuvenescimento do relevo, geradas por reativação tectônica ou por efeito da pluma do manto.

## 2. Metodologia

Neste capítulo são descritos os métodos utilizados para o desenvolvimento deste trabalho. Este trabalho foi realizado com base em dados de subsuperfície (testemunhos, perfis geofísicos e lâminas delgadas), visto que a área estudada encontra-se na porção *offshore* da Bacia de Campos.

### 2.1. Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico ocorreu durante toda a execução do projeto, tendo representado a principal atividade inicial deste estudo, principalmente com a finalidade de melhor entender a evolução da Bacia de Campos e do intervalo estudado, bem como os processos sedimentares e sistemas deposicionais de águas profundas.

A primeira etapa do levantamento bibliográfico correspondeu à compilação de uma série de trabalhos já existentes na Bacia de Campos, visando o entendimento do seu arcabouço estratigráfico e evolução estrutural. Além de trabalhos gerais sobre a bacia, foram pesquisados principalmente trabalhos sobre os depósitos com idade santoniana, bem como trabalhos envolvendo análise faciológica e petrográfica realizados na bacia.

Após esta primeira visão a respeito da bacia, foi necessária a pesquisa referente aos depósitos de águas profundas, formados principalmente por fluxos gravitacionais, dentre os quais as correntes de turbidez representam o principal mecanismo de formação dos arenitos estudados. Foram compilados trabalhos com enfoque em turbiditos realizados em diversas bacias, procurando por análogos e

exemplos, visando desta forma embasar conceitualmente o estudo realizado neste projeto.

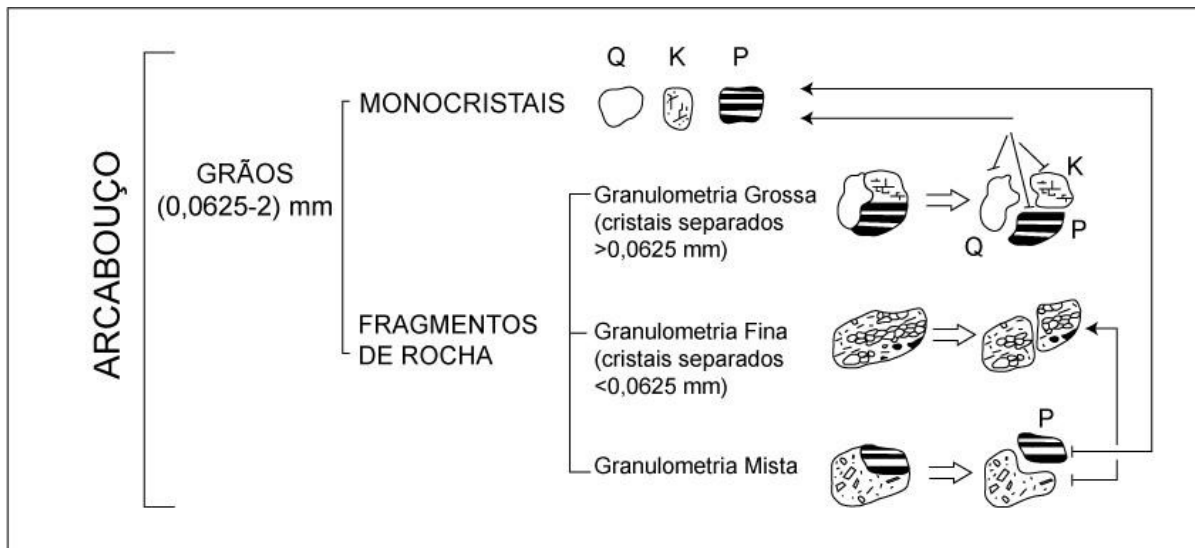
## 2.2. Petrografia e petrofácies de reservatório

A análise petrográfica das lâminas delgadas foi realizada no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As lâminas delgadas foram fornecidas pela Petrobras e selecionadas pelos autores deste estudo visando à boa representatividade do intervalo estudado. Foram selecionadas 49 lâminas delgadas dentre 143 fornecidas, correspondente aos testemunhos A, B, D e E. Para a descrição petrográfica das lâminas foi utilizado microscópio de luz polarizada com *charriot* acoplado, que permite a movimentação em intervalos regulares para contagem de pontos. Os dados petrográficos coletados foram armazenados e processados no *software* Petroledge®.

As lâminas delgadas foram impregnadas por resina *epoxy* azul, visando a melhor visualização da porosidade. Para a identificação dos carbonatos, as lâminas foram tingidas com solução de alizarina e ferrocianeto de potássio (TUCKER, 1988), resultando na reação do carbonato com a solução e consequente coloração destes de acordo com sua composição.

A análise petrográfica incluiu descrições qualitativas e quantitativas. Para a quantificação das lâminas foi utilizado o método de contagem Gazzi-Dickinson (ZUFFA, 1985). Este método consiste na contagem de grãos maiores que silte (0.0625mm) como constituintes separados, identificando o tipo de fragmento de rocha onde ele ocorre (ex: microclínio em fragmento de rocha plutônica). Fragmentos de rochas com textura fina são contados como tal (ex: fragmentos de chert, vulcânica afanítica, etc.) (Fig. 20).



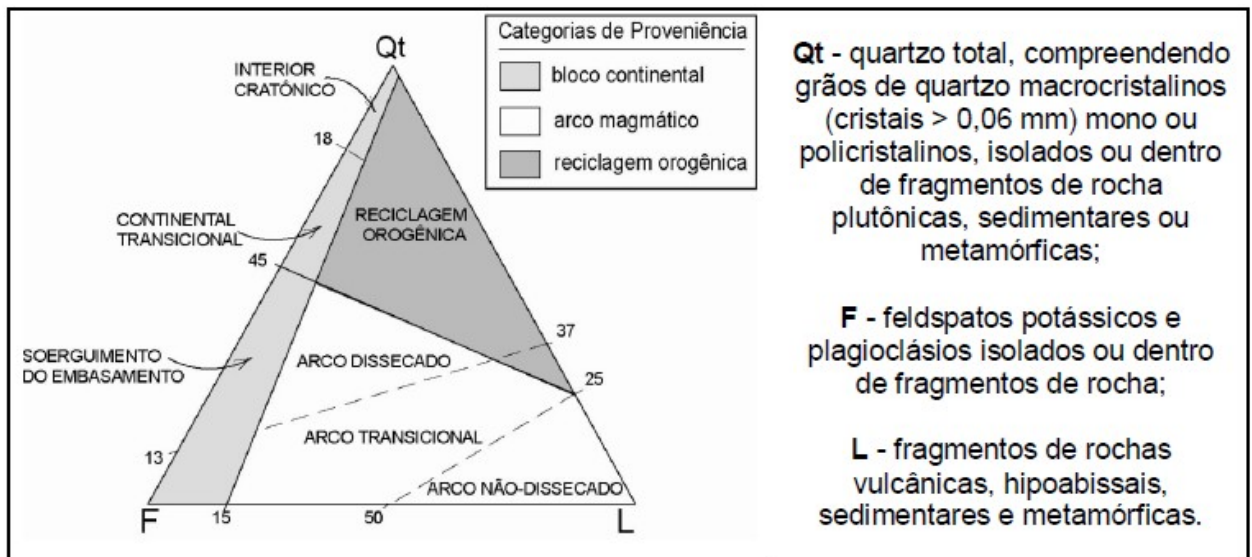


**Figura 20** – Fluxograma ilustrando o método Gazzi-Dickinson. Esta técnica minimiza a o efeito do tamanho de grão na composição do arcabouço dos arenitos (modificado de ZUFFA, 1985).

A utilização do método Gazzi-Dickinson possibilita o reconhecimento do tipo de proveniência (cráton estável, soerguimento do embasamento, arco magmático e reciclagem orogênica), permitindo assim a identificação do ambiente tectônico (intracontinental ou plataforma passiva, rifte de ruptura transformante, arco de ilhas ou arco continental, cinturão orogênico ou complexo de subducção) (Quadro 1) através da utilização de diagramas ternários combinados (Fig. 21).

Tipo de Proveniência	Ambiente Tectônico	Composição das Areias Geradas
Cráton estável	Intracontinental ou plataforma passiva	Areias quartzosas (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 a 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 metassedimentares, com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/L

**Quadro 1** - Tipos de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição das areias geradas (DICKINSON, 1985).



**Figura 21** – Diagrama ternário de proveniência tectônica (modificado de DICKINSON, 1985).

As lâminas foram primeiramente descritas qualitativamente segundo aspectos texturais e estruturais, tais como estrutura, textura, fabrica e grau de seleção, acompanhado por um breve resumo da lâmina analisada.

A seguir foi realizada a quantificação das mesmas através da contagem de 300 pontos por lâmina, descrevendo em detalhe os constituintes primários, diagenéticos e os tipos de poros.

Após a descrição, as lâminas delgadas analisadas foram separadas em petrofácies. O conceito de petrofácies utilizado neste estudo foi definido por De Ros & Goldberg (2007) como a combinação de estruturas deposicionais, textura e composição primário específicas e processos digenéticos visando à caracterização e predição da qualidade de reservatório por meio do reconhecimento das principais feições petrográficas que influenciam e controlam o comportamento do reservatório. Ainda segundo De Ros & Goldberg (2007), a combinação de textura primária e aspectos composicionais com processos e produtos digenéticos específicos corresponde a porosidades e permeabilidades específicas, bem como a assinaturas de perfis e sísmica características.

O método para definição das petrofácies de reservatório começa com petrografia detalhada dos amostras. As amostras então são separadas em grupos de acordo com:

- 1) Estruturas sedimentares, textura e fabrica;

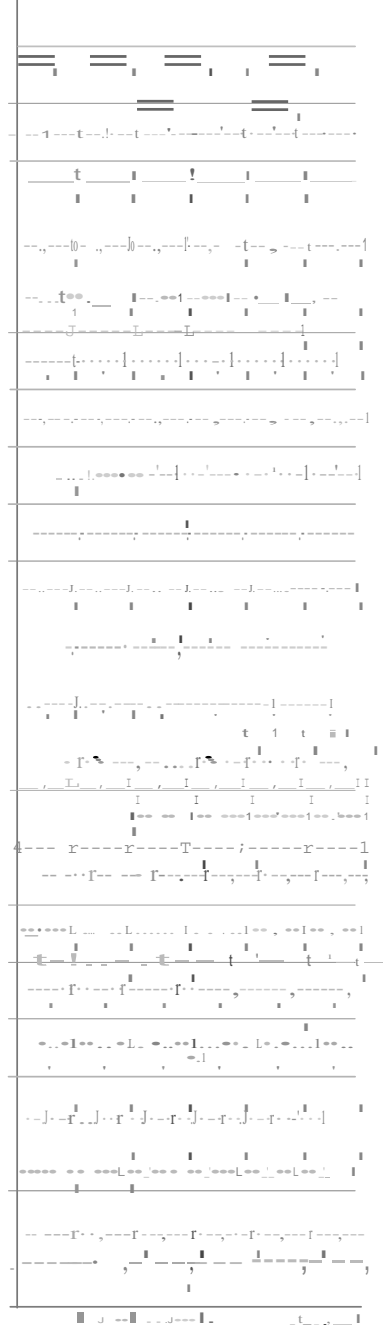
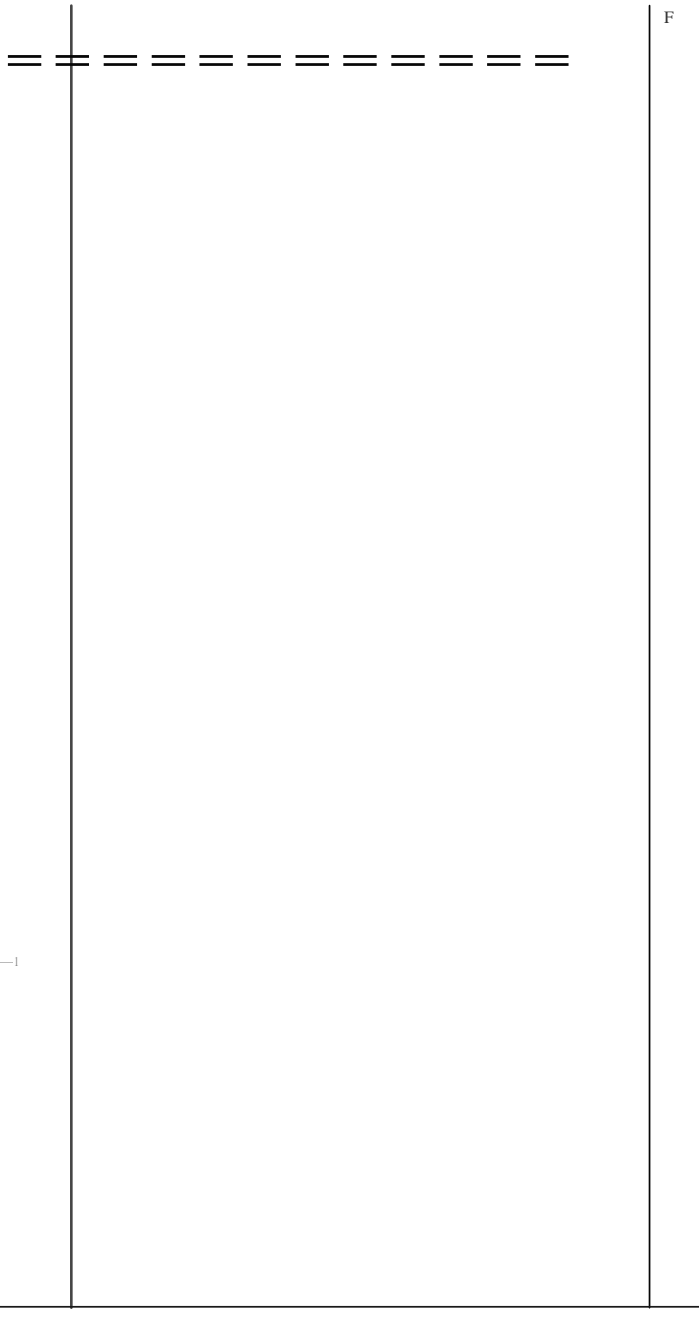
- 2) Atributos composicionais, como tipo, volume e localização dos constituintes primários;
- 3) Tipo, volume, localização, hábito e relações paragenéticas dos constituintes e processos paragenéticos; e
- 4) Tipo de poro, localização e suas relações.

O conceito de petrofácies de reservatório assume que as lâminas agrupadas em cada petrofácies possuem o mesmo comportamento petrofísico. Uma mesma fácies deposicional pode corresponder a diferentes petrofácies de reservatório.

### 2.3. Descrição de testemunhos e análise faciológica

Os testemunhos de cinco poços (A, B, C, D e E) foram descritos na escala 1:100, para tal foi utilizado uma planilha descritiva (Fig. 22). Os testemunhos foram descritos observando características tais como: litologia, textura, estruturas, cor, bioturbação, espessura e outras características sedimentares. Esta etapa de trabalho foi realizada no Laboratório de Geologia da Unidade de Negócios da Bacia de Campos (UN-BC) da Petrobras em Macaé. Ao todo foram levantados 391,80 metros (328,35 m recuperados) de testemunhos.

Posteriormente foram elaborados perfis litológicos no *software* Adobe Illustrator, integrando os dados coletados (descrição de litologia, textura, estrutura, bioturbação, lâminas delgadas analisadas, fotos) e interpretados (fácies, associações de fácies, superfície chaves, sequências T-R) (Fig. 23).

COLUNA ESTRATIGRÁFICA		Seção/unidade:	
ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS HIDRODINÂMICOS OU GRAVITACIONAIS: ▶ ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS EÓSSIS:		Coord. UTM	
M Maciço lam. Plano Paralela Lam.Cruz.Cavajante lam.Ondulada lam.OnduladaTruncada	Estr.Cruz.Bxo. Angulo ZZZ Estr.Cruzada Planar J. Fluidização lam.Convoluta Estrutura em Chama	Estratos cruzados compostos por marcas onduladas Estruturas de adesão Estratos cruzados compostos por fluxos de grãos Estratificação cruzada de baixo-ângulo Estratificação horizontal	Bioturbação Conchas Fósseis Restos Vegetais Marca de raiz
		E: _____	
		N: _____	
		Data: _____	
		Escala: _____	
Estr.Cruz.Acanalada Estr.Cruz.Tangencial		1 T Estrutura de Carga 2 Escorregamento	oto
			
		F	

Ag S Amf Af Am Ag Gr Sx BI

Figura 22 -Planilha descritiva utilizada em laboratório para a descrição dos testemunhos.



Os atributos que definem a fácies segundo Walker (1996) são: cor, geometria, textura, estruturas sedimentares e contudo fossilífero. Segundo Dalrymple, 2010, uma fácies pode ser definida como um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular de litologia e estruturas físicas e biológicas, que conferem um aspecto diferente dos corpos rochosos acima, abaixo e lateralmente adjacentes, as características usadas para definir uma fácies são geralmente aquelas que têm significado genético

A nomenclatura das fácies definida neste trabalho seguem o padrão proposto por Miall (1996) para fácies do sistema fluvial, utilizando letras. A primeira letra é maiúscula e corresponde o tamanho de grão dominante, onde G = *gravel* (cascalho), S = *sand* (areia) e F = *fine-grained* (areia muito fina a argila); a segunda letra corresponde à textura ou estrutura presente na rocha, por exemplo m = *massive* (maciço), l = *laminated* (laminado) e r = *ripples* (laminação cruzada de marcas onduladas) e a terceira letra, também minúscula, quando presente, corresponde a outros elementos presentes na rocha, por exemplo p = *pebbly* (seixoso/cascalhoso) e i = inversa.

As fácies podem ser agrupadas em sucessões verticais de fácies, que são características de um determinado sistema deposicional (Walker & James, 1984). As fácies descritas neste trabalho foram agrupadas em associações de fácies, baseada no trabalho de Mutti & Normark (1987), que dividiram o sistema deposicional turbidítico em canal, overbank, lobo proximal, lobo intermediário e lobo distal.

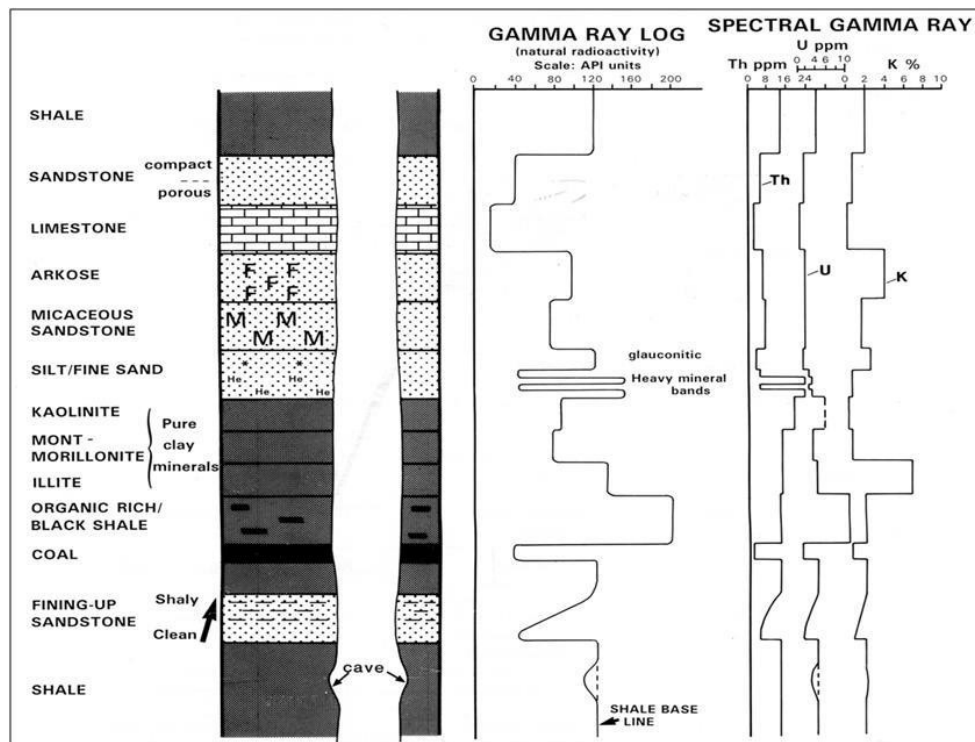
#### **2.4. Calibração rocha-perfil (perfis geofísicos)**

Para este trabalho foram utilizados perfis de raio gama (GR) na calibração rocha-perfil, devido à boa resposta que o mesmo fornece na identificação das diferentes litologias, fornecendo assim uma visualização adequada dos padrões de empilhamento retrogradacionais e progradacionais. Também foi utilizado o perfil de densidade na comparação com as associações de petrofácies de reservatório.

O perfil de raio gama registra a radioatividade natural da formação geológica. Esta radioatividade é emitida principalmente pelos elementos urânio, tório e potássio

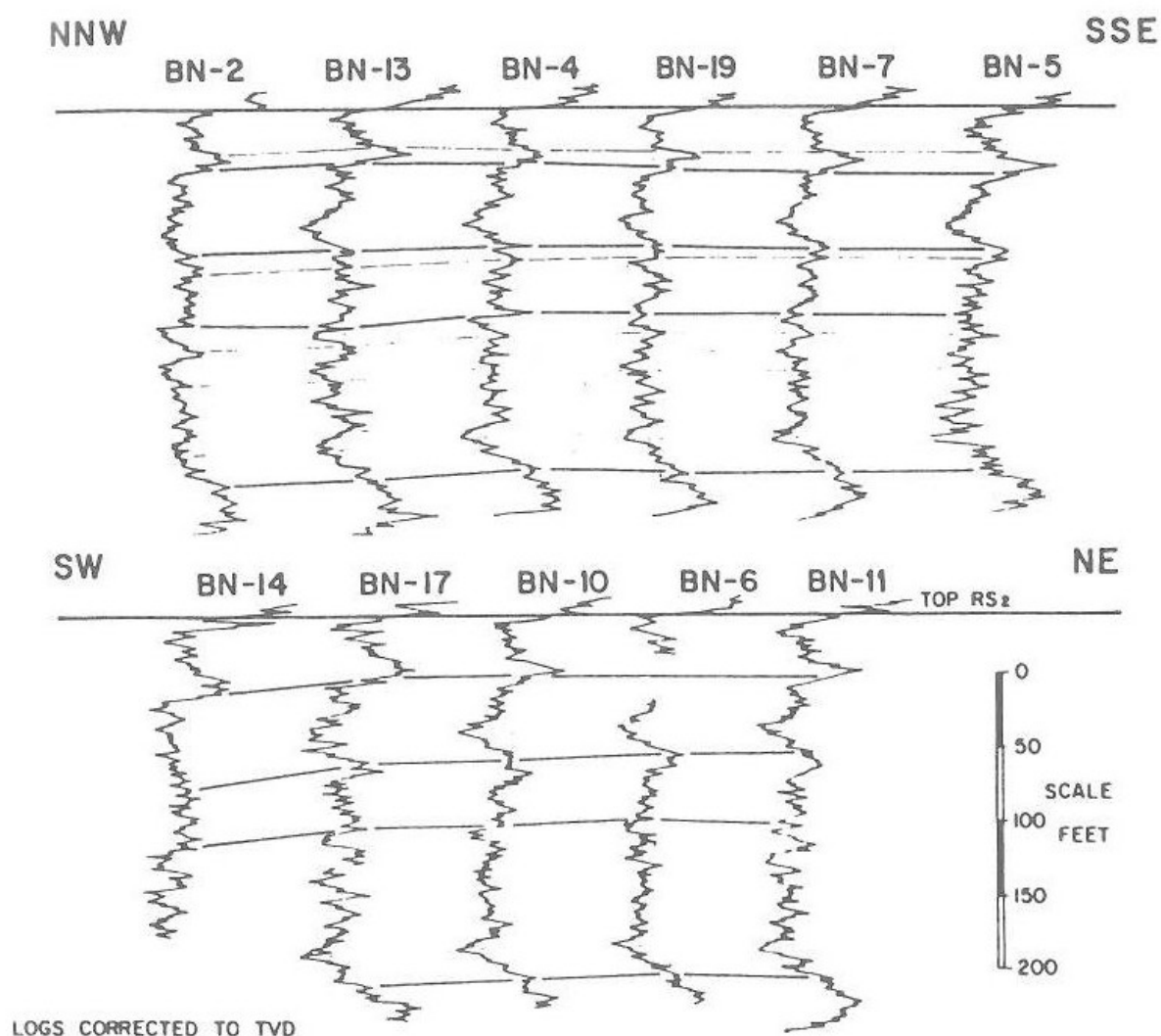
(U, Th e K). A maioria das rochas possui algum grau de radioatividade, sendo que rochas ígneas e metamórficas possuem maior radioatividade do que as sedimentares. Dentre as rochas sedimentares, pelitos apresentam a maior radiação. A unidade de medida do GR é expressa em API (*American Petroleum Institute*). A escala utilizada para visualização deste perfil é definida localmente, mas escalas comuns são 0-100 ou 0-150 API (Rider, 2000).

O GR é utilizado como um indicador de litologia, visto que o mesmo sugere onde os pelitos podem ser esperados (altos valores de GR). O principal componente das rochas detríticas com granulometria grossa é o quartzo, e este mineral não possui radioatividade. Consequentemente, arenitos limpos apresentam baixo valor de GR (Fig. 24). Minerais associados, como feldspatos, micas, minerais pesados e fragmentos líticos possuem radioatividade, o que pode levar aos arenitos possuírem valores de GR altos a moderados, dependendo da composição dos mesmos. Vários exemplos de arenitos radioativos podem ser citados, entre eles as areias finas micáceas do Mar do Norte, Membro Rannoch (NYBERG, *et al.*, 1978), arenitos arcóseos em geral e areias marinhas ricas em glauconita.



**Figura 24** – Exemplos de respostas típicas do perfil de Raio Gama. F= feldspato, M= mica, \*= glauconita (retirado de RIDER, 2000).

O perfil de Raio Gama é um dos mais utilizados para correlações (Fig. 25), devido a ser uma indicação da litologia, por ser muito frequentemente adquirido e por não ser afetado pela profundidade. Além disso, os valores das formações pelíticas, apesar de ser geralmente variável, em um mesmo nível estratigráfico tende a apresentar características semelhantes, permitindo desta forma a sua correlação. Alguns estudos mostram que picos de GR nas sequências pelíticas representam seções condensadas (superfícies de inundação máxima em Estratigrafia de Sequências), que são linhas de tempo efetivas e podem ser correlacionadas (RIDER, 2000).



**Figura 25** – Exemplo de seção de correlação usando perfil de raio gama, Campo Baronia, Sarawak. (retirado de SCHERER, 1980, *apud* RIDER, 2000).

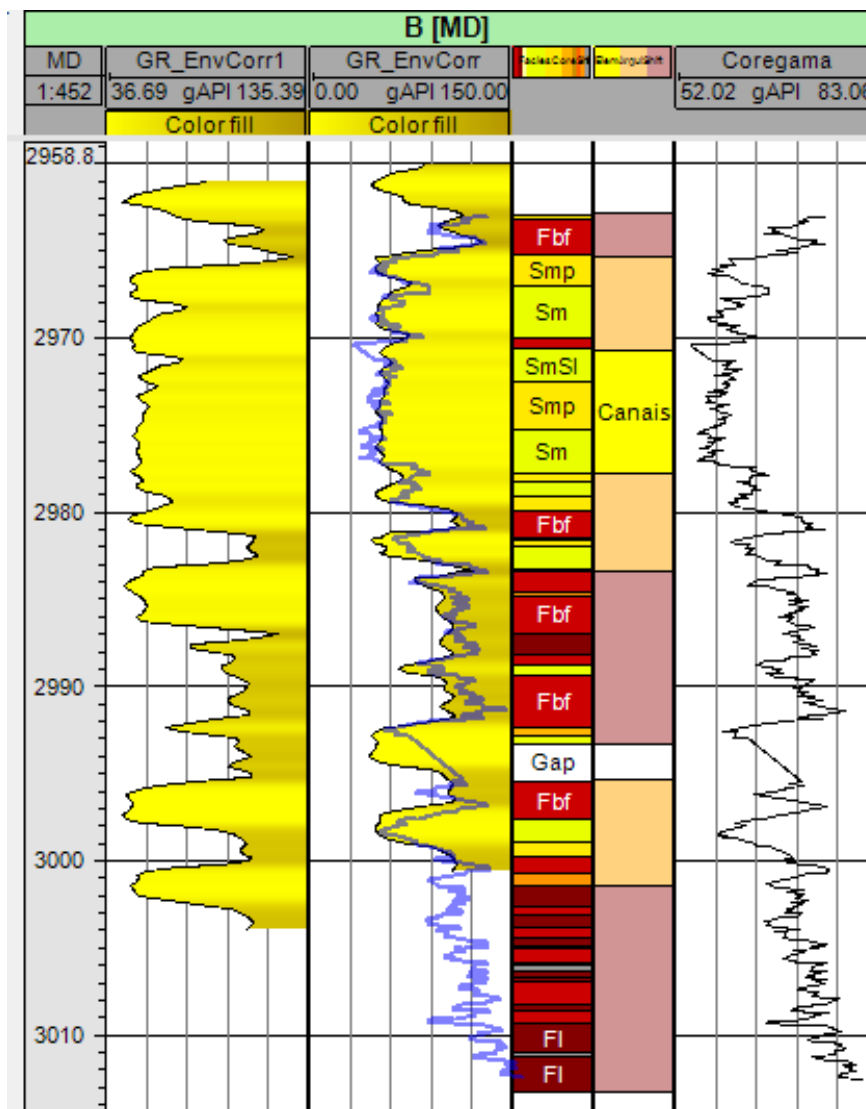


O perfil de densidade mede a densidade total da rocha, incluindo a matriz e os fluidos presentes nos poros. Este perfil logo pode ser utilizado para calcular a porosidade, e indiretamente a densidade dos hidrocarbonetos presentes. Pode ainda ser um bom indicador para a litologia, sendo usado para identificar certos minerais. A tabela 1 mostra a densidade de alguns elementos comumente encontrados nas rochas. A densidade é normalmente plotada em escala linear, sendo utilizado o intervalo 1,95 a 2,95g/cm<sup>3</sup> para carbonatos e 1,65 a 2,65g/cm<sup>3</sup> para arenitos (RIDER, 2000).

**Tabela 1** – Densidade de alguns dos componentes mais comuns encontrados nas rochas (Modificado de Schlumberger, 1989).

Componente	Fórmula/concentração	Densidade real (g/cm <sup>3</sup> )	Densidade dada no perfil (g/cm <sup>3</sup> )
Quartzo	SiO <sub>2</sub>	2,654	2,648
Calcita	CaCO <sub>3</sub>	2,710	2,710
Dolomita	CaCO <sub>3</sub> MgCO <sub>3</sub>	2,850	2,850
Halita	NaCl	2,165	2,032
Gipsita	CaSO <sub>4</sub> 2H <sub>2</sub> O	2,320	2,351
Anidrita	CaSO <sub>4</sub>	2,960	2,977
Silvita	KCl	1,984	1,863
Água	H <sub>2</sub> O	1,000	1,000
Água salgada	200.000 ppm	1,146	1,135
Óleo	N(CH <sub>2</sub> )	0,850	0,850

Para a correta correlação entre os perfis geofísicos e os testemunhos foi necessário realizar a correção de profundida (*depth shift*) dos perfis. Esta diferença de profundida dá-se devido a tensão exercida no cabo das ferramentas de perfilagem, que pode variar de alguns centímetros até metros, podendo também apresentar valores tanto positivos e quanto negativos. Para esta correção, foram utilizados os perfis de raio gama dos poços e comparados com os perfis de raio gama dos testemunhos (Coregama), para tal utilizou-se o *software* Petrel®, e a função *create ghost curve* (Fig. 26).



**Figura 26** – Exemplo de correção de profundidade realizado no poço B. (Tracks da direita para a esquerda: 1) Profundidade medida (MD) em metros; 2) perfil de raio gama do poço sem correção; 3) perfil de raio gama do poço corrigido, e em azul curva fantasma do perfil de raio gama do testemunho; 4) perfil de fácies; 5) perfil de associação fácies; e 6) perfil de raio gama dos testemunhos.

## 2.5. Mapa de espessura

O mapa de espessura representa a variação de um pacote sedimentar através de curvas com mesma espessura. A partir dos mapas de espessura é possível fazer inferências a respeito das áreas de maior acumulação de sedimentos (depocentros), bem como a interpretação da história da bacia sedimentar.

Uma isópaca representa uma linha em planta, que une pontos de igual espessura no pacote estudado. Sendo assim, o mapa de isópacas reflete a variação de espessura do intervalo (MIALL, 1990).

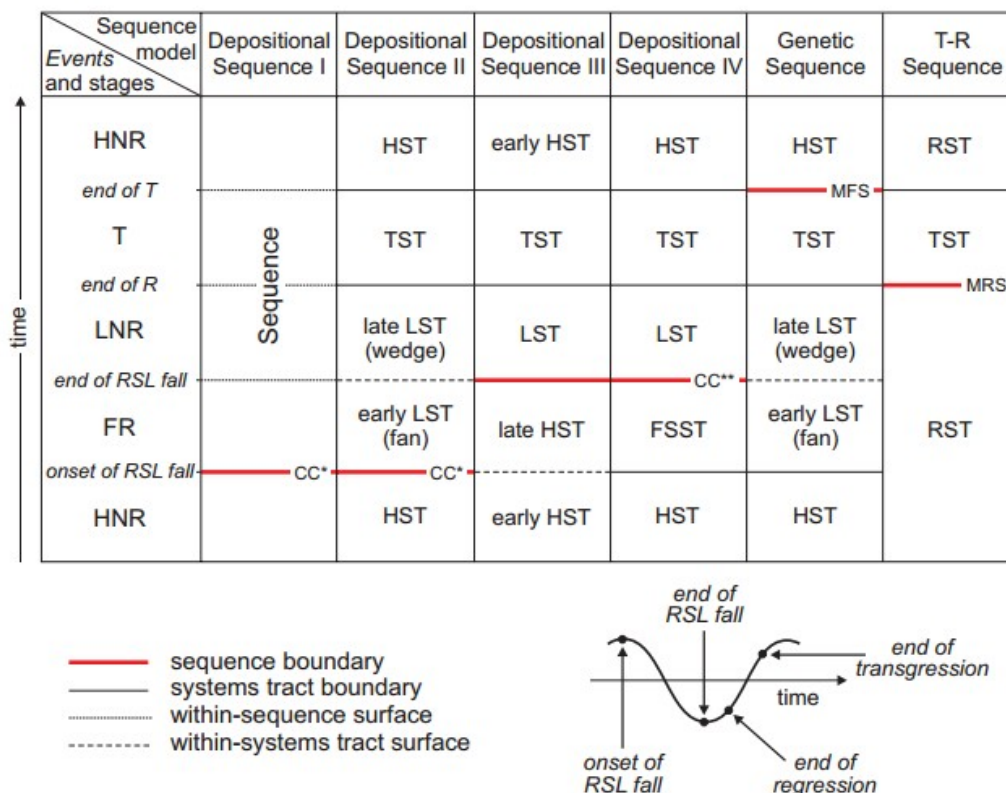
Para a elaboração dos mapas de isópacas deste trabalho foi utilizado o *software* Petrel®, desenvolvido pela empresa Schlumberger. Os mapas gerados foram baseados na análise dos perfis de Raio Gama. Estes foram analisados e determinou-se um valor de *cut-off*, baseado nos testemunhos e nas características do perfil, que separa os valores correspondentes a arenitos e pelitos. A partir da definição do *cut-off*, foram gerados perfis com os valores de areia e lama, utilizados para calcular a espessura de cada uma destas classes litológicas. O algoritmo utilizado para a confecção dos mapas de isópacas foi o método *Kriging*.

## 2.6. Arcabouço estratigráfico

Para estabelecer o arcabouço estratigráfico foram construídas uma série de seções estratigráficas de correlação de poços nos sentidos *dip* e *strike* na área estudada. Com base na análise das seções de correlação, foram observados diferentes padrões de empilhamento, que por sua vez definem superfícies estratigráficas e sequências deposicionais. O conceito de sequência deposicional foi introduzido por Mitchum *et al.* (1977) como uma “sucessão de estratos relativamente concordante, geneticamente relacionados, limitados no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlatas”. Um sequência deposicional corresponde ao produto de um ciclo completo de variação do nível de base, ou seja, é uma sucessão de tratos de sistemas depositados entre os pontos de inflexão da curva eustática (Posamentier *et al.*, 1988).

Neste trabalho foram aplicados os conceitos de Sequência Transgressiva – Regressiva (T-R) (EMBRY & JOHANNESSEN, 1992) para definir as sequências que encontradas na área analisada. As sequências T-R utilizam como limites a discordância subaérea e a superfície de regressão máxima (SRM) como conformidade correlativa. Internamente esta sequência pode ser dividida em dois tratos de sistema, o trato de sistema transgressivo e o trato de sistema regressivo,

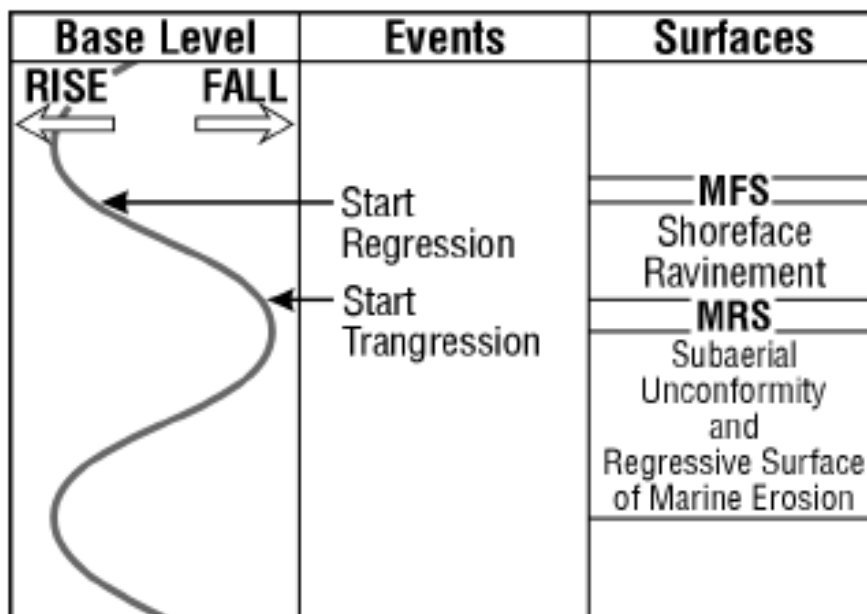
separados pela superfície de inundação máxima (SIM). Os outros modelos de seqüência deposicional envolvem o reconhecimento de outras superfícies (Fig. 27), que muitas vezes não são facilmente observadas em trabalhos baseados apenas no perfil de raio gama e testemunhos descritos, o que torna o modelo de seqüência T-R proposto por Embry & Johannessen (1992) é o mais adequado para neste estudo.



**Figura 27** – Comparação entre os diferentes tipos de seqüências deposicionais, com suas superfícies limítrofes correspondentes (retirado de Catuneanu *et al.*, 2011).

Foram reconhecidos e marcados nos perfis de raio gama os padrões de empilhamento. O padrão de empilhamento progradacional ocorre quando fácies distais sendo recobertas pelas fácies próximas, ou seja, fácies de granulometria mais fina recobertas por fácies de granulometria mais grossa, o que é representado no perfil GR por valores maiores de gama na base, passando para valores menores em direção ao topo. O padrão de empilhamento retrogradacional representa o oposto do progradacional, com as fácies distais recobrindo as fácies proximais, no perfil GR valores de raio gama menores na base, passando para maiores no topo. A partir do reconhecimento dos padrões de empilhamento, foi possível demarcar os superfícies limítrofes e os tratos de sistema.

Duas superfícies limítrofes foram reconhecidas: Superfície de Regressão Máxima (SRM) e Superfície de Inundação Máxima (SIM). A SIM é formada quando a taxa de subida do nível de base ultrapassa a taxa de sedimentação, o que leva o deslocamento da linha de costa em direção ao continente (i.e. transgressão), e caracteriza uma mudança de uma sucessão com tendência de raseamento para o topo (*shallowing-upward*) para uma tendência de aprofundamento para o topo (*deepening-upward*), ou seja empilhamento retrogradacional. Já a SRM é formada em contexto oposto a SIM, com a taxa de sedimentação ultrapassando a taxa de subida do nível do mar, e causando o deslocamento da linha de costa em direção à bacia, (i.e. regressão) (Fig. 28) (EMBRY, 2002). A SIM divide a sequência em trato de sistema transgressivo (abaixo) e trato de sistema regressivo (acima).

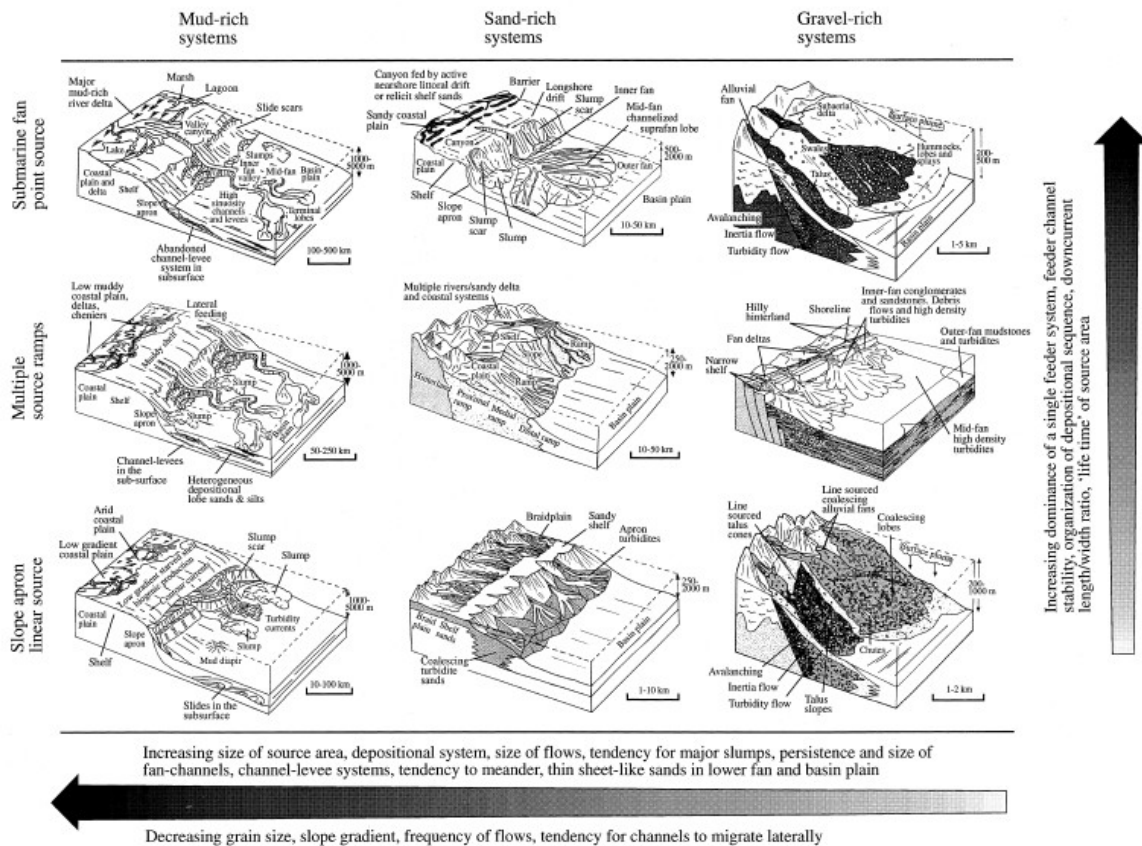


**Figura 28** – Ciclo de variação do nível de base e locais onde são gerados a SRM e SIM (retirado de EMBRY, 2002).

## 2.7. Modelo geológico

A etapa final deste estudo consistiu na integração de todos os dados coletados e analisados, individualmente e em conjunto, através combinação das

diferentes técnicas utilizadas, o que possibilitou definir o modelo geológico para a área analisada. Foram analisados individualmente cada testemunho descrito, integrando a análise e distribuição de fácies e associação de fácies, petrografia e identificação de petrofácies e os respectivos resultados observados nos perfis geofísicos, resultando no modelo 1D dos poços. Também foi analisada a distribuição de areias e lamas nos poços da área, e gerados mapas de espessura para as mesmas, o que possibilitou o entendimento da distribuição destas litologias na área. Por fim, através da integração faciológica, petrográfica e estratigráfica e com base na literatura disponível acerca de modelos conceituais de sistemas de águas profundas (Fig. 29), propôs-se o modelo deposicional para a área estudada.



**Figura 29** – Sumário dos modelos deposicionais conceituais de sistemas de águas profundas, com base no volume e tamanho de grão disponível e na natureza do sistema de abastecimento, proposto por Reading & Richards (1994) *apud* Stow & Mayall (2002).

### 3. Resultados

#### 3.1. Petrografia

Neste estudo foram analisadas 49 lâminas delgadas provenientes de 4 poços (poços A, B, D e E), sendo 40 análises quantitativas e 09 análises qualitativas (Tabela 2). O poço não possui lâminas delgadas. Todas as amostras analisadas constituem rochas siliciclásticas (*sensu* ZUFFA, 1980), o que corresponde a rochas com menos de 33% de grãos intrabaciais.

A granulometria das lâminas analisadas varia entre lutitos e conglomerados arenosos. As nove amostras analisadas qualitativamente são lutitos, e as 40 amostras restantes são arenitos e conglomerado arenoso (*sensu* FOLK, 1968), tendo estes dois grupos de amostras sido descritos separadamente abaixo.

**Tabela 2** – Tabela contendo a relação de lâminas analisadas, relatando o testemunho, profundidade e tipo de descrição, onde quant = quantificada (análise quantitativa) e desc = descrita (análise qualitativa).

Testemunho	Profundidade	Análise
E	3062.8	quant
E	3057.85	quant
E	3050.35	quant
E	3049.7	quant
E	3046.9	quant
E	3028.25	quant
E	3025.7	quant
E	3024.8	desc
E	3016.6	quant
E	3010.5	quant
E	2990.7	quant
E	2989.7	quant
E	2985.5	quant
E	2985	quant
E	2978.9	desc
D	3045.3	quant
D	3036.4	quant
D	3028.95	quant
D	3027.8	quant
D	3016.05	quant
D	3007.6	desc

D	2997.4	quant
D	2994.8	quant
D	2979.3	quant
D	2974.2	quant
D	2970.75	quant
D	2970.25	desc
D	2965.5	desc
D	2960.8	desc
B	3011	desc
B	2999.5	quant
B	2993	quant
B	2992.5	quant
B	2989.25	quant
B	2983.3	quant
B	2971.7	quant
B	2971	quant
B	2965.5	quant
B	2964.95	desc
B	2963.35	desc
A	3060.95	quant
A	3038.7	quant
A	3027.45	quant
A	3024.75	quant
A	3022.85	quant
A	3017.8	quant
A	3013.3	quant
A	2992.2	quant
A	2985.65	quant

### 3.1.1. Petrologia dos Lutitos

Das nove amostras de lutitos, oito foram descritas qualitativamente e apenas uma foi descrita quantitativamente.

#### 3.1.1.1. Estruturas, textura e composição primária

A grande maioria das lâminas de lutitos apresenta fissilidade ótica (Fig. 30A) e as estruturas mais comuns são laminação plano-paralela e bioturbação (Fig. 30B).

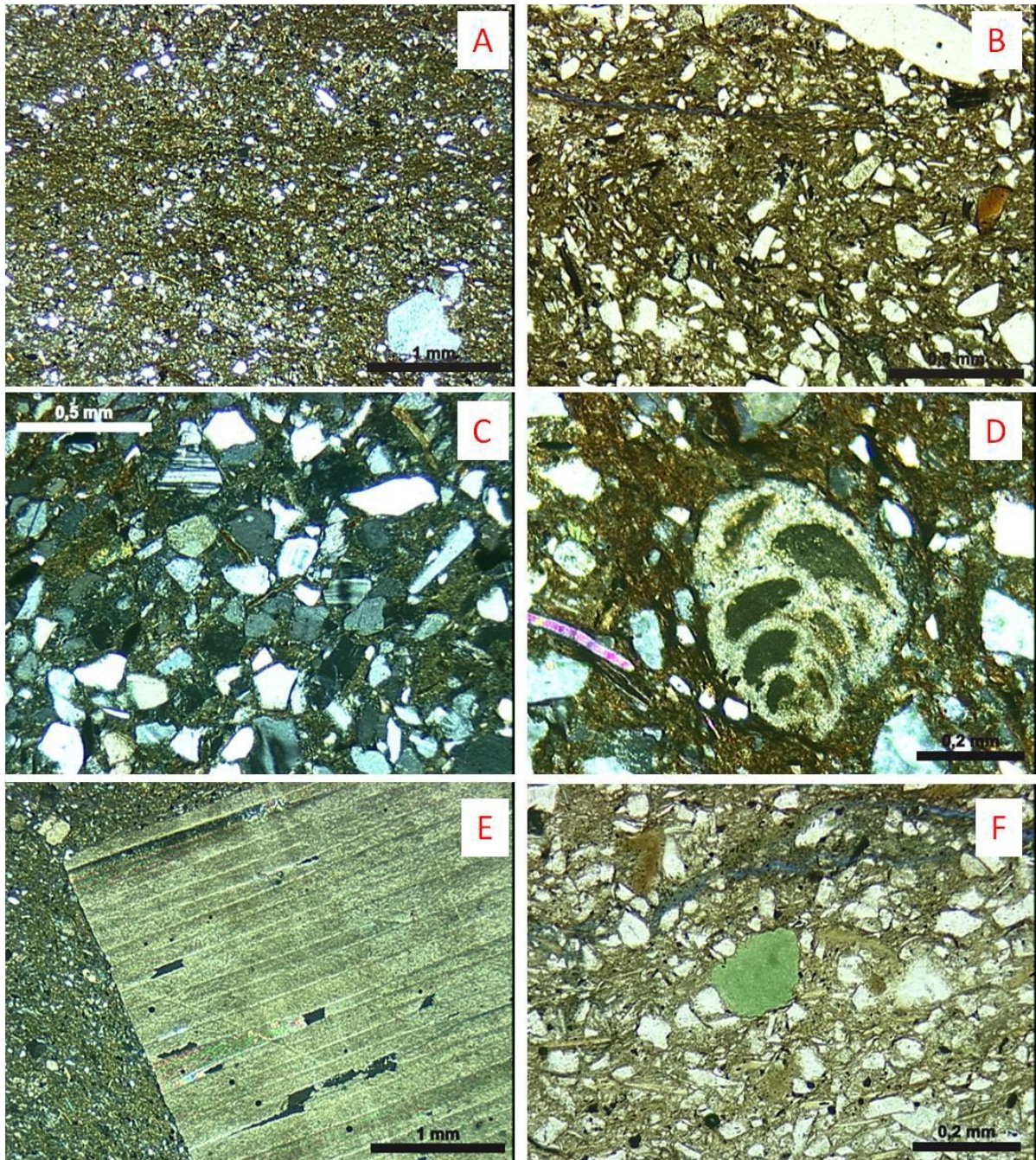


A granulometria varia entre lutitos, lutitos arenosos e lutitos arenosos levemente conglomeráticos, bem até muito mal selecionados, com presença de grãos de areia fina até grânulos (Fig. 30A). Os grãos de tamanho areia e grânulos são subarredondados a subangulosos, com baixa esfericidade.

As amostras analisadas possuem composição quartzo-feldspática com matriz argilosa comum a abundante (Fig. 30C). Fragmentos líticos são raros. É comum a presença de bioclastos, principalmente de foraminíferos bentônicos e plantônicos.

Os grãos de quartzo são monocristalinos. Os feldspatos encontrados correspondem a microclínios, ortoclásios e plagioclásios em proporções semelhantes. Alguns grãos de feldspato detrítico estão albitizados. Biotita e muscovita ocorrem em todas as amostras, em geral em pequenas quantidades (raro a comum). Fragmentos líticos são raros, correspondem a fragmentos de calcário, de meta-arenito, de rocha plutônica e de rocha vulcânica. Outros componentes extrabaciais incluem minerais detríticos pesados em quantidades traço (granadas, turmalinas, zircões e opacos).

Os constituintes intrabaciais presentes são bioclastos (Figs. 30D e E), radiolários, intraclastos lamosos e pelóides de glauconita (Fig. 30F). Os bioclastos presentes são principalmente de foraminíferos (bentônicos calcários e aglutinantes e plantônicos), bivalves, braquiópodes, gastrópodes, e fosfáticos indiferenciados (restos de peixes). Dentre os bivalves, a ocorrência mais comum é do gênero *Inoceramus* (Fig. 30E).



**Figura 30** - Fotomicrografias das texturas, estruturas e composição dos lutitos analisados. A) Folhelho siltico-argiloso, com fissilidade ótica. Grãos de areia dispersos. Polarizadores descruzados (//P). B) Folhelho composto por argilominerais, quartzo, feldspatos (ortoclásio, plagioclásio e microclínio), micas (muscovita e biotita) e opacos, bioturbado. //P. C) Siltito arenoso, bioturbado. Polarizadores cruzados (XP). D) Bioclasto de foraminífero bentônico. XP. E) Bioclasto de *Inoceramus* em folhelho argiloso. XP. F) Pelóide de glauconita. //P.

### 3.1.1.2. Diagênese

Os principais constituintes diagenéticos observados nos lutitos foram pseudomatriz, albita, calcita, glauconita, pirita, quartzo e siderita.

Pseudomatriz lamosa (Fig. 31A) gerada pela compactação mecânica de intraclastos lamosos é comumente observada nas lâminas analisadas. Também foi observado compactação química, evidenciada pelos contatos retos entre micas e quartzo (Fig. 31B).

A albita não é um constituinte diagenético comum. A mesma ocorre como constituinte intragranular, substituindo feldspatos detríticos (Fig. 31C).

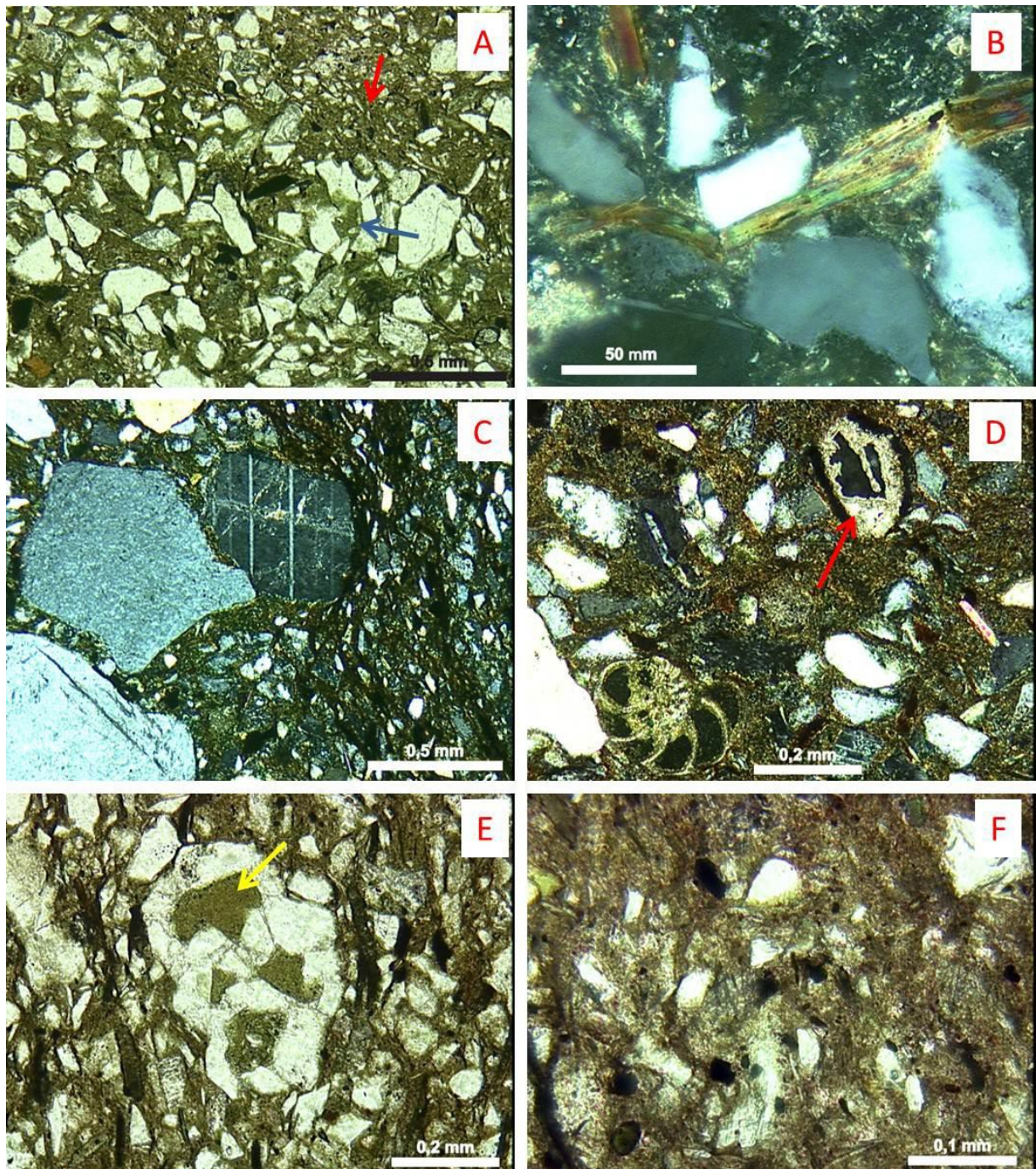
Calcita é um componente diagenético comum a raro, apresentando diversos hábitos: blocoso, macrocristalino, microcristalino (Fig. 31D) e poiquilotópico. Este constituinte é sempre como intragranular substitutivo, substituindo constituintes primários diversos (intraclastos lamosos, matriz argilosa singenética, biotita, ortoclásio, quartzo e constituintes primários indiferenciados).

Glauconita microcristalina ocorre em quantidades traço, preenchendo poros em bioclastos (Fig. 31E).

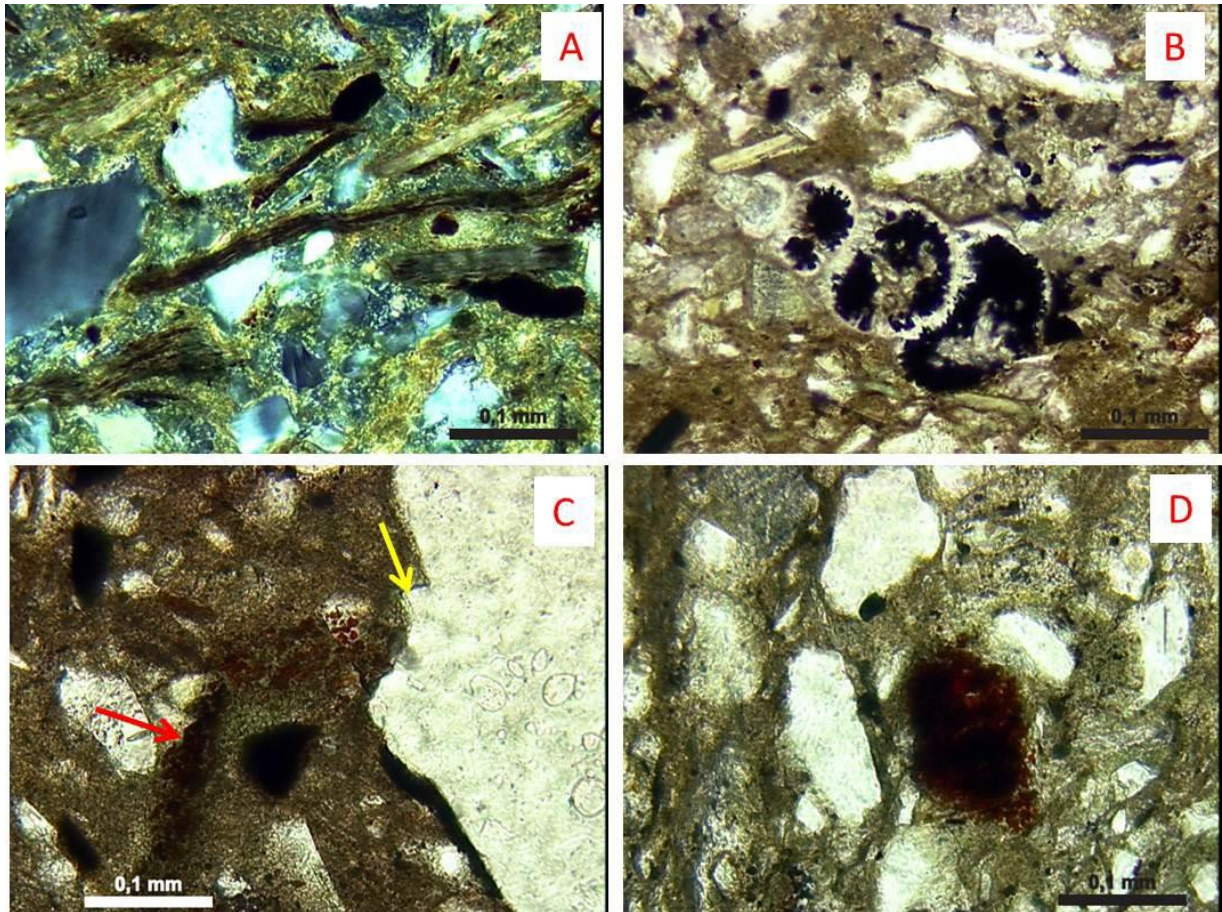
A pirita está presente em todas as amostras de lutitos analisadas. Este mineral pode apresentar hábito blocoso substituindo a matriz, ou mais comumente hábito framboidal, substituindo constituintes primários, entre os quais matriz (Fig. 31 F), biotita e fragmentos carbonosos, expandindo micas (Fig. 32A) e preenchendo poros em bioclastos (Fig. 32B).

Quartzo diagenético, quando presente, ocorre como projeções prismáticas, cobrindo quartzo detrítico monomineralico (Fig. 32C).

Siderita microcristalina pode substituir pseudomatriz, matriz, intraclastos lamosos (Fig. 32D) e grãos de biotita.



**Figura 31** – Fotomicrografias dos principais constituintes diagenéticos presentes nos lutitos analisados. A) Intraclastos argiláceos, esverdeados (seta azul) e intraclastos lamosos com nanofósseis, de tom marrom (seta vermelha), compactados formando pseudomatriz. Polarizadores descruzados (//P). B) Mica com feições de compactação química (contato reto com o quartzo) e mecânica. Polarizadores cruzados (XP). C) Albita microcristalina substituindo plagioclásio. XP. D) Calcita microcristalina substituindo ortoclásio detrítico (seta vermelha). XP. E) Foraminífero bentônico aglutinante, com câmaras preenchidas por glauconita microcristalina (seta amarela). //P. F) Pirita substituindo matriz singenética. //P.



**Figura 32** – Fotomicrografias dos principais constituintes diagenéticos presentes nos lutitos analisados. A) Pirita framboidal substituindo e expandido biotitas. Polarizadores cruzados (XP). B) Bioclasto de foraminífero com câmaras preenchidas por pirita. Polarizadores descruzados (//P). C) Projeção prismática de quartzo cobrindo quartzo detrítico (seta amarela). Siderita microcristalina substituindo intraclasto lamoso (seta vermelha). //P. D) Siderita substituindo pseudomatrix. //P.

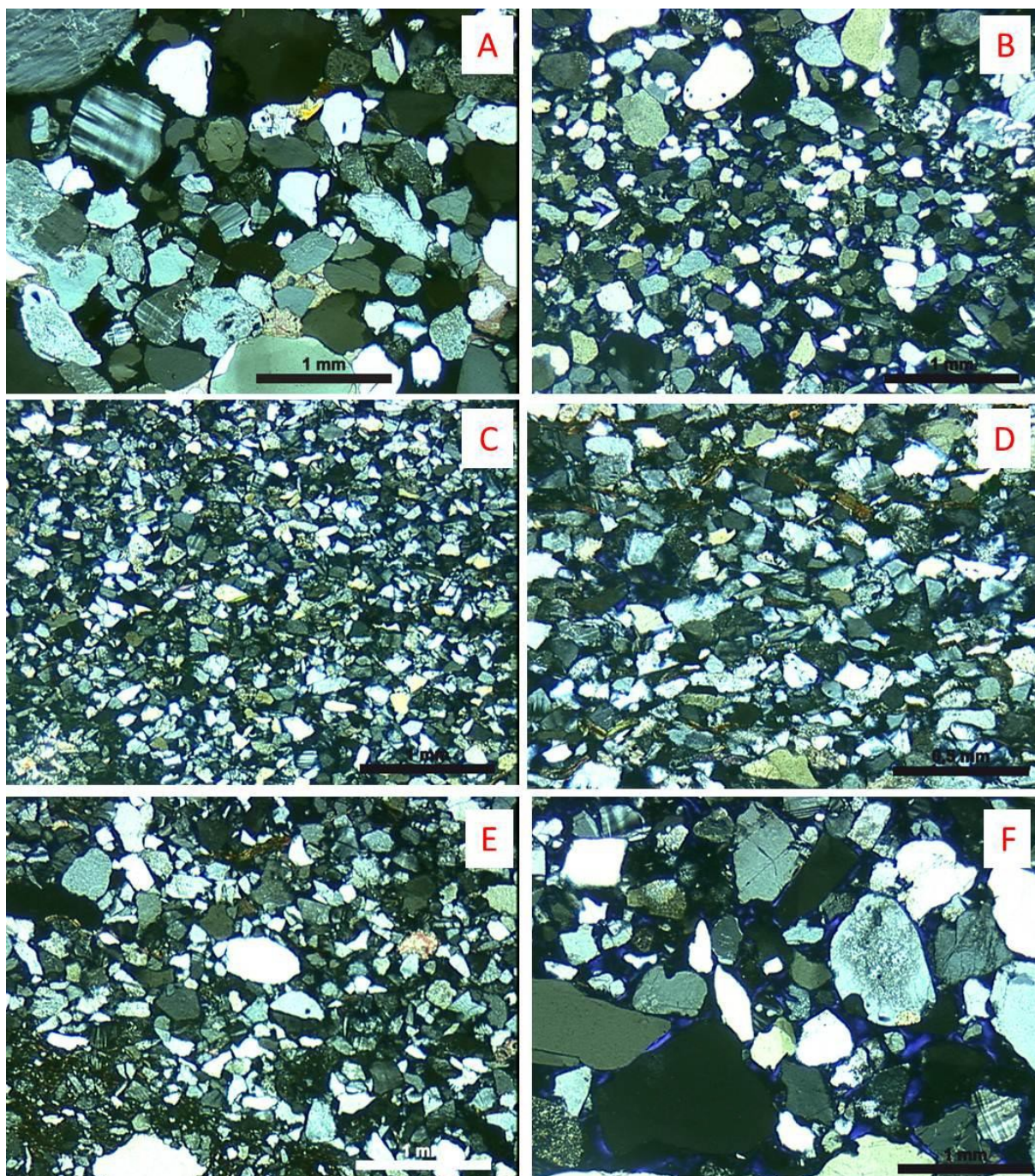
### 3.1.2. Petrologia dos Arenitos

Dentre as 40 amostras de arenito analisadas, 39 foram descritas quantitativamente e apenas uma amostra foi descrita qualitativamente, devido a grande quantidade de matriz da mesma, o que dificulta a descrição quantitativa. As médias e máximas foram calculadas a partir da quantificação e são expressas em porcentagem.

### 3.1.2.1. Estruturas, texturas e composição primária

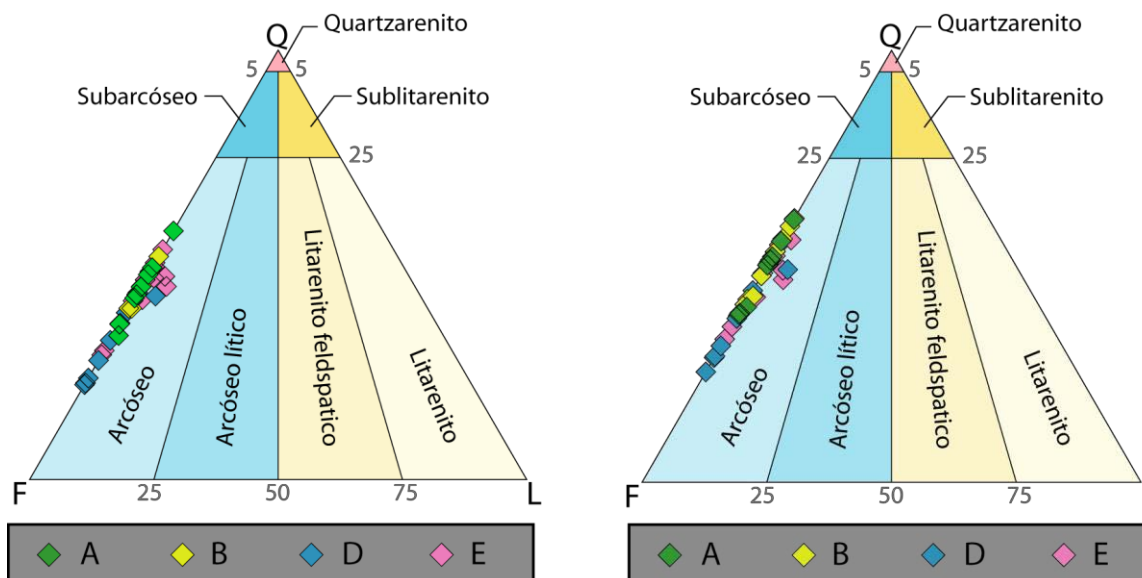
Os arenitos analisados possuem estrutura deposicional predominantemente maciça, podendo ocorrer também estratificação cruzada e laminação plano-paralela. Os arenitos com estrutura maciça (Fig. 33A) são caracterizados por orientação caótica dos grãos. Nas amostras com laminação plano-paralela a laminação é marcada por diferenças de granulometria (Fig. 33B). Estes arenitos podem apresentar bioturbação, mas esta não é uma feição comum.

A granulometria das amostras analisadas varia de areia fina a seixos, com predominância de arenitos finos (Fig.33C). O grau de seleção varia de muito bem (Fig. 33D) a muito mal selecionado (Fig. 33E), sendo predominantemente mal selecionado. Os grãos são principalmente subarredondados a subangulosos. O empacotamento varia de frouxo a normal (Fig. 33F).



**Figura 33** - Fotomicrografias dos arenitos e conglomerados analisados. A) Arenito médio conglomerático, mal selecionado, maciço, arcóseo. Polarizadores cruzados (XP). B) Arenito laminado, com laminação granulométrica, moderadamente selecionado, arcóseo. XP. C) Arenito fino levemente conglomerático, moderadamente selecionado, arcóseo. XP. D) Arenito fino bem selecionado, arcóseo. XP. E) Conglomerado arenoso, muito mal selecionado, arcóseo. XP. F) Arenito muito grosso, levemente conglomerático, muito mal selecionado, com empacotamento aberto. XP.

Em relação à composição primária essencial dos arenitos, todas as amostras foram classificadas como arcóseos *sensu* Folk (1968), com composição média  $Q_{41}F_{59}L_0$ (original) e  $Q_{46}F_{54}L_0$  (atual) (Fig. 34).



**Figura 34** - Diagrama composicional de Folk Original (à esquerda) e Folk Atual (à direita) para as 40 lâminas quantificadas nos poços A, B, D e E.

Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos (méd.=25%, máx.=36%). Subordinadamente ocorrem grãos de quartzo policristalinos (méd.=1,5%; máx.=7%).

Dentre os feldspatos detríticos há predomínio de ortoclásio (méd.= 10%; máx.=32%), seguido por microclínio (méd.=5%; máx.=14%), plagioclásio (méd.=4%; máx.=10%) e subordinadamente pertita (méd.=1,5%; máx.=5%).

Os litoclastos incluem fragmentos de rocha plutônica (Fig. 35A), vulcânica, sedimentar e metamórfica de baixo grau (Fig. 35B).

Micas ocorrem em praticamente todos os arenitos estudados, mas não de forma abundante. Biotitas (méd.= 1%; máx.= 4%) são levemente mais predominantes do que muscovitas (méd.=<1%; máx.=1%). As micas comumente estão alteradas devido à diagênese, podendo estar substituídas e expandidas, geralmente por pirita, ou deformadas devido à compactação mecânica.

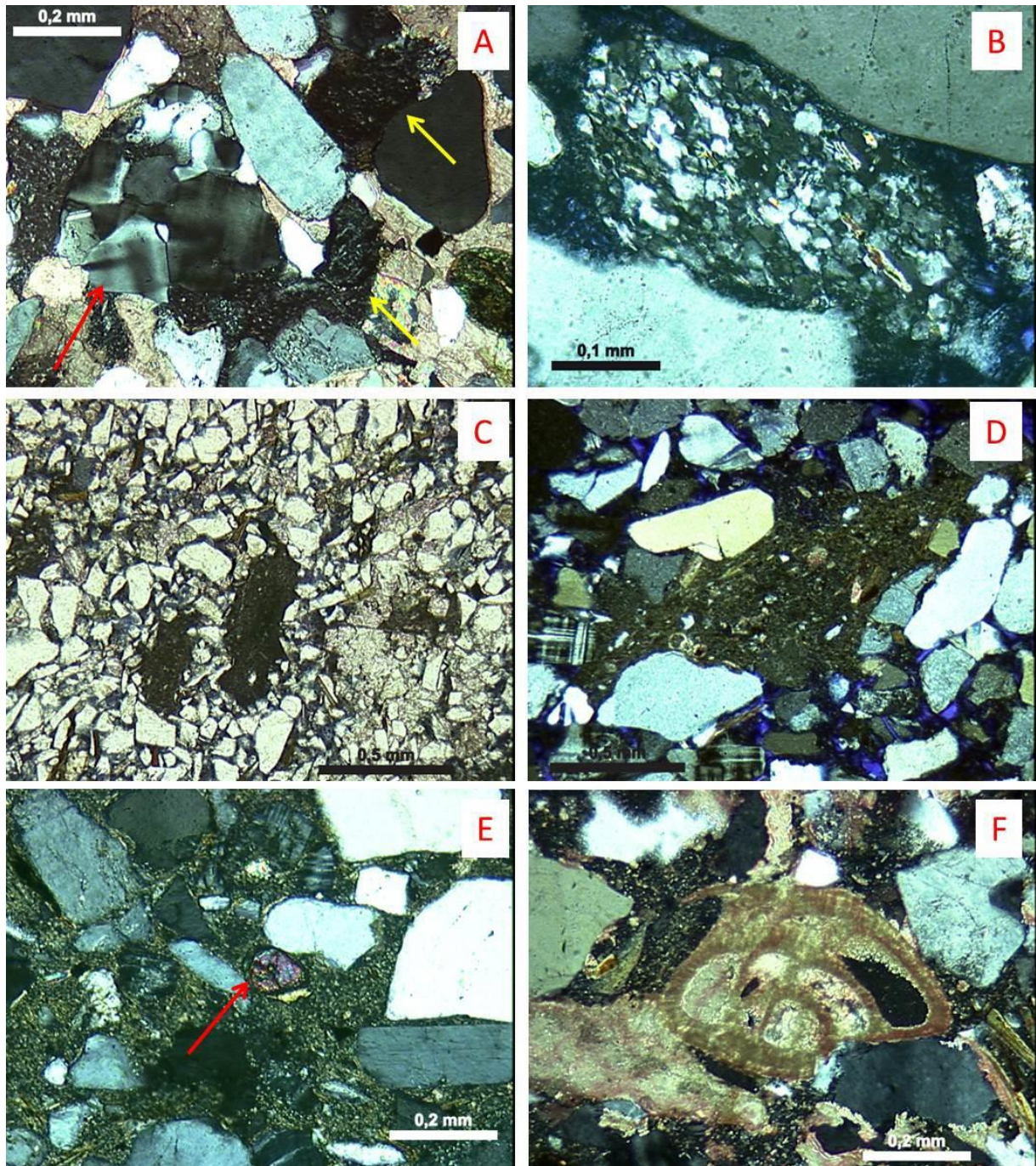
Os constituintes intrabaciais não-carbonáticos incluem principalmente intraclastos lamosos (méd.= 1%; máx.= 6%) (Figs. 35C e D). Intraclastos arenosos ocorrem menos frequentemente, mas em grandes quantidades (méd.= 2%; máx.=46%). Outros constituintes intrabaciais não-carbonáticos menos abundantes são: pelóides de glauconita (méd.=<1%; máx.=1%), raramente deformados, pelóides argilosos indiferenciados (méd.=<1%; máx.= 1%) e bioclastos fosfáticos (méd.=<1%; máx.= 1%).



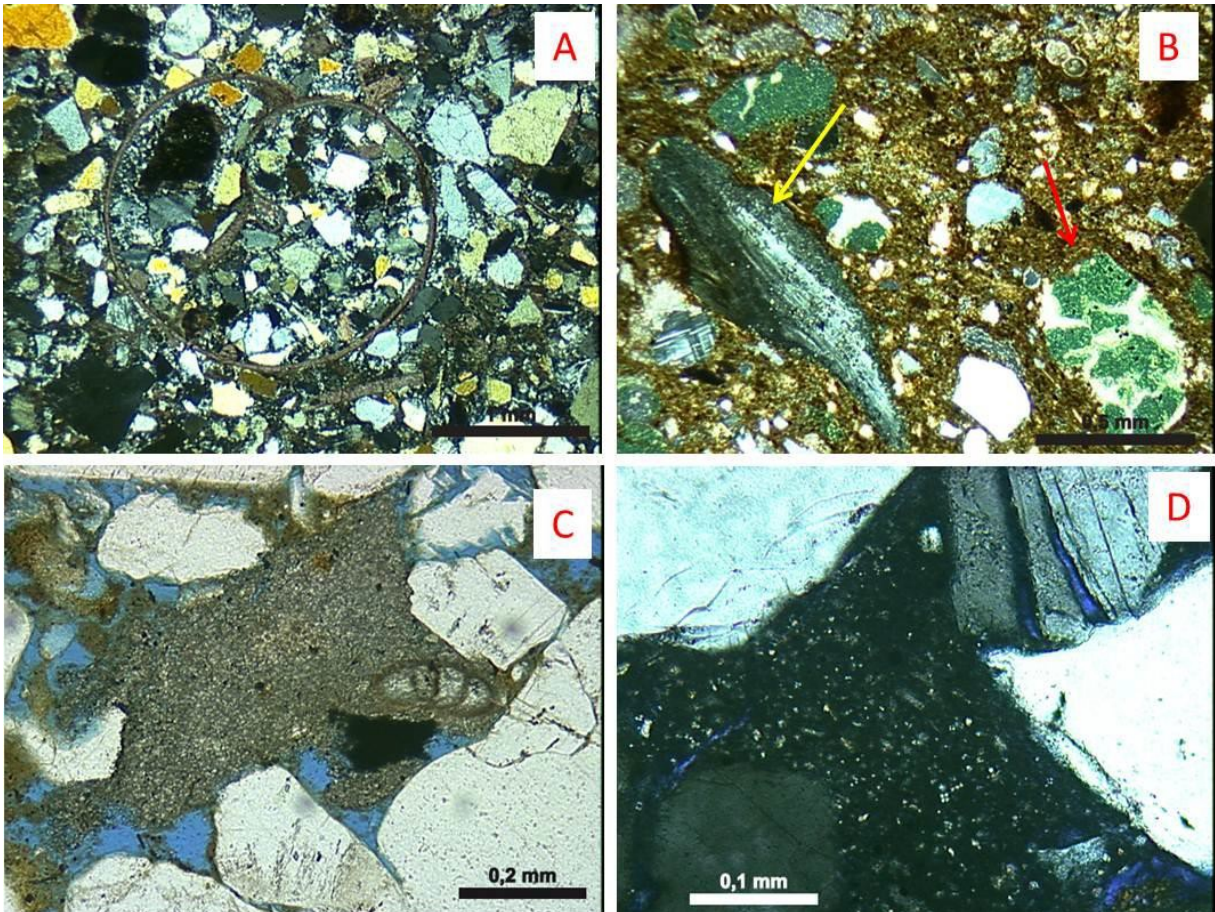
Os minerais pesados encontrados são granada (méd.=<1%; máx.= 2%), zircão (méd.=<1%; máx.= 1%) (Fig. 35E), turmalina (méd. e máx. <1%) e rutilo (méd. e máx.=<1%).

Os constituintes intrabaciais carbonáticos correspondem principalmente a bioclastos (méd.=<1%; máx.=2%). São observados bioclastos de foraminíferos (Fig. 35F) plantônico e bentônico, moluscos, gastrópodes (Fig. 36A), braquiópodes, cianobactérias, algas vermelhas e bioclastos carbonáticos indiferenciados. Subordinadamente ocorrem intraclastos carbonáticos (Fig. 36B).

A composição detrítica original quartzo-feldspática dos arenitos estudados caracteriza uma proveniência de blocos do embasamento e continental transicional *sensu* Dickinson (1985) (Fig. 37). A composição atual mostra um leve enriquecimento relativo em quartzo, devido à dissolução e/ou substituição dos grãos de feldspatos, principalmente por carbonatos, durante a diagênese. A abundância de feldspatos e biotita sugere condições climáticas semi-áridas durante o intemperismo, transporte e deposição desses sedimentos. Os grãos geralmente subarredondados ou subangulosos sugerem rápido transporte e deposição a partir dos terrenos-fonte, sem retrabalhamento significativo. A grande quantidade de intraclastos lamosos (Fig. 36C), muitas vezes com presença de nanofósseis (Fig. 36D), indica reciclagem de sedimentos intrabaciais característicos do talude.



**Figura 35** – Fotomicrografias dos constituintes primários dos arenitos analisados. A) Litoclastos plutônicos (seta vermelha) e vulcânicos (seta amarela). Polarizadores cruzados (XP). B) Fragmento de xisto. XP. C) Intraclasto lamoso. Polarizadores descruzados (//P). D) Intraclasto lamoso não silicificado. XP. E) Zircão (seta vermelha). XP. F) Bioclasto de foraminífero. XP.



**Figura 36** - Fotomicrografias dos constituintes primários dos arenitos analisados. A) Bioclasto de gastrópode preenchido por grãos detríticos e cimento de sílica. Polarizadores cruzados. (XP). B) Intraclasto carbonático, com grãos de glauconita (seta vermelha) e bioclastos fosfáticos (seta amarela). XP. C) Intraclasto lamoso com microfóssil. Polarizadores descruzados (//P). D) Intraclasto lamoso rico em nanofósseis, silicificado (baixa birrefringência), e compactado, por vezes formando pseudomatriz. XP.



e constituintes diagenéticos, dentre eles dolomita, pseudomatriz lamosa e sílica diagenética (Figs. 38A e B), preenchendo fraturas em grãos (Fig. 38C) e também expandindo biotitas.

Pseudomatriz lamosa (méd.= 2%; máx.=33%) e sílica (méd.<1%; máx.= 2%) foi gerada por compactação de intraclastos lamosos e sílticos. A pseudomatriz encontra-se muitas vezes silicificada (Fig. 38D) e/ou dissolvida.

Sílica diagenética está presente nos arenitos analisados como um dos principais constituintes diagenéticos, sendo observada de várias formas, principalmente microcristalina substituindo intraclastos e pseudomatriz lamosa (méd.=4%; máx.=21%) (Fig. 38D), microcristalina preenchendo poro (méd.<1%; máx.=9%) e franjas descontínuas de sílica diagenéticas cobrindo constituintes primários (Figs. 38E e F) ou preenchendo poro (méd.= 1%; máx.=9%) (Figs. 38F e 39A).

A albita se apresenta principalmente com hábito microcristalino (méd.= 6%; máx.=12%), substituindo grãos de ortoclásio, plagioclásio, microclínio (Fig. 39B) e pertita. Ocorre também como crescimentos descontínuos (méd.= 1%; máx.=4%) (Fig. 39C) e contínuos (méd. e máx. <1) sobre grãos de feldspatos diversos, cristais prismáticos (méd.<1%; máx.=2%), projeções prismáticas (méd.<1%; máx.=1%), preenchendo fratura em grãos (méd.<1%; máx.=1%) de ortoclásio e plagioclásio e em menor quantidade como cristais discretos (méd.<1%; máx.= 1%).

Cloritas são observadas em quantidades subordinadas nas lâminas descritas. As cloritas apresentam hábito radiado (méd.<1%; máx.=11%) (Fig. 39D) preenchendo poros intergranulares ou substituindo outros constituintes, em franjas (méd.<1%; máx.=8%) (Fig. 39E), em feixe (méd.<1%; máx.=3%) (Fig. 39F) e lamelar (méd.<1%; máx.=3%).

Feldspato potássico ocorre como crescimentos contínuos (méd.<1%; máx.=2%) e descontínuos (méd.= 1%; máx.= 3%), e subordinadamente como projeções prismáticas (méd.<1%; máx.= 1%) e cristais prismáticos (méd. e máx.<1%). Os crescimentos descontínuos de feldspato potássico ocorrem cobrindo grãos detríticos de ortoclásio (Fig. 39A), microclínio e plagioclásio, enquanto os crescimentos contínuos são observados principalmente cobrindo ortoclásios. As projeções prismáticas ocorrem cobrindo ortoclásio, microclínio e pertita.

Cimento de quartzo ocorre principalmente como crescimentos secundários descontínuos (méd.=<1%; máx.=2%) e como projeções prismáticas (méd.<1%;

máx.= 2%) (Fig. 40A) recobrando grãos de quartzo. Subordinadamente também pode ser observado quartzo como cristais discretos (méd.<1%; máx.=1%) (Fig. 40B), franjas (méd.<1%; máx.= 1%) e crescimentos internos (méd.<1%; máx.=1%).

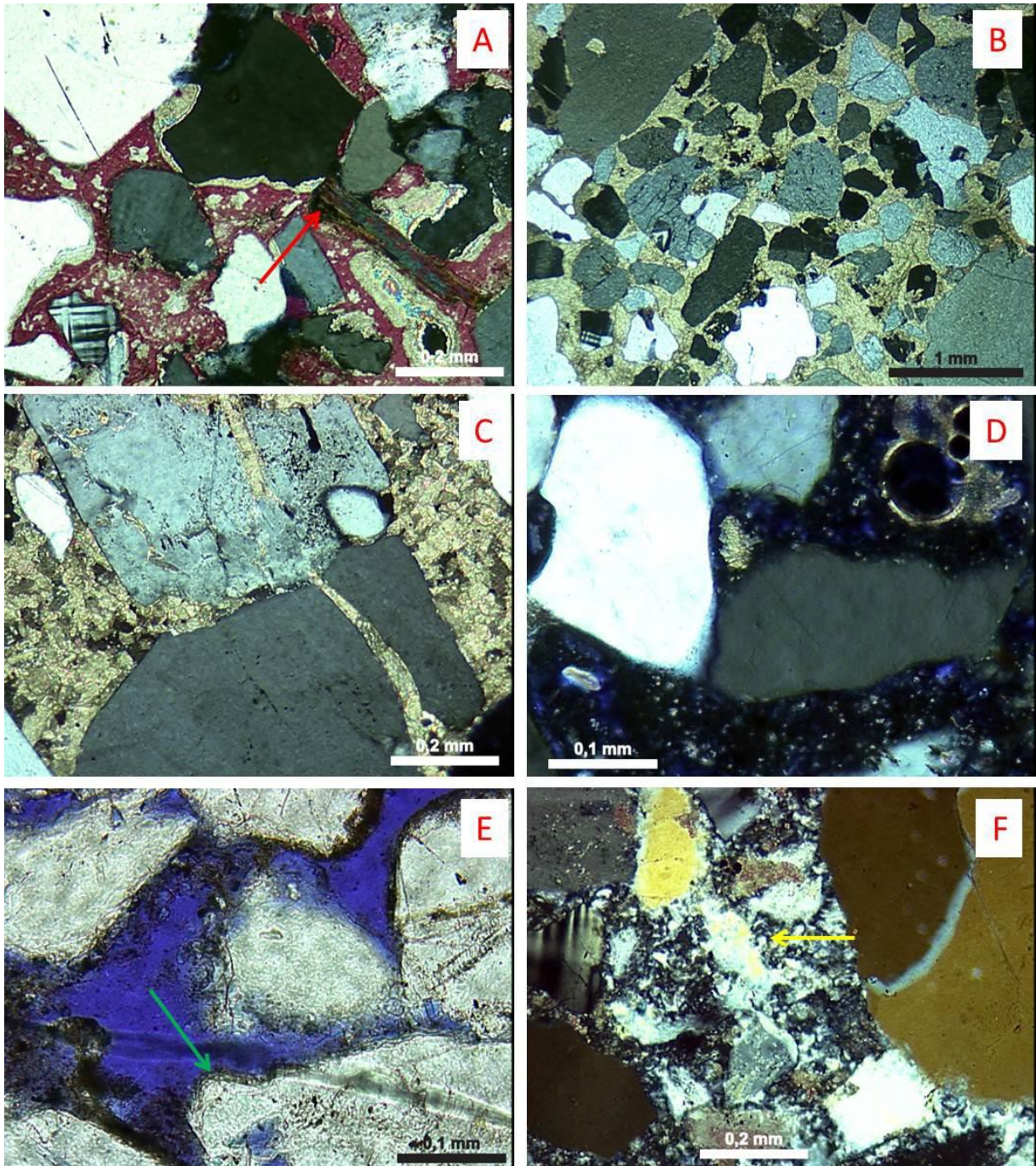
Dolomita ocorre como cimento ou substituindo constituintes primários. Em hábitos variáveis: como dolomita em sela (méd. e máx.<1%), blocosa (méd. e máx.<1%) e romboédrica (méd.<1%; máx.=3%). Também foi observada dolomita ferrosa/anquerita em sela (méd. e máx.<1%) (Fig. 40C).

Os minerais de titânio diagenético apresenta hábito blocoso (méd. e máx.<1%), cristal discreto (méd. e máx.<1 %), macrocristalino (máx.=0,7%), microcristalino (méd.<1%; máx.=2%) e prismático (méd.<1%; máx.= 1%) (Fig. 40D). Estes constituintes preenchem poros intergranulares ou substituem constituintes primários, especialmente minerais pesados.

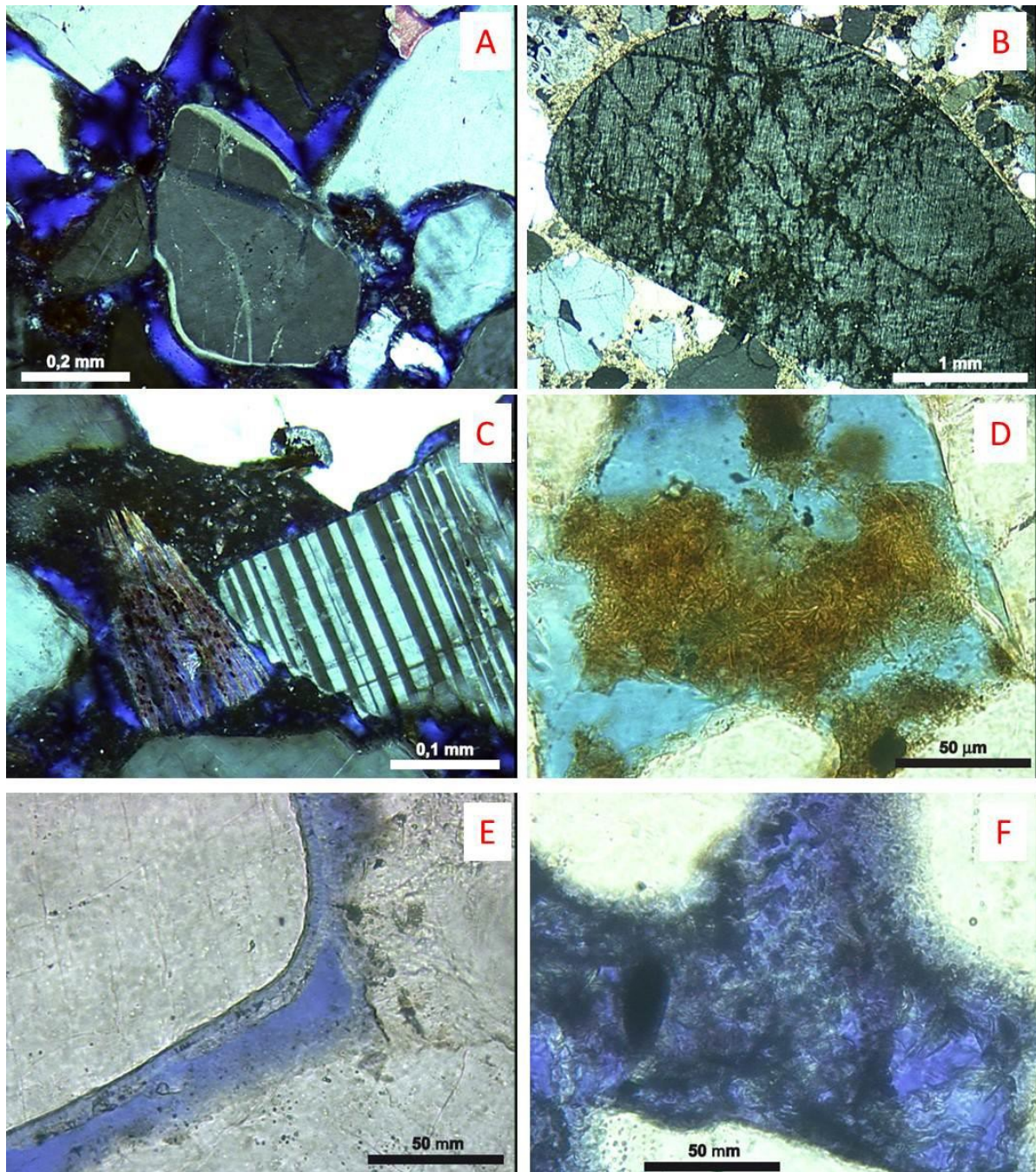
Pirita pode substituir outros constituintes primários e diagenéticos, entre eles calcita, matriz argilosa singenética, pseudomatriz lamosa, bioclastos, biotita, intraclastos lamosos e constituintes primários indiferenciados, preencher poros interpartículas (Fig. 40E) e expandir biotitas (Fig. 39E). Este constituinte apresenta hábito blocoso (méd.<1%; máx.= 1%), framboidal (méd.<1%; máx.=4%), macrocristalina (méd.<1%; máx.= 1%) e microcristalina (méd.<1%; máx.= 2%).

Siderita framboidal (méd. e máx. <1%) e microcristalina (méd. e máx. <1%) ocorre substituindo pseudomatriz argilosa e lamosa, matriz argilosa singenética, biotita e intraclasto (Fig. 40F).

Óxido/hidróxido de ferro macrocristalino (méd. e máx. <1%) e microcristalino (méd. e máx. <1%) foi observado preenchendo poros intersticiais e substituindo constituintes primários (ortoclásio) e secundários (calcita e pseudomatriz lamosa).

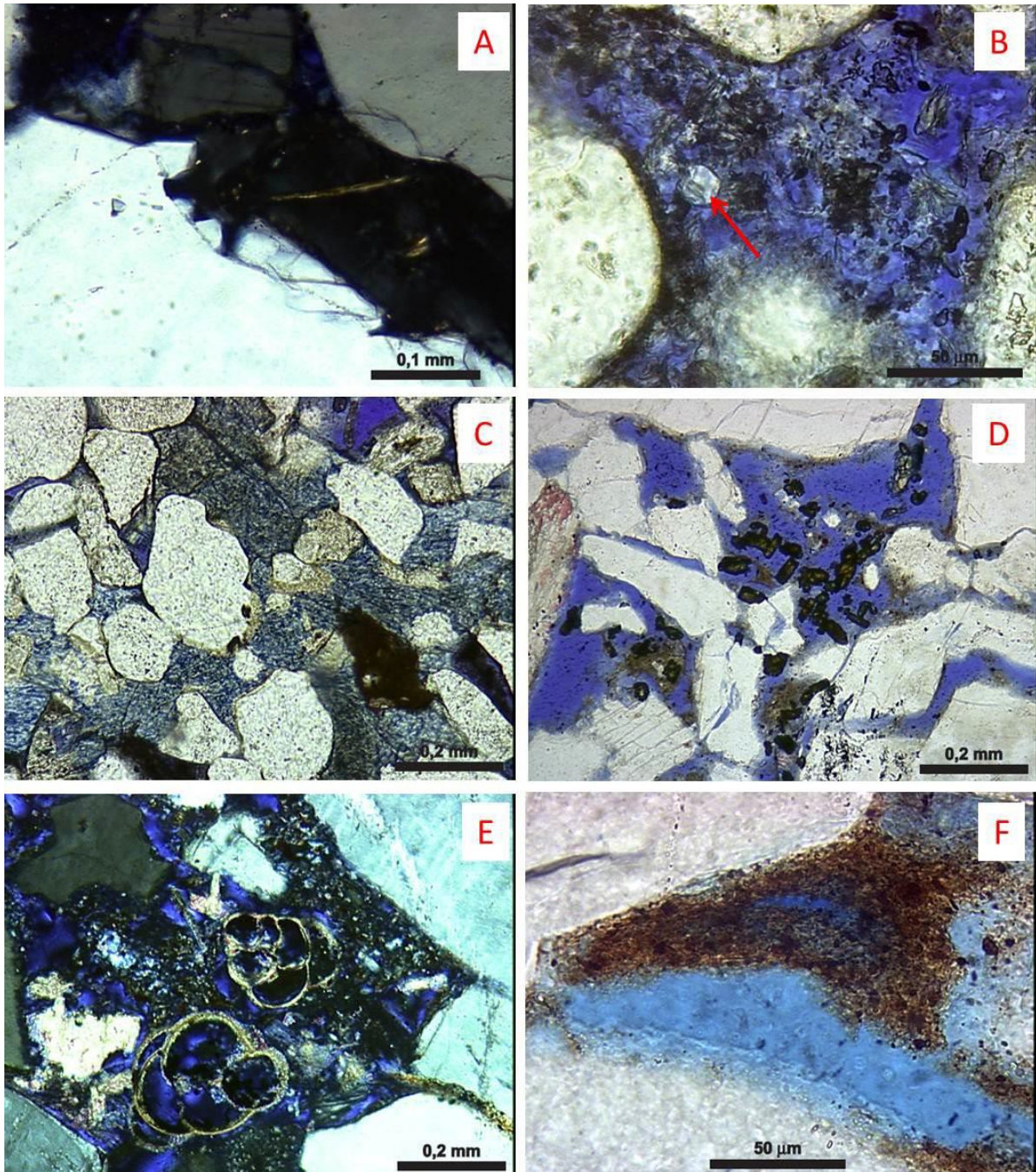


**Figura 38** – Fotomicrografias dos principais constituintes diagenéticos nos arenitos analisados. A) Calcita poiquilótópica preenchendo poros intergranulares, e parcialmente substituindo grãos detríticos. Biotita expandida por pirita (seta vermelha). Polarizadores cruzados (XP). B) Calcita poiquilótópica preenchendo completamente os poros. XP. C) Calcita preenchendo fratura em grãos detríticos. XP. D) Sílica substituindo pseudomatriz lamosa. XP. E) Franja de sílica diagenética (seta verde). Polarizadores descruzados (//P). F) Franjas de sílica (calcedônia) recobrando os grãos e quartzo macrocristalino (seta amarela) preenchendo poro. XP.



**Figura 39** – Fotomicrografias dos principais constituintes diagenéticos nos arenitos analisados. A) Crescimento secundário de feldspato potássico sobre ortoclásio. Calcita (tingida de vermelho) macrocristalina localmente preenchendo poro. Polarizadores cruzados (XP). B) Albita microcristalina substituindo microclínio. XP. C) Crescimento secundário descontínuo de albita sobre plagioclásio detrítico. Biotita, parcialmente dissolvida, substituída e expandida por pirita framboidal. Intraclasto lamoso rico em nanofósseis, substituído por sílica microcristalina (baixa birrefringência). XP. D) Clorita substituindo intraclasto lamoso. Polarizadores descruzados (//P). E) Franja de clorita sobre grãos detríticos. //P. F) Clorita em feixe preenchendo poro //P.



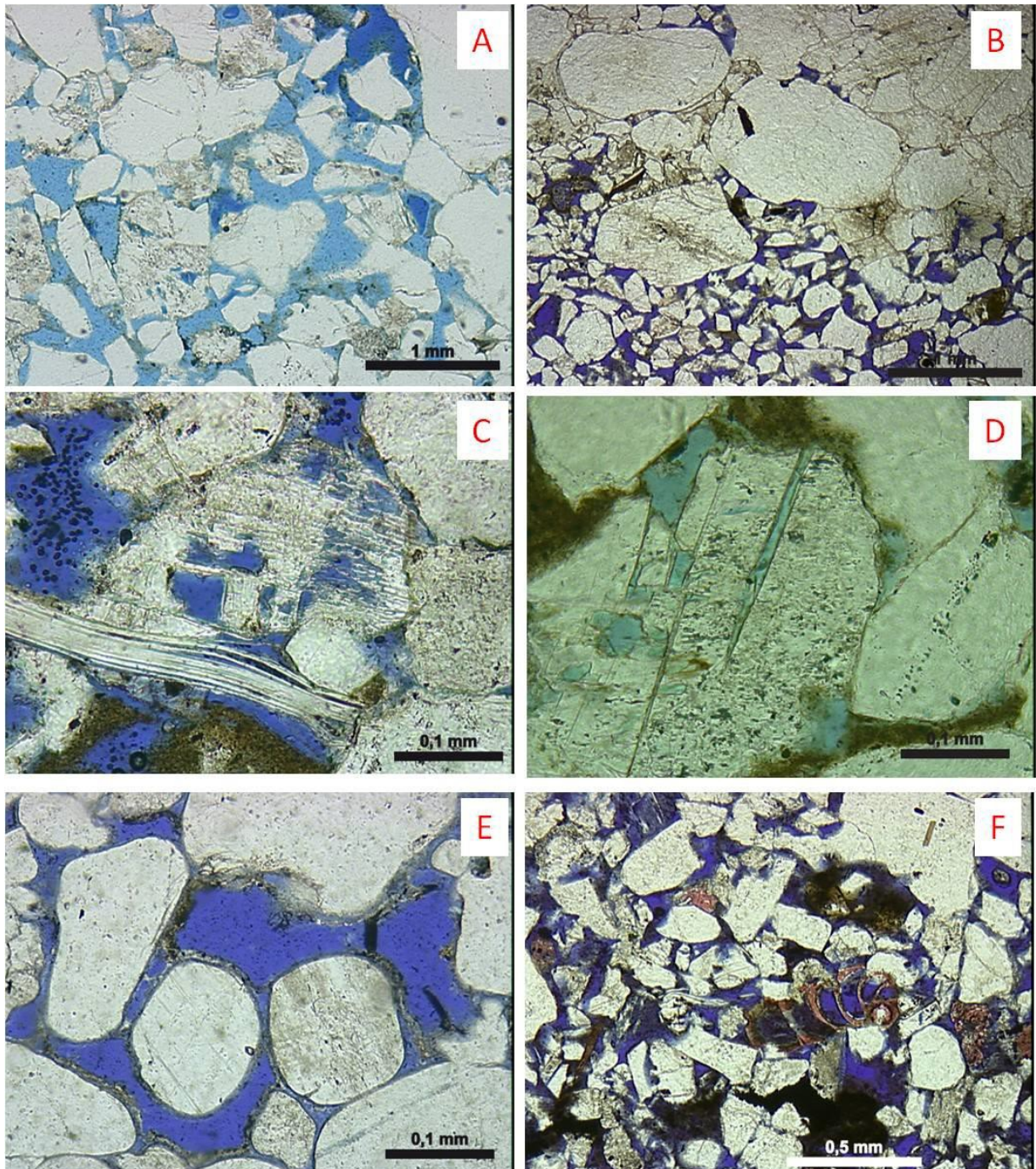


**Figura 40** - Fotomicrografias dos principais constituintes diagenéticos nos arenitos analisados. A) Crescimento secundário e projeção prismática de quartzo. Polarizadores cruzados (XP). B) Cristal de quartzo discreto (seta vermelha) e clorita em feixe, preenchendo poro intergranular. Polarizadores descruzados (//P). C) Dolomita ferrosa (tingimento azul) em sela, preenchendo poro e engolfando grãos. //P. D) Mineral de titânio diagenético preenchendo poro. //P. E) Bioclastos de foraminífero plantônico, com as câmaras parcialmente preenchidas por pirita framboidal, dentro de intraclasto lamoso dissolvido. XP. F) Pseudomatriz parcialmente substituída por siderita. //P.

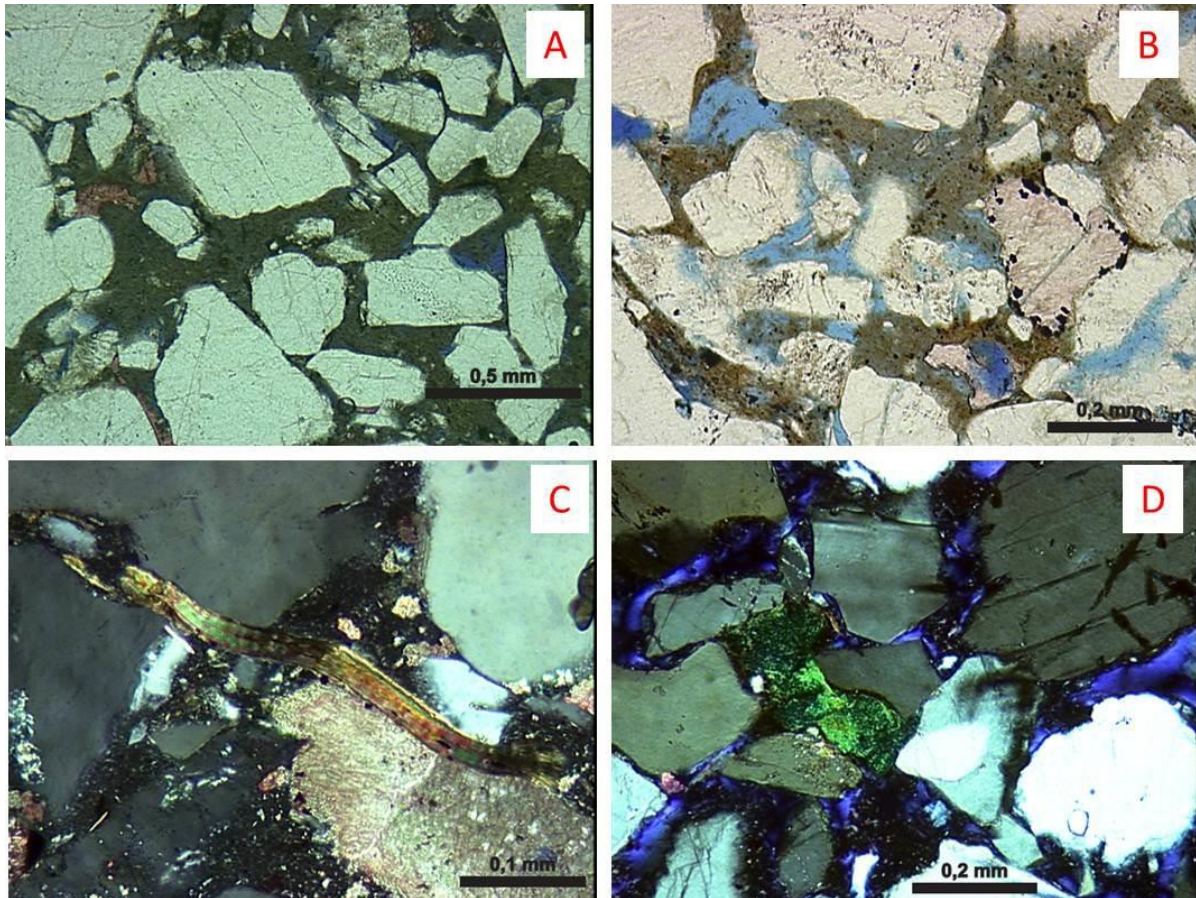
### 3.1.2.3. Porosidade e Compactação

A porosidade observada nos arenitos estudados representa em média 11% do seu volume total, podendo chegar a 21% (Fig. 41A). Algumas lâminas podem estar parcialmente (Fig. 41B) ou totalmente cimentadas por calcita, apesar do último caso não ser comum. Além da porosidade intergranular primária (méd.= 5%; máx.=12%), há geração de porosidade intergranular secundária (méd.=1%; máx.=5%) (Fig. 41C) por dissolução de constituintes diagenéticos e porosidade intragranular pela dissolução de constituintes primários. Poros agigantados (méd.<1%; máx.= 3%), de fratura (méd.<1%; máx.=2%) (Fig. 41D), móldico (méd.<1%; máx.=3%) (Fig. 41E) e intrapartícula em bioclastos (méd. e máx.<1%) (Fig. 41F) também são observados em menor quantidade. Em uma única lâmina foi observado poro de escavação (7%)

As rochas estudadas sofreram processos de compactação mecânica e química. Grandes quantidades de pseudomatriz (Fig. 42A e B), e a deformação de micas (Fig. 42C) e glauconita (Fig. 42D) foram gerados por compactação mecânica. A compactação química é evidenciada principalmente pela presença de contatos retos entre grãos de quartzo e micas.

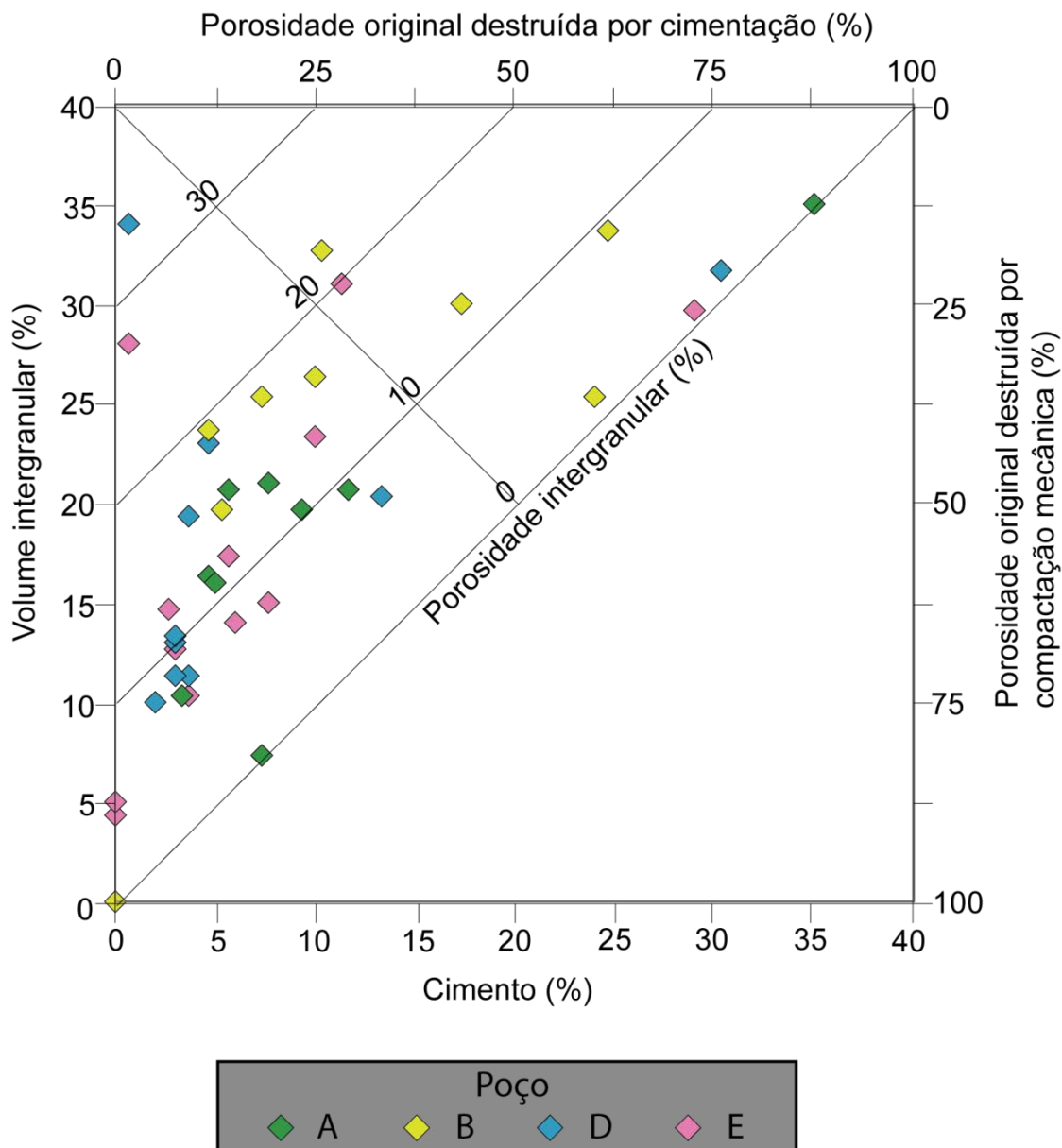


**Figura 41** – Fotomicrografias dos principais tipos de poros encontrados nos arenitos analisados. A) Porosidade primária bem preservada, pouco obliterada por crescimentos de quartzo, albita, K-feldspato e pseudomatriz. Dissolução de feldspatos formando porosidade secundária é comum. Polarizadores descruzados (//P). B) Porosidade primária intergranular e cimento calcítico obliterando parcialmente a porosidade. //P. C) Porosidade intragranular por dissolução de feldspato.//P. D) Porosidade por fratura e dissolução de plagioclásio. //P. E) Franja de clorita, marcando porosidade móldica. //P. F) Porosidade intergranular primária e intrapartícula preservada, parcialmente obliterada pela pseudomatriz lamosa. Porosidade secundária dada pela dissolução de constituintes primários. //P.



**Figura 42** – Fotomicrografias das feições características de compactação nos arenitos analisados. A) Intraclastos compactados formando pseudomatriz, obliterando boa parte da porosidade. Polarizadores descruzados. (//P). B) Intraclasto lamoso compactado gerando pseudomatriz. //P. C) Pirita substituindo biotita deformada devido à compactação mecânica. Polarizadores cruzados (XP). D) Pelóide de glauconita parcialmente compactado. XP.

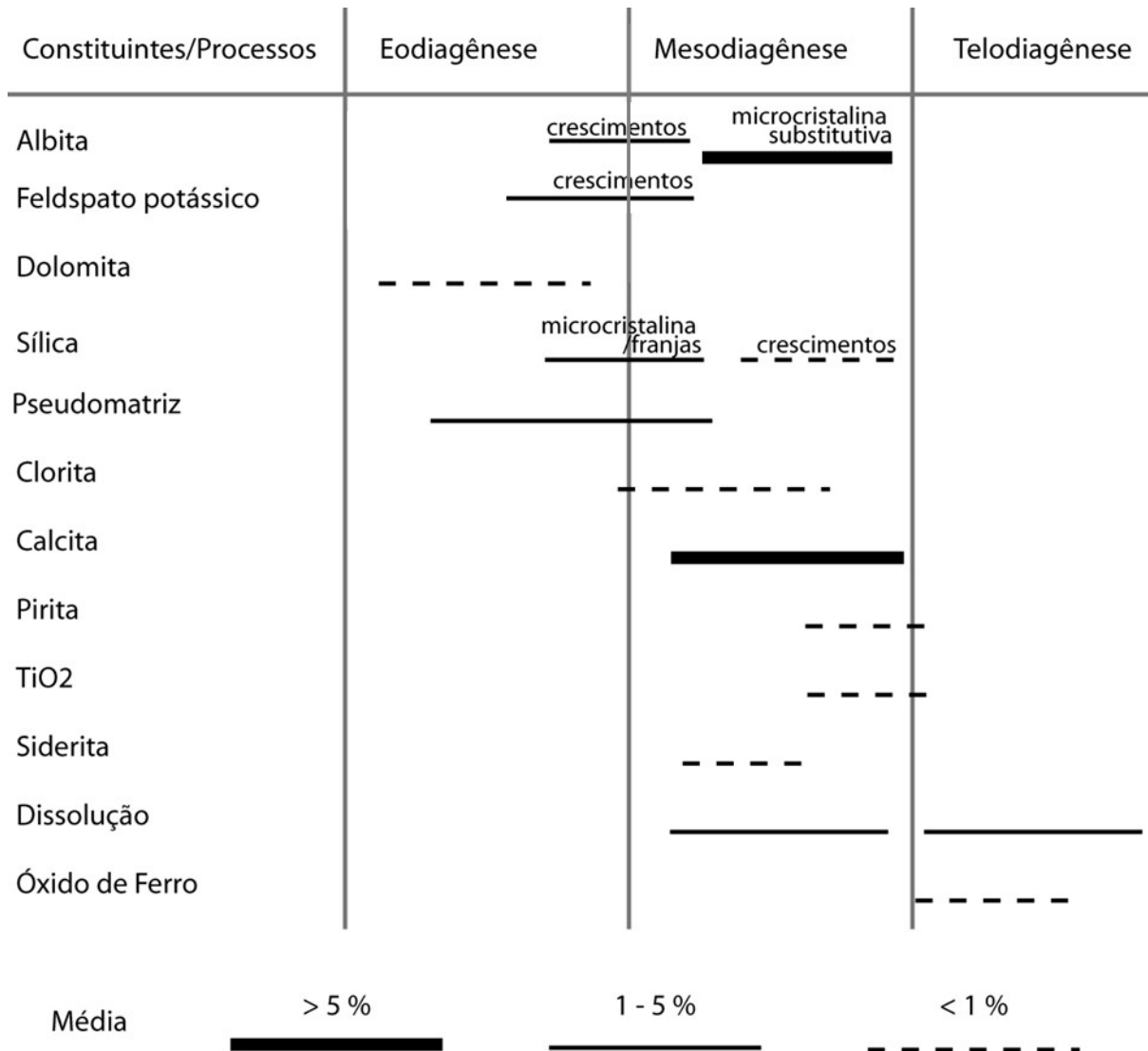
A plotagem do volume intergranular total *versus* o volume de cimento intergranular (Houseknecht, 1987) mostra que a maioria das amostras tem porosidade intergranular entre 5 e 20%. A porosidade original nos 4 poços foi reduzida principalmente por compactação, mas as amostras dos poço D e E foram as mais afetadas. A diminuição da porosidade predominantemente devido à cimentação ocorre num pequeno número de amostras, predominantemente no poço B (Fig. 43). Uma amostra teve porosidade completamente obliterada devido à compactação.



**Figura 43** – Volume intergranular total *versus* volume de cimento intergranular para os poços A, B, D e E plotados no diagrama de Houseknecht (1987).

### 3.1.3. Sequência paragenética

Com base nas relações texturais entre os constituintes encontrados nas amostras analisadas foi possível inferir os principais processos diagenéticos e a sequência paragenética (Fig. 44).



**Figura 44** - Sequência paragenética simplificada dos arenitos analisados, com a média dos constituintes mostrando a importância dos diferentes processos.

Os primeiros processos diagenéticos atuantes nas amostras analisadas foram a precipitação de dolomita, engolfando constituintes primários e preenchendo poros e crescimentos de feldspato potássico e albita, podendo ocorrer de forma contínua (menos comum) ou descontínua.

O esmagamento de intraclastos lamosos durante compactação mecânica levou à geração de pseudomatriz lamosa.

A precipitação de sílica diagenética ocasionou a silicificação de boa parte dos intraclastos e pseudomatriz lamosa. Em algumas amostras foi possível observar também em quantidades subordinadas à ocorrência de sílica microcristalina formando franjas, que recobriram os grãos de forma contínua e descontínua, e sílica

macrocristalina preenchendo poros intergranulares, além de crescimentos secundários de quartzo recobrando grãos diversos e crescimentos de albita.

Clorita ocorre em poucas lâminas analisadas, preenchendo poros e substituindo pseudomatriz lamosa.

Outro constituinte diagenético importante observado nas lâminas analisadas foi a calcita, que substituiu constituintes primários diversos, além de pseudomatriz silicificada e dolomita, bem como preenchendo poros de todos os tipos. As amostras em que a porosidade primária foi totalmente obliterada por calcita possuem crescimentos de quartzo e feldspato em quantidades muito pequenas ou até mesmo inexistentes.

Durante a mesodiagênese ocorreu a substituição de grãos de feldspatos por albita microcristalina.

Pirita ocorre preenchendo poros, principalmente poros intrapartícula, e substituindo diversos constituintes, entre eles calcita, pseudomatriz lamosa e constituintes primários diversos.

Mineral de titânio diagenético ( $\text{TiO}_2$ ) e óxido de ferro substituíram calcita e pseudomatriz lamosa. Siderita também substituiu pseudomatriz lamosa em algumas lâminas.

Além destes constituintes diagenéticos, a maioria dos constituintes primários e diagenéticos mostra algum grau de dissolução, gerando porosidade secundária nas lâminas estudadas.

#### **3.1.4. Petrofácies**

Dezessete petrofácies de reservatório foram definidas baseadas nas principais características texturais, composicionais, diagenéticas e suas influências na qualidade de reservatório (DE ROS & GOLDBERG, 2007). Para cada petrofácies há um nome característico e uma breve descrição integrada juntamente com as médias e máximas da porosidade e dos principais constituintes impactantes da porosidade.

Petrofácies: **Poroso\_grosso**

Lâminas: A-3027,45; A-3038,70; A-3060,95; D-3045,30; E-3046,90; E-3057,85.

Arenitos médios a grossos, geralmente levemente conglomeráticos a conglomeráticos, mal selecionados a muito mal selecionados. Possui intraclastos lamosos em quantidades de até 6% (Tabela 3). Pseudomatriz lamosa ocorre em quantidades de até 4%. Sílica diagenética substitui intraclastos e pseudomatriz (0 a 4%). O principal constituinte diagenético é calcita ocorrendo em quantidades totais de até 4%, calcita intergranular ocorre em quantidades menores de 1%. Possui crescimentos de quartzo (máx. 2%), albita (máx. 3%) e feldspato potássico (máx. 3%) (total de crescimentos máx. 6%). A porosidade total varia de 14 a 21%, sendo que a porosidade intergranular (Fig. 45A) ocorre em quantidades máximas de 11%. A porosidade intragranular é dada principalmente por dissolução e fratura dos constituintes primários.

**Tabela 3** – Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso\_grosso.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	6	8
Poros. Total	16	21
Matriz	0	0
Por. inter/Por. Total	0,55	0,53
Pseudomatriz Total	2	4
Intraclasto Total	2	6
Sílica diagenética	2	4
Cal. Inter/Cal. Total	0,19	0,36
Clorita	0	0
Micas	<1	2

Petrofácies: **Poroso\_grosso\_pseudomatriz**

Lâminas: A-2992,20; B-2983,30; B-2992,50; D-2974,20; D-2979,30; D-2997,40; D-3016,05; D-3036,40; E-3016,60; E-3050,35; E-3062,80.

Arenitos finos a grossos, levemente conglomeráticos a conglomeráticos, mal a muito mal selecionados (Fig. 45B). Intraclastos arenosos e/ou lamosos ocorrem em



quantidades de até 11% (Tabela 4). Pseudomatriz argilosa/lamosa é o principal constituinte diagenético (1 a 18%). Sílica diagenética ocorre substituindo intraclasto (0 a 8%) e pseudomatriz (0 a 18%), ou como franjas (0 a 3%). Calcita (calcita total 1 a 3%, calcita intergranular até 2%) ocorre preenchendo poro e substituindo constituintes primários e secundários. Crescimentos e projeções prismáticas de albita (até 5%), feldspato potássico (até 2%) e quartzo (até 2,33%) ocorrem obliterando a porosidade. Porosidade intergranular, entre 1 e 16%, e porosidade intragranular, entre 6 e 19%, porosidade intragranular dada por dissolução e fratura de grão.

**Tabela 4** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso\_grosso\_pseudomatriz.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	4	9
Poros. Total	15	19
Matriz	0	0
Por. inter/Por. Total	0,45	0,87
Pseudomatriz Total	4	18
Intraclasto Total	5	11
Sílica diagenética	7	21
Cal. Inter/Cal. Total	0,43	0,56
Clorita	0	0
Micas	<1	2

Petrofácies: **Poroso\_intraclasto**

Lâminas: A-3024,75; E-3025,70; E-3028,25.

Arenitos finos a médios ou conglomerado arenoso, em geral moderadamente selecionados, no caso de conglomerado arenoso é muito mal selecionado (Fig. 45C). Possui grande quantidade de intraclastos arenosos/lamosos (até 49%) (Tabela 5). Os intraclastos ocorrem em níveis, e muitas vezes estão compactados, formando pseudomatriz (3 a 6%). Sílica diagenética ocorre substituindo intraclasto (até 2%), pseudomatriz (até 2%), como cobertura de grão descontínua e como franja (<1%). Pirita framboidal ocorre em quantidades menores de 1%. Calcita ocorre principalmente substituindo constituinte primário e preenchendo poro. Crescimentos de feldspato potássico (2 a 5%) e albita (<1%), e crescimentos e projeções

prismáticas de quartzo (até 3%). A porosidade total varia de 8 a 18 %, sendo a porosidade intergranular entre 4 e 14%, os principais tipos de porosidade secundária são poro de fratura, agigantado, móldico e por dissolução.

**Tabela 5** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso\_intraclasto.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	7	11
Poros. Total	14	18
Matriz	0	0
Por. inter/Por. Total	0,62	0,78
Pseudomatriz Total	4	6
Intraclasto Total	19	49
Sílica diagenética	2	4
Cal. Inter/Cal. Total	0,55	0,54
Clorita	0	0
Micas	<1	2

Petrofácies: **Poroso\_pseudomatriz**

Lâminas: B-2971,00; B-2971,70

Arenitos finos, moderadamente a bem selecionados (Fig. 45D). Entre os constituintes primários foram observado micas (até 4%) e intraclasto lamoso (até 3%) (Tabela 6). Pseudomatriz gerada pela compactação dos intraclastos (4 a 10%). Sílica diagenética ocorre substituindo intraclastos (até 1%) e pseudomatriz (até 8%), e como franjas sobre constituintes primários (2 a 3%). Clorita lamelar substituindo pseudomatriz (3%). Calcita ocorre principalmente preenchendo poro (até 2%), substituindo constituinte primário (até 2%). Crescimentos de albita (até 1%), quartzo (até 3%) e feldspato potássico (até 3%) (total de 3 a 7%). Porosidade total varia de 11 a 17%, sendo porosidade intergranular entre 6 e 14%. Ocorrem também poros de fratura, dissolução e intrapartícula.

**Tabela 6** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso\_pseudomatriz.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	8	10
Poros. Total	14	17
Matriz	0	0

Por. inter/Por. Total	0,73	0,84
Pseudomatriz Total	7	10
Intraclasto Total	2	3
Sílica diagenética	9	13
Cal. Inter/Cal. Total	0,50	0,83
Clorita	2	3
Micas	2	4

Petrofácies: **Poroso\_pseudomatriz\_micáceo**

Lâmina: D-3028,95

Arenito fino lamoso, muito bem selecionado (Fig. 45E). Micas ocorrem em quantidades de até 5% (Tabela 7). Ocorrem estilólitos. Pirita substitutiva (3%). Sílica diagenética substituindo intraclasto lamoso (2%). Crescimentos de feldspato potássico sobre microclínio (<1%) e projeção prismática de albita (1%) e quartzo (<1%). Calcita ocorre preenchendo poro (1%) e substitutiva (1%). Porosidade total de 20%, sendo a porosidade primária bem preservada, poros secundários gerados a partir da dissolução de constituintes primários e sílica diagenética.

**Tabela 7** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso\_pseudomatriz\_micáceo.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	-	3
Poros. Total	-	20
Matriz	-	0
Por. inter/Por. Total	-	0,5
Pseudomatriz Total	-	0
Intraclasto Total	-	2
Sílica diagenética	-	2
Cal. Inter/Cal. Total	-	0,57
Clorita	-	0
Micas	-	5

Petrofácies: **Poroso\_clorita**

Lâmina: E-3049,70.

Arenito fino, laminado, com níveis de areia grossa, mal selecionado, arcóseo (Fig. 45F). Possui intraclasto lamoso (3%) (Tabela 8). Clorita intergranular ocorre como cobertura de grão, preenchendo poro e substituindo intraclasto lamoso e pseudomatriz. Sílica diagenética substituindo intraclasto lamoso (2%) e pseudomatriz (1%). Calcita substitutiva (5%), preenchendo poro (2%) e deslocante (<1%). Crescimentos de albita (2%), feldspato potássico (2%) e quartzo (<1%). Pirita substitutiva (1%) e preenchendo poro intrapartícula (<1%). Porosidade total 13% , porosidade intergranular (4%) e intragranular, oriunda principalmente da intensa dissolução de intraclastos e pseudomatriz lamosa. Porosidade móldica e de fratura em grãos.

**Tabela 8** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso\_clorita.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	-	13
Poros. Total	-	13
Matriz	-	0
Por. inter/Por. Total	-	0,29
Pseudomatriz Total	-	3
Intraclasto Total	-	6
Sílica diagenética	-	4
Cal. Inter/Cal. Total	-	0,30
Clorita	-	11
Micas	-	3

Petrofácies: **Clorita**

Lâmina: D-3027,80.

Arenito médio, moderadamente selecionado (Fig. 46A). Fragmentos de rocha plutônica (14%), fragmentos de rocha plutônica, sedimentar e metamórfica (3%) foram observados nesta petrofácies. Intraclasto lamoso (<1%), por vezes compactado formando pseudomatriz lamosa (<1%) (Tabela 9). Clorita intergranular

como franjas (8%) e feixes (3%), ocorrem com distribuição muito heterogênea. Dolomita ferrosa/anquerita em sela ocorre preenchendo poro (<1%). Crescimentos secundários de albita e quartzo (<1%). Porosidade total (10%), sendo porosidade primária (7%) e porosidade por dissolução de constituintes primários (3%).

**Tabela 9** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Clorita.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	-	13
Poros. Total	-	10
Matriz	-	0
Por. inter/Por. Total	-	0,65
Pseudomatriz Total	-	<1
Intraclasto Total	-	<1
Sílica diagenética	-	0
Cal. Inter/Cal. Total	-	0
Clorita	-	12
Micas	-	0

Petrofácies: **Poroso\_cal\_pseudomatriz**

Lâminas: A-3017,80; B-2965,50; B-2989,25.

Arenitos finos a grossos, muito mal a mal selecionados (Fig. 46B). Possui intraclastos lamosos compactados formando pseudomatriz (Tabela 10). Sílica diagenética ocorre substituindo os intraclastos (até 1%) e pseudomatriz (2 a 8%), e como franjas (até 4%). Calcita ocorre preenchendo poros (2 a 8%) e substituindo constituintes primários e secundários (até 5%). Crescimentos de albita (<1%), feldspato potássico (até 2%) e quartzo (<1%). Porosidade total de 7 a 16%, sendo a porosidade intergranular correspondente a 6 a 14%. Porosidade secundária dada pela fratura (<1%) e dissolução (1 a 3%) de outros constituintes.

**Tabela 10** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Poroso\_cal\_pseudomatriz.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	11	17
Poros. Total	12	16,00
Matriz	0	0

Por. inter/Por. Total	0,84	0,89
Pseudomatriz Total	4	9,00
Intraclasto Total	<1	2
Sílica diagenética	7	11
Cal. Inter/Cal. Total	0,75	0,68
Clorita	0	0
Micas	<1	1

Petrofácies: **Pseudomatriz\_sil**

Lâmina: B-2993,00.

Arenito fino, levemente conglomerático, mal selecionado (Fig. 46C). Sílica diagenética (total 21%) ocorre como franjas e macro/microcristalina preenchendo poro (19%) e substituindo pseudomatriz lamosa (1%) e intraclasto lamosos (<1%) (Tabela 11). Dolomita preenchendo poro e substitutiva (<1%). Calcita intergranular (1%). Crescimentos e projeções prismáticas de feldspato potássico (1%), albita (<1%) e quartzo (2%). Poros primários pouco preservados e porosidade secundária por dissolução de feldspatos e sílica. Porosidade intergranular 7%.

**Tabela 11** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Pseudomatriz\_sil.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	-	25
Poros. Total	-	9
Matriz	-	0
Por. inter/Por. Total	-	0,78
Pseudomatriz Total	-	2
Intraclasto Total	-	<1
Sílica diagenética	-	21,00
Cal. Inter/Cal. Total	-	1
Clorita	-	0
Micas	-	<1

Petrofácies: **Cal\_pseudomatriz\_sil**

Lâmina: A-2985,65.

Arenito médio, mal selecionado (Fig. 46D). Micas (2%) e intraclasto lamoso (<1%) foram observados. Calcita total (15%) ocorre preenchendo poro e fratura e substituindo ou expandindo outros constituintes (Tabela 12). Sílica diagenética substituindo intraclasto lamoso (9%) e pseudomatriz lamosa (5%), ou como franjas (2%). Pirita substituindo calcita e constituinte primário indiferenciado (<1%). Crescimentos e projeções prismática de quartzo (2%), e crescimentos de albita (2%). Porosidade intergranular pouco preservada (3%), poros de fratura de grão e por dissolução totalizam 3%.

**Tabela 12** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Cal\_pseudomatriz\_sil.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	-	12
Poros. Total	-	7
Matriz	-	0
Por. inter/Por. Total	-	0,38
Pseudomatriz Total	-	5
Intraclasto Total	-	9
Sílica diagenética	-	16
Cal. Inter/Cal. Total	-	0,46
Clorita	-	0
Micas	-	2

Petrofácies: **Grosso\_intraclástico**

Lâmina: E-3010,50.

Arenito grosso, levemente conglomeráticos, mal selecionados (Fig. 46E). Ocorrem intraclastos lamosos (17%), compactados, formando pseudomatriz, ambos silicificados (Tabela 13). Pirita framboidal substitutiva (4%), substituindo intraclasto e pseudomatriz lamosos. Calcita ocorre substituindo outros constituintes (4%) e expandindo mica (<1%). Sem porosidade primária preservada. Porosidade secundária dada por poro móldico (<1%).

**Tabela 13** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Grosso\_intraclástico.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	-	0
Poros. Total	-	<1
Matriz	-	0
Por. inter/Por. Total	-	0
Pseudomatriz Total	-	3
Intraclasto Total	-	18
Sílica diagenética	-	21
Cal. Inter/Cal. Total	-	0,09
Clorita	-	0
Micas	-	<1

Petrofácies: **Cal\_dol\_precoce**

Lâminas: A-3022,85; B-2999,50; D-2994,80; E-2985,50.

Arenitos finos a médios, podendo ser conglomerático, moderadamente selecionados a muito mal selecionados (Fig. 46F). Presença de fragmentos de rocha plutônica (até 12%). O constituinte diagenético mais importante é a calcita, que ocorre em quantidades entre 26 e 39%, principalmente preenchendo poros (7 a 29%) e substituindo outros constituintes (1 a 20%) (Tabela 14). Dolomita preenchendo poro e substituindo constituinte primário (ortoclásio) ocorre em quantidades de até 3%. Sílica diagenética preenchendo poro e substituindo pseudomatriz lamosa (até 1%). Pirita substitutiva e preenchendo poro intrapartícula ocorre em quantidades menores de 1%. Porosidade primária totalmente obliterada pela calcita, e porosidade secundária gerada por dissolução (até 3%).

**Tabela 14** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Cal\_dol\_precoce.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	23	30
Poros. Total	<1	3
Matriz	0	0
Por. inter/Por. Total	0,39	0,39
Pseudomatriz Total	<1	1
Intraclasto Total	<1	<1
Sílica diagenética	<1	1
Cal. Inter/Cal. Total	0,67	0,75



Clorita	0	0
Micas	1	2

Petrofácies: **Pseudomatriz\_cal**

Lâmina: E-2989,70; E-2990,70.

Arenitos finos e médios, moderadamente selecionados (Fig. 47A). Mica ocorre em quantidades entre 1 e 5%, podendo estar substituída por pirita e/ou calcita, ou expandida por calcita. Intraclasto lamoso (até 3%), por vezes compactado, gerando pseudomatriz (3 a 6%) (Tabela 15). Ocorrem também intraclastos lamosos totalmente substituídos por sílica diagenética (até 10%), bem como pseudomatriz lamosa (até 3%), sílica diagenética também está presente preenchendo poro (<1%). Calcita (total de 18 a 25%), ocorre principalmente como intragranular substitutiva (14 a 15%), subordinadamente ocorre intergranular substitutiva (2 a 8%), preenchendo poro (até 2%) e preenchendo fratura em grão (até 1%). Porosidade totalmente obliterada por calcita e pseudomatriz.

**Tabela 15** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Pseudomatriz\_cal.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	5	10
Poros. Total	0	0
Matriz	0	0
Por. inter/Por. Total	-	-
Pseudomatriz Total	5	8
Intraclasto Total	6	10
Sílica diagenética	8	12
Cal. Inter/Cal. Total	0,29	0,42
Clorita	0	0
Micas	3	5

Petrofácies: **Intraclasto\_cal**

Lâmina: D-2960,80 (lâmina descrita qualitativamente).

Arenito fino, mal selecionado (Fig. 47B). Rico em intraclastos lamosos, que ocorrem em níveis distintos. Calcita substitutiva (comum) ocorre substituindo constituintes primários e pseudomatriz lamosa. Sílica diagenética substitutiva (comum) também substituindo pseudomatriz lamosa e sílica diagenética como franjas. Pseudomatriz lamosa é comum na lâmina analisada. Porosidade obliterada parcialmente por calcita e por pseudomatriz.

Petrofácies: **Grosso\_intraclástico\_pmtz**

Lâmina: D-2970,75.

Arenitos grossos, lamosos levemente conglomeráticos, muito mal selecionados, com empacotamento aberto (Fig. 47C). Ocorre intraclasto lamoso (6%) (Tabela 16). Presença de pseudomatriz lamosa (33%) gerada pela compactação de intraclastos lamosos. Calcita substituindo intraclasto lamoso e preenchendo poro. Porosidade totalmente obliterada pela pseudomatriz lamosa, que também inibiu qualquer tipo de crescimento e franja.

**Tabela 16** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Grosso\_intraclástico\_pmtz.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	-	<1
Poros. Total	-	0
Matriz	-	0
Por. inter/Por. Total	-	-
Pseudomatriz Total	-	33
Intraclasto Total	-	8
Sílica diagenética	-	0
Cal. Inter/Cal. Total	-	0,20
Clorita	-	0
Micas	-	0

Petrofácies: **Cal\_sil**

Lâmina: A-3013,30.

Arenito fino, conglomerático, mal selecionado (Fig. 47D). Presença de intraclasto lamoso (11%) com grande quantidade de glauconita e fragmentos de bioclasto fosfático, intraclasto carbonático (5%) (Tabela 17). Sílica diagenética (calcedônia) intergranular (9%), como franja ou preenchendo poros. Calcita (total 24%) ocorre principalmente substituindo outros constituintes (20%), entre eles plagioclásio, sílica diagenética, bioclasto, dolomita, intraclasto arenoso, ortoclásio e quartzo. Pirita framboidal (1%) substituindo biotitas e preenchendo bioclastos. Sem porosidade.

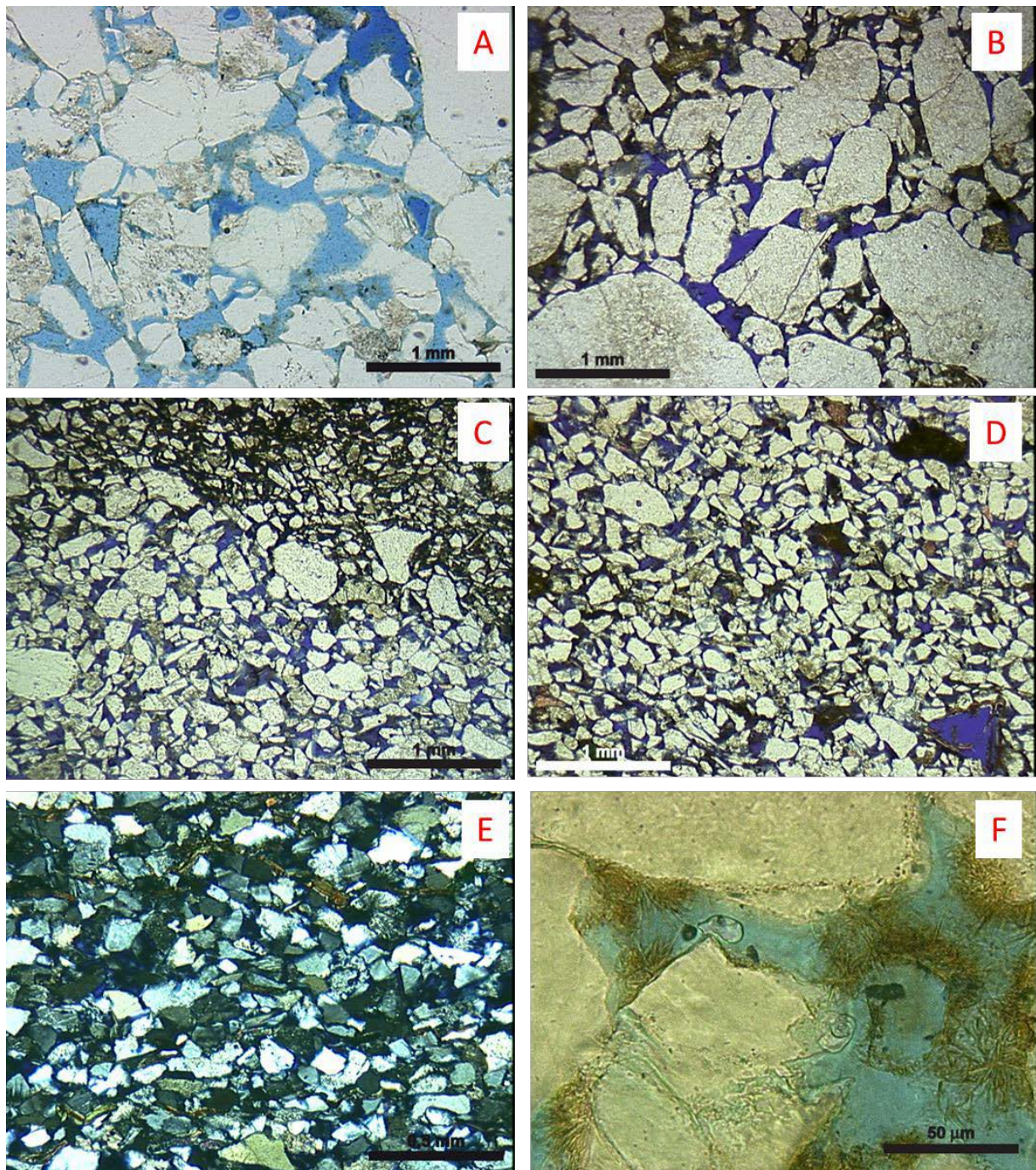
**Tabela 17** - Tabela dos principais constituintes (%) da Petrofácies Cal\_sil.

Constituintes e Porosidades	Média	Máximo
Cimento total	-	35
Poros. Total	-	0
Matriz	-	0
Por. inter/Por. Total	-	-
Pseudomatriz Total	-	0
Intraclasto Total	-	16
Sílica diagenética	-	12
Cal. Inter/Cal. Total	-	0,80
Clorita	-	0
Micas	-	<1

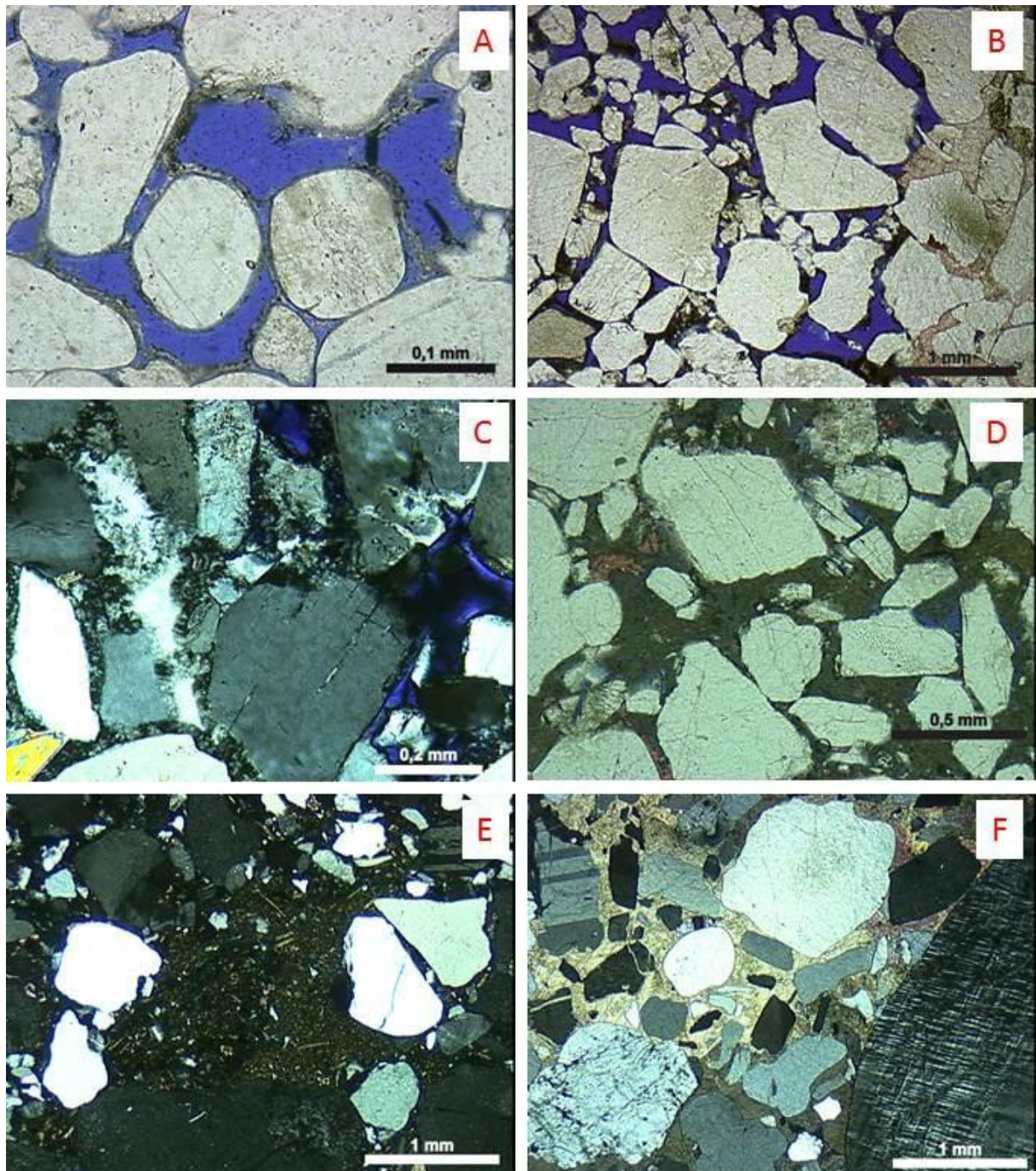
Petrofácies: **Lutitos**

Lâmina: E-2985,00 (quantificada); B-2963,35; B-2964,95; B-3011,00; D-2965,50; D-2970,25; D-3007,60; E-2978,90; E-3024,80 (lâminas descritas qualitativamente).

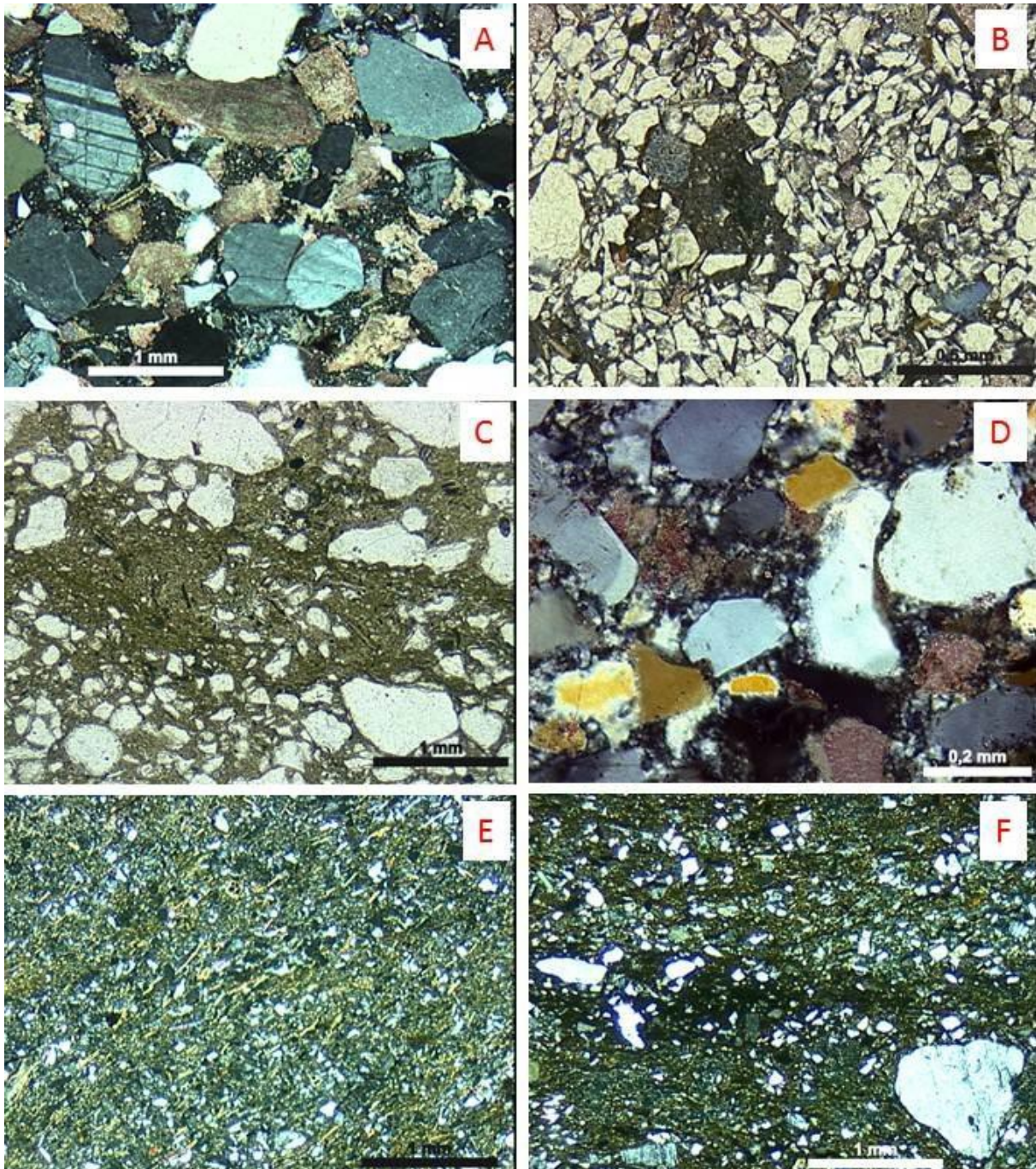
Lutitos, com ou sem fissilidade, lamoso a arenoso, com laminação subparalela e/ou bioturbado (Fig. 47E e F). Presença de matriz argilosa singenética. Frequentemente com bioclastos carbonáticos, entre os bioclastos observa-se foraminífero bentônico e plantônico, gastrópode, bivalve, braquiópode e bioclasto fosfático indiferenciado. Por vezes micáceos e com fragmentos carbonosos. Calcita substitutiva ocorre de forma rara. Sem porosidade preservada.



**Figura 45** – Fotomicrografias das petrofácies de reservatório. Todas as fotos, exceto 15E com polarizadores descruzados. A) Petrofácies Poroso\_grosso: arenito médio levemente conglomerático, com porosidade de até 21%, porosidade primária bem preservada. Polarizadores descruzados (//P). B) Petrofácies Poroso\_grosso\_pseudomatriz: arenito muito grosso levemente conglomerático, mal selecionado, porosidade intergranular primária, parcialmente obliterada por intraclastos e pseudomatriz. //P. C) Petrofácies Poroso\_intraclasto: arenito fino, muito mal selecionado, porosidade obliterada por intraclastos compactados, os intraclastos encontram-se em níveis específicos. //P. D) Petrofácies Poroso\_pseudomatriz: arenito fino, porosidade obliterada por intraclastos. //P. E) Petrofácies Poroso\_pseudomatriz\_micáceo: arenito fino micáceo, as micas ocorrem quase sempre deformadas devido à compactação mecânica. Polarizadores cruzados (XP). F) Petrofácies Poroso\_clorita: arenito fino com clorita em feixe cobrindo grãos e preenchendo poros intergranulares. //P.



**Figura 46**– Fotomicrografias das petrofácies de reservatório. A) Petrofácies Clorita: arenito fino com franjas de clorita. Polarizadores descruzados (//P). B) Petrofácies Poroso\_cal\_pseudomatrix: arenito médio a grosso, com pseudomatrix e clorita obliterando os poros. //P C) Petrofácies Pseudomatrix\_sil: arenito médio, levemente conglomerático, com sílica intergranular obliterando os poros. Polarizadores cruzados (XP). D) Petrofácies Cal\_pseudomatrix\_sil: arenito médio com abundante pseudomatrix e calcita preenchendo espaço intergranular. //P. E) Petrofácies Grosso\_intraclástico: arenito médio com abundantes intraclastos lamosos. XP. F) Petrofácies Cal\_dol\_precoce: arenito médio conglomerático, muito mal selecionado, com porosidade totalmente obliterada por carbonatos. XP.



**Figura 47** - Fotomicrografias das petrofácies de reservatório. A) Petrofácies Pseudomatrix\_cal: arenito médio, moderadamente selecionado, com pseudomatrix e calcita obliterando totalmente a porosidade. Polarizadores cruzados (XP). B) Petrofácies Intraclasto\_parc\_cal: arenito fino rico em intraclastos, parcialmente cimentado por calcita. Polarizadores descruzados (//P). C) Petrofácies Grosso\_intraclástico\_pmtz: arenito médio lamoso, levemente conglomerático, mal selecionado, com abundantes intraclastos e pseudomatrix, sem porosidade.//P. D) Petrofácies Cal\_sil: Arenito fino conglomerático, muito mal selecionado, com franjas de sílica cobrindo constituintes detríticos e calcita preenchendo poro. XP. E) Petrofácies Lutitos: Folhelho lamoso-arenoso, com fissilidade óptica, micáceo. XP. F) Petrofácies Lutito: Folhelho argiloso, com grãos de silte e areia (até 1,6 mm) dispersos. XP.

### 3.1.5. Associação de petrofácies

As dezessete petrofácies de reservatório foram agrupadas em 4 associações de petrofácies, levando-se em conta as suas características de porosidade, cimentação, granulometria, e seus respectivo impacto na qualidade de reservatório. Para cada associação de petrofácies é fornecido um quadro síntese com os valores médios e máximos das petrofácies constituintes.

Associação de Petrofácies: **Porosas**

Petrofácies: **Poroso\_grosso, Poroso\_grosso\_pseudomatriz, Poroso\_intraclasto, Poroso\_pseudomatriz, Poroso\_pseudomatriz\_micáceo, Poroso\_clorita, Clorita**

Associação de petrofácies composta por arenitos finos a grossos, por vezes levemente conglomeráticos, em geral mal selecionados, maciços ou laminados. Intraclastos (até 49%) e pseudomatriz lamosa (até 18%). Sílica diagenética (até 21%) ocorre principalmente substituindo intraclastos e pseudomatriz nas lâminas em que os mesmos encontram-se presentes. Calcita total até 8%. Porosidade total de até 21%, sendo a razão porosidade intergranular/porosidade total geralmente maior que 0,5 (Tabela 18).

Esta associação de petrofácies compreende as fácies com as melhores características de reservatório, possuindo boa porosidade e com quantidades de cimento total inferior a 14%.

**Tabela 18** – Principais constituintes (%) da Associação de Petrofácies Porosas, separada por Petrofácies.

Porosas	Poroso_grosso		Poroso_grosso_pseudomatriz		Poroso_intraclasto		Poroso_pseudomatriz		Poroso_pseudomatriz_micáceo		Poroso_clorita		Clorita	
	Média	Máximo	Média	Máximo	Média	Máximo	Média	Máximo	Média	Máximo	Média	Máximo	Média	Máximo
Constituintes e Porosidades														
Cimento total	5.67	7.67	4.00	9.33	6.78	11.33	8.33	10.33	-	3.00	-	13.33	-	13.33
Poros. Total	16.17	20.67	14.60	18.67	14.44	18.00	14.00	16.67	-	20.00	-	12.67	-	10.33
Matriz	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.00
Por. inter/Por. Total	0.55	0.53	0.45	0.87	0.62	0.78	0.73	0.84	-	0.50	-	0.29	-	0.65
Pseudomatriz Total	1.95	4.34	4.33	18.33	4.22	5.67	6.86	9.66	-	0.00	-	2.66	-	0.33
Intraclasto Total	2.39	6.00	5.00	11.33	18.55	49.00	2.17	3.00	-	2.00	-	5.66	-	0.33
Sílica diagenética	1.61	4.00	7.30	21.00	2.00	4.00	9.50	12.66	-	2.00	-	3.66	-	0.00
Cal. Inter/Cal. Total	0.19	0.36	0.43	0.56	0.55	0.54	0.50	0.83	-	0.57	-	0.30	-	0.00
Clorita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.66	3.33	-	0.00	-	11.00	-	11.66
Micas	<1	2	<1	2	<1	2	2	4	-	5	-	3	-	0

Associação de Petrofácies: **Parcialmente cimentadas**

Petrofácies: **Poroso\_cal\_pseudomatriz, Pseudomatriz\_sil, Cal\_pseudomatriz\_sil**

Arenitos finos a grossos, às vezes levemente conglomeráticos, muito mal a mal selecionados. Cimento (até 25%) ocorre principalmente como sílica diagenética (até 19%) e calcita (até 15%), dolomita também pode ocorrer como cimento carbonático, mas em quantidades baixas (<1%). Pseudomatriz lamosa (até 9%) e intraclastos lamosos (até 9%), ambos silicificados (Tabela 19). Porosidade total de 6 a 16%.

As amostras desta associação de petrofácies ainda podem ser consideradas reservatório, porém com qualidade inferior às encontradas na associação de petrofácies Porosas.

**Tabela 19** - Principais constituintes (%) da Associação de Petrofácies Parcialmente cimentadas, separada por Petrofácies.

Parcialmente cimentadas	Poroso_cal_pseudomatriz		Pseudomatriz_sil		Cal_pseudomatriz_sil	
	Média	Máximo	Média	Máximo	Média	Máximo
Constituintes e Porosidades						
Cimento total	11.00	17.33	-	24.67	-	11.67
Poros. Total	12.22	16.00	-	9.33	-	7.00
Matriz	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00
Por. inter/Por. Total	0.84	0.89	-	0.78	-	0.38
Pseudomatriz Total	4.22	9.00	-	1.66	-	5.00
Intraclasto Total	0.89	1.66	-	0.33	-	9.00
Sílica diagenética	6.66	10.66	-	21.00	-	16.33
Cal. Inter/Cal. Total	0.75	0.68	-	1.00	-	0.46
Clorita	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00
Micas	<1	1	-	<1	-	2

Associação de Petrofácies: **Cimentadas Compactadas**

Petrofácies: **Grosso\_intraclástico, Cal\_dol\_precoce, Pseudomatriz\_cal, Intraclasto\_cal, Grosso\_intraclástico\_pmtz, Cal\_sil**

Arenitos finos a grossos, lamosos a conglomeráticos, mal selecionados a muito mal selecionados, maciços. Pseudomatriz (3 a 33%) e intraclastos lamosos (3 a 18%), ambos silicificados. Esta associação de petrofácies inclui petrofácies não cimentadas, onde a porosidade primária se encontra totalmente obliterada pela



compactação de intraclastos lamoso e geração de pseudomatriz lamosa, e petrofácies cimentadas (até 35%). A porosidade primária foi obliterada por cimentação e/ou compactação, restando apenas porosidade secundária por dissolução de grãos (até 3%) (Tabela 20).

As amostras desta associação de petrofácies são assim consideradas não reservatório.

**Tabela 20** - Principais constituintes (%) da Associação de Petrofácies Cimentadas\_Compactadas, separada por Petrofácies.

Cimentadas	Grosso_intraclástico		Cal_dol_prec_oce		Pseudomatriz_cal		Intraclasto_cal		Grosso_intraclástico_p_mtz		Cal_sil	
	Média	Máximo	Média	Máximo	Média	Máximo	Média	Máximo	Média	Máximo	Média	Máximo
Constituintes e Porosidades	-	0.00	22.67	30.33	5.00	10.00	-	-	-	0.67	-	35.00
Cimento total	-	0.33	0.83	3.33	0.00	0.00	-	-	-	0.00	-	0.00
Poros. Total	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00	-	0.00
Matriz	-	0.00	0.39	0.39	-	-	-	-	-	-	-	-
Por. inter/Por. Total	-	0.00	0.42	1.33	5.34	8.00	-	-	-	33.33	-	0.00
Pseudomatriz Total	-	18.00	0.17	0.33	6.50	10.00	-	-	-	8.34	-	16.00
Intraclasto Total	-	20.66	0.33	1.00	7.67	12.34	-	-	-	0.00	-	11.66
Sílica diagenética	-	0.09	0.67	0.75	0.29	0.42	-	-	-	0.20	-	0.80
Cal. Inter/Cal. Total	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00	-	0.00
Clorita	-	<1	1	2	3	5	-	-	-	0	-	<1
Micas	-						-	-	-		-	

Associação de Petrofácies: **Lutitos**

Petrofácies: **Lutitos**

Lutitos (com ou sem fissilidade) lamosos a arenosos, com laminação subparalela ou bioturbado. Geralmente com bioclastos carbonáticos, às vezes micáceos e com fragmentos carbonosos, raramente com intraclastos lamosos e glauconita. Calcita substitutiva (raro). Sem porosidade.

Os lutitos desta associação de petrofácies são rochas não reservatório, constituindo barreiras de fluxo.

## 3.2. Análise faciológica

### 3.2.1. Fácies deposicionais

A análise faciológica foi executada através da descrição detalhada (escala 1:100) dos testemunhos de 5 poços (poços A e E), totalizando 391,80 metros (328,35 m recuperados). Os testemunhos foram descritos no Laboratório de Geologia da Unidade de Negócios da Bacia de Campos (UN-BC) da Petrobras, em Macaé-RJ.

Foram definidas 15 fácies nos testemunhos analisados, das quais, 3 são conglomerados, 10 são arenitos e 2 são siltitos/folhelhos.

#### **Gchip**

Descrição: Conglomerado intraformacional (Fig. 48) composto por intraclastos lamosos de 1 a 5 cm, com matriz de areia média gradando para areia fina a muito fina, maciço. Espessura das camadas até 94 cm. Esta fácies não é comum, representando menos de 1% do total descrito.

Interpretação: Deposição por fluxo trativos de alta densidade, com velocidade suficiente para arrancar e incorporar fragmentos argilosos durante passagem de fluxo, com progressiva diminuição da velocidade do fluxo.



**Figura 48** – Fácies Gchip. Conglomerado intraformacional, com matriz arenosa e intraclastos lamosos de até 5 cm.

## Gt

Descrição: Conglomerado de seixos e grânulos (Fig. 49), gradando para conglomerado de grânulos a arenito conglomerático, matriz areia média, com estratificação cruzada. Os sedimentos são mal selecionados. A espessura das camadas varia de 0,15 a 1,13 m.

Interpretação: Deposição por fluxos trativos em regime de fluxo inferior; migração de dunas, caracterizando preenchimento de canais (Miall 1978).



**Figura 49** – Fácies Gt. Conglomerado de seixos e grânulos, gradado, com matriz arenosa, e estratificação cruzada.

## Gpi

Descrição: Conglomerado de grânulos (Fig. 50), suportado pela matriz de areia grossa a média, ou arenito conglomerático, mal selecionado. Laminação plano-paralela, com gradação inversa dentro das lâminas. Presença de estrutura em chama. Comumente forma camadas espessas, podendo chegar a 2,8 m, mas camadas de menos de 1m também são comuns.

Interpretação: Deposição em carpetes de tração, classificados como fácies F4 por Mutti (1992). Depositados por correntes de turbidez cascalhosas de alta densidade, com flutuações na velocidade do fluxo (Hiscott, 1994).

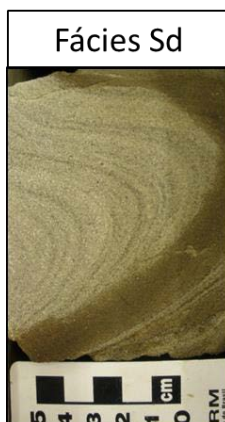


**Figura 50** – Fácies Gpi. Conglomerado de grânulos, laminado, com gradação inversa dentro das lâminas

## Sd

Descrição: Arenito fino com laminação plano paralela inclinada, e lentes milimétricas de areia grossa, ou com dobras convolutas (Fig. 51). Apenas uma ocorrência desta fácies foi registrada, em uma camada com 42 cm de espessura.

Interpretação: Remobilização pós-deposicional (Allen, 1977), apresentando deformação sin-sedimentar por escorregamento.



**Figura 51** – Fácies Sd. Arenito com laminação dobrada (dobras convolutas).

### Smp

Descrição: Arenito médio a muito grosso-conglomerático (Fig. 52), com grânulos e seixos (até 0,9 cm), maciço, coloração variando de cinza a marrom, friável (quando impregnado por óleo), mal selecionado. Com raros fragmentos de *Inoceramus* e concreções de calcita. Às vezes com base erosiva e estruturas em prato e pilar no topo. Os arenitos da fácies Smp possuem espessura geralmente superior a 1 m, podendo chegar a 5 m. Com mais de 106 m descritos, esta fácies corresponde a 33% dos arenitos descritos, sendo a fácies mais abundante nos testemunhos.

Interpretação: Deposição por correntes de turbidez areno-cascalhosas de alta densidade, com escape de fluidos intersticiais, correspondentes à fácies F5 descrita por Mutti (1992).



**Figura 52** – Fácies Smp. Arenito maciço com grânulos dispersos.

## Sli

**Descrição:** Arenito grosso a muito grosso, conglomerático, mal selecionados, com estratificação plano-paralela (lâminas de até 6 cm), com gradação inversa dentro das lâminas (Fig. 53). Esta fácies não é muito comum e as camadas possuem espessuras que variam de 35 a 85 cm.

**Interpretação:** Deposição por correntes de turbidez arenosas de alta densidade com flutuações na velocidade do fluxo (Hiscott, 1994). A fácies Sli corresponde a carpete de tração milimétrico descrito por Mutti (1992) (F7).



**Figura 53** – Fácies Sli. Arenito laminado, com gradação inversa dentro das lâminas.

## Sgp

Descrição: Arenito fino a grosso, com seixos de até 9 mm na base, gradação normal para arenito fino no topo (Fig. 54). Possui laminação convoluta, estruturas em prato e pilar e bioturbação no topo. Ocasionalmente ocorrem intraclastos lamosos/arenosos. A espessura das camadas varia de 20 cm a 3,6 m.

Interpretação: Deposição por correntes de turbidez arenosas de alta densidade, desacelerante, deposição *en masse* dos grãos (Lowe, 1982).



**Figura 54** – Fácies Sgp. Arenito gradacional, com seixos na base e bioturbação no topo.

## Smchip

Descrição: Arenitos médio a muito grosso, maciço ou com gradação normal, com ou sem seixos. Possui intraclastos lamosos (Fig. 55), que variam de 3-10 cm no seu maior eixo. A espessura máxima destes arenitos é de 3,75 m.

Interpretação: Deposição por correntes de turbidez arenosas de alta densidade, deposição em massa, correspondente ao intervalo Ta-Tb descrito por Bouma (1962).



**Figura 55** – Fácies Smchip. Arenito maciço, com intraclasto lamoso de até 10 cm.

## Sm

**Descrição:** Arenito muito finos a muito grosso, com seleção moderada a boa, maciço (Fig. 56). Coloração variável de cinza (muito cimentado) a marrom (não cimentado, impregnado por óleo). Por vezes possui porções friáveis. A espessura máxima das camadas é de 2,6 m, mas comumente ocorre como camadas de menos de 1 m de espessura.

**Interpretação:** Deposição por correntes de turbidez arenosas de alta densidade, correspondente a fácies F8 descrita por Mutti (1992).



**Figura 56** – Fácies Sm. Arenito médio maciço, com uma porção friável (esbranquiçada).



### Smf

Descrição: Arenito fino a médio, moderadamente a bem selecionado, maciço ou com laminação incipiente. Ocasionalmente apresenta gradação normal e laminação convoluta ou estrutura em prato e pilar (Fig. 57). A espessura das camadas varia de 10 cm a 1,40 m.

Interpretação: Deposição por correntes de turbidez arenosas de alta densidade (Mutti, 1992). A laminação convoluta e as estruturas em prato foram geradas por ascensão de fluidos intersticiais.



**Figura 57** – Fácies Smf. Arenito intensamente fluidizado, com estruturas em prato e pilar.

### SmSI

Descrição: Arenito grosso a médio gradando para arenito fino a siltito, maciço na base, passando para arenitos laminados no topo (Fig. 58), bem selecionado. Possui espessura máxima de 1,3 m, mas na grande maioria das vezes a espessura não ultrapassa 60 cm.

Interpretação: Deposição por correntes de turbidez arenosas de alta densidade, corresponde às fácies Ta-Tb (Bouma, 1962) (F8, segundo Mutti, 1992), com rápida deposição. Transporte por tração no topo.



**Figura 58** – Fácies SmSl. Arenito maciço na base, passando para laminado no topo.

### Slg

**Descrição:** Arenito grosso a médio, com laminação plano-paralela (Fig. 59). Mal selecionado, por vezes com fragmentos carbonosos. A espessura média das camadas é de 60 cm, podendo chegar a 1,30 m.

**Interpretação:** Deposição por correntes de turbidez de baixa densidade (F9) (Mutti, 1992). Deposição de camada plana sob regime de fluxo superior com flutuações na velocidade do fluxo, por vezes com incorporação de fragmentos de matéria orgânica.



**Figura 59** – Fácies Slg. Arenito com laminação plano-paralela e gradação normal dentro das lâminas.

## Slr

Descrição: Arenito muito fino a fino, bem selecionado, com laminação plano-paralela e cruzada (Fig. 60), por vezes apresentando laminação convoluta e bioturbação. Os arenitos desta fácies ocorrem geralmente intercalados com as fácies Fbf e Fl (descrição a seguir). A espessura média das camadas é de 22 cm.

Interpretação: Deposição por correntes de turbidez de baixa densidade (fácies F9; Mutti, 1992) com formação de camadas planas em regime de fluxo superior (Tb) e marcas onduladas em regime de fluxo inferior Tc (Bouma, 1962). Depósitos gerados por fluxos desacelerantes, com tração e suspensão dos grãos.



**Figura 60** – Fácies Slr. Arenito com laminação plano-paralela, passando para estratificação cruzada. Esta fácies ocorre geralmente intercalada com siltitos e folhelhos.

## Fbf

Descrição: Arenito muito fino a siltito arenoso/argiloso, de coloração verde ou cinza esverdeada, com níveis argilosos pretos. Geralmente possui lâminas rompidas de argila e intraclastos argilosos milimétricos, laminação convoluta, comumente bioturbação (Fig. 61). Intercalação de camadas de cinza vulcânica (“Marco Dedos”). As camadas possuem espessuras variadas, desde camadas muito finas (10 cm) até intervalos contínuos de até 7,40 m de espessura.

Interpretação: Deposição por tração mais decantação a partir de correntes de turbidez de baixa densidade (Mutti, 1992). A alteração da laminação original se dá por bioturbação e/ou escape de fluidos.



**Figura 61** - Fácies Fbf. Siltito fortemente bioturbado e fluidizado, com lâminas rompidas de argila.

## FI

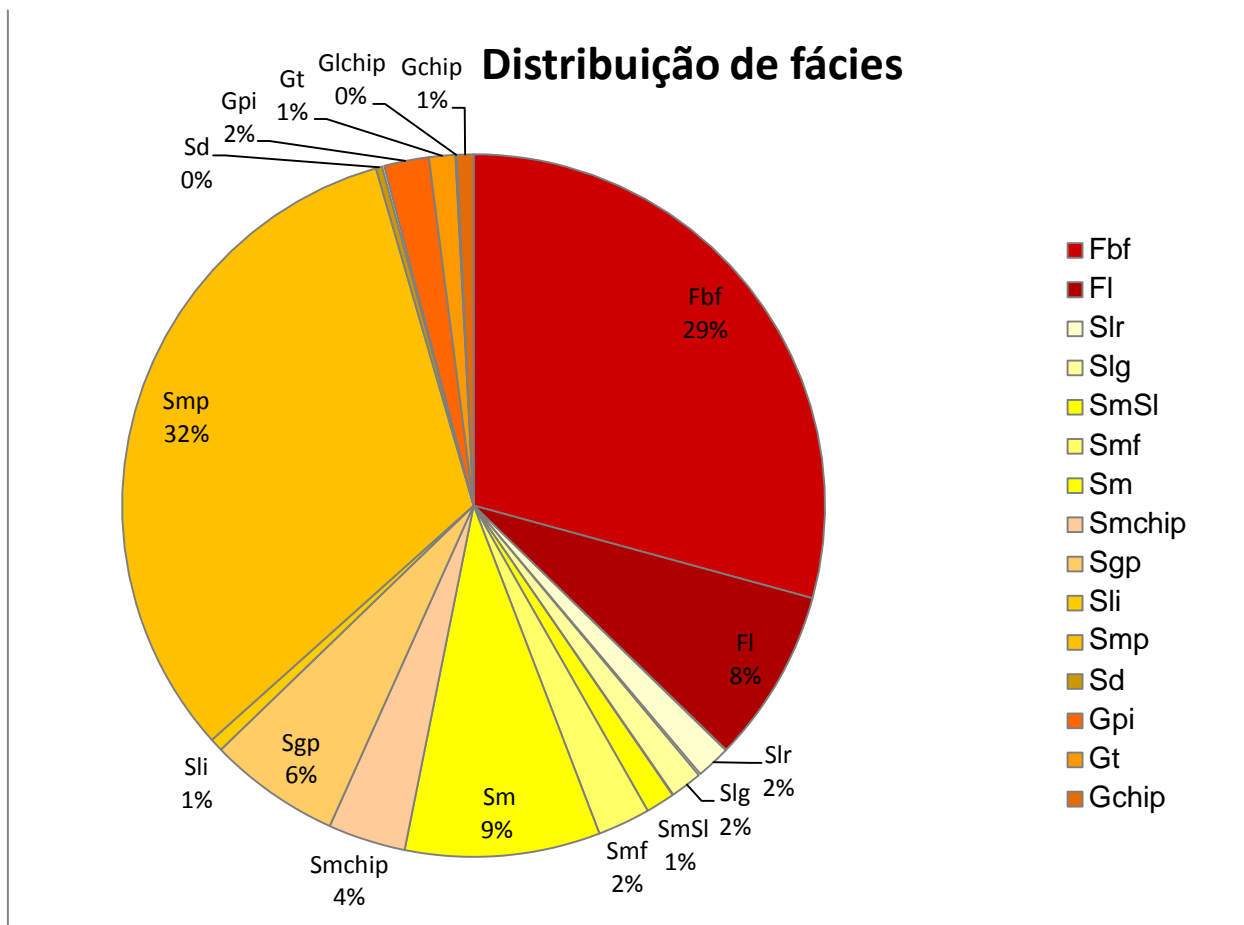
**Descrição:** Folhelho argiloso a siltico, com laminação plano-paralela, com bioturbação de fraca a intensa (Fig. 62). Presença de fragmentos carbonosos e de bivalves (*Inoceramus*). Intercalação de camadas de cinza vulcânica correspondentes ao “Marco Dedos”. Esta fácies varia de camadas de 10 cm até intervalos contínuos de 8,30 m de espessura. A fácies FI corresponde a segunda fácies com maior representatividade nos testemunhos estudados, totalizando aproximadamente 94 m (29%).

**Interpretação:** Deposição por decantação de sedimentos pelágicos (Lowe, 1982), correspondendo à sedimentação de *background* da bacia.



**Figura 62** – Fácies FI. Folhelho argiloso laminado.

As fácies mais abundantes encontradas nos testemunhos descritos são as fácies Smp e Fbf, representando, respectivamente, 33% e 29% dos testemunhos descritos (Fig. 63). As fácies Sm, Sgp e Fl também possuem significativa representatividade nos testemunhos.

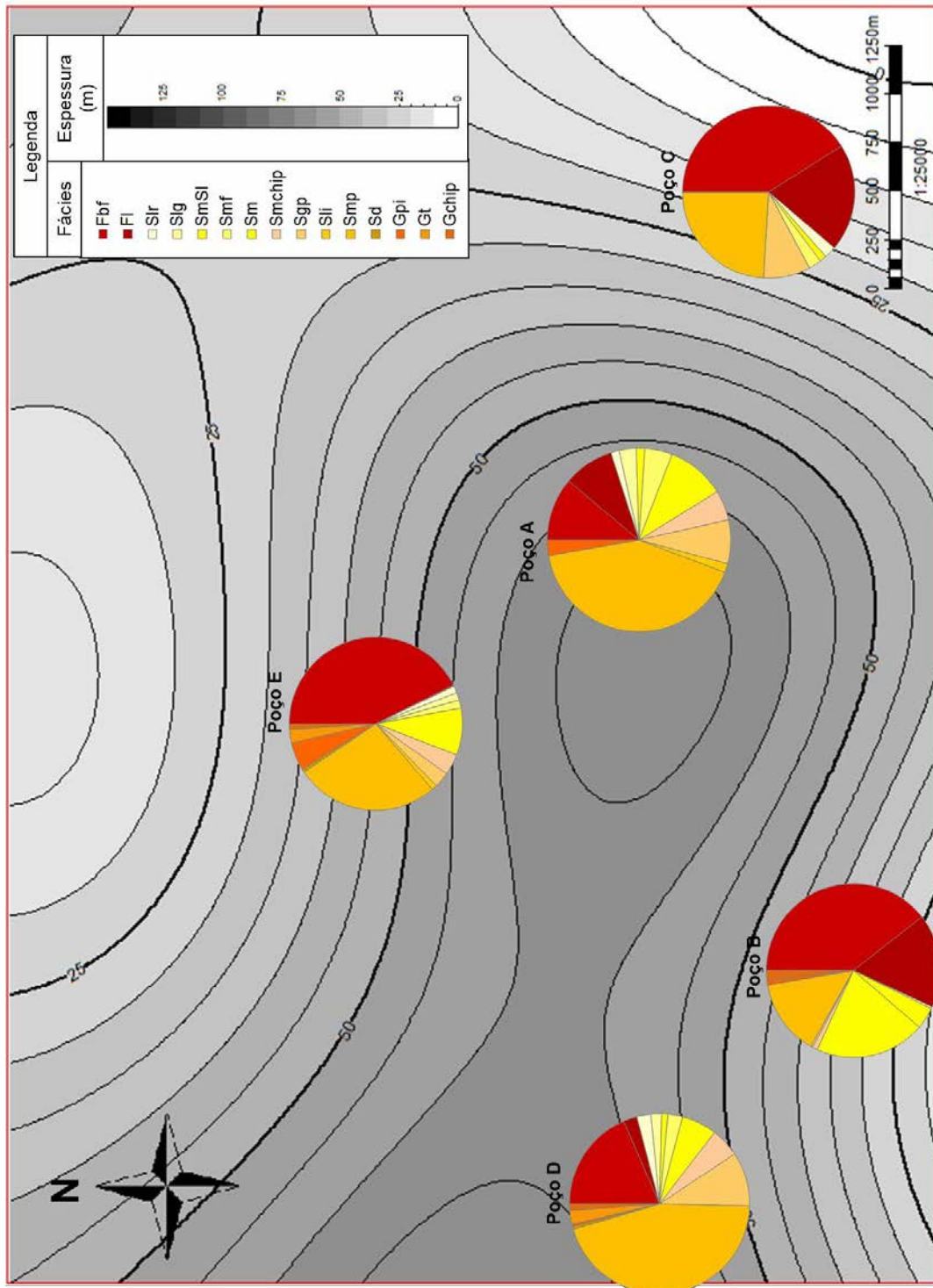


**Figura 63** – Distribuição das fácies reconhecidas nos testemunhos analisados. Nota-se a predominância geral de fácies arenosas, sendo a mais abundante a fácies Smp. A segunda fácies mais abundante corresponde aos siltitos da fácies Fbf.

A figura 64 mostra a distribuição das fácies em cada testemunho descrito. Os gráficos com a distribuição das fácies foram plotados na localização correspondente de cada poço, sobre o mapa de espessura referente às areias, gerado exclusivamente a partir dos dados de testemunhos descritos.

Analisando-se a distribuição de fácies separadamente por poço, foi possível observar que os poços A e D possuem grande predominância de fácies arenosas e conglomeráticas. Em ambos os poços estas correspondem a mais de 75% das rochas descritas. Os poços B e E também possuem quantidades maiores de arenitos e conglomerados do que siltitos e folhelhos (em torno de 55% para os primeiros). O único poço com predominância de siltitos é o poço C.

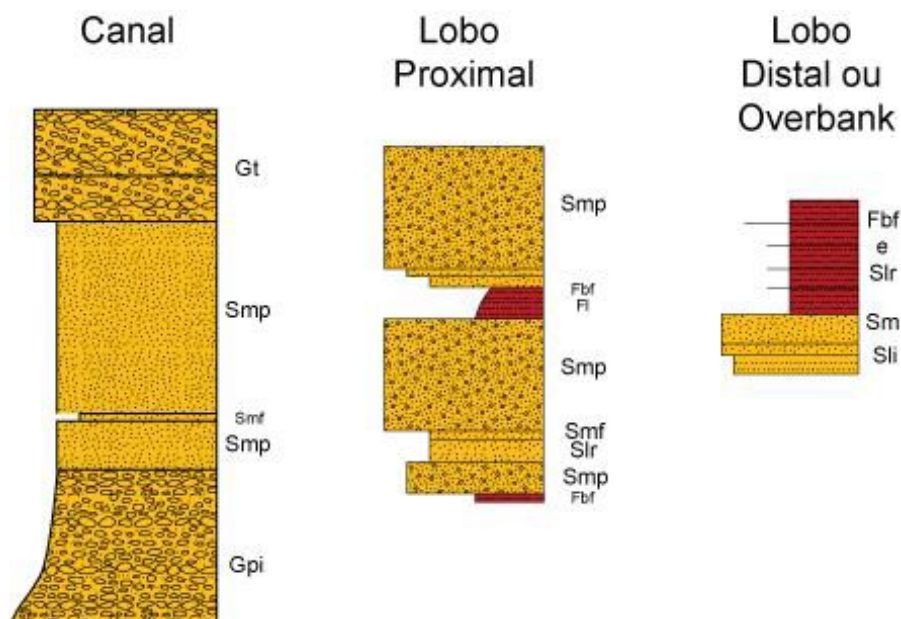
Observando-se a distribuição espacial dos testemunhos, foi possível observar uma tendência preferencial de deposição dos arenitos e conglomerados na área central (Fig. 64), onde estão localizados os poços A e D. As maiores espessuras apresentam orientação aproximada NE-SW na porção leste da área estudada, e NNW-SSE no limite oeste da área. O poço C localiza-se na porção mais a leste do sistema. Além disso, este poço está claramente localizado lateralmente às maiores espessuras de areia, evidenciado também pela distribuição das fácies neste poço.



**Figura 64** – Distribuição de fácies por poço sobre o mapa de espessura das areias e conglomerados dos testemunhos descritos. Os gráficos estão centralizados sobre a localização dos poços estudados no campo.

### 3.2.2. Associação de fácies

As 15 fácies reconhecidas nos testemunhos descritos permitiram a caracterização de três associações de fácies distintas (Fig. 65), que representam distintos subambientes deposicionais (canal turbidítico, lobo turbidítico proximal e lobo turbidítico distal/overbank). As associações de fácies foram definidas levando-se em conta as fácies encontradas, a relação das mesmas com depósitos proximais ou distais, e a espessura das camadas, devido à dificuldade de definir continuidade lateral e geometria dos elementos baseada apenas nos testemunhos. Devido a ausência de controle da geometria dos canais turbidíticos (e.g. por sísmica) e impossibilidade de obter medidas de paleocorrentes (por serem dados de poço), não foi possível diferenciar lobos turbidíticos distais de depósitos de overbank (laterais ao canal turbidítico), de modo que se optou por englobar ambas as possibilidades em uma única associação de fácies.



**Figura 65** – Conjunto de fácies características encontradas em cada uma das associações de fácies propostas.



### 3.2.2.1. Associação de fácies de Canal Turbidítico

A associação de fácies de Canal Turbidítico representa o preenchimento de canais turbidíticos, inclui os sedimentos mais grossos encontrados no sistema estudado. Esta associação de fácies é caracterizada pela presença de fácies conglomeráticas e arenosas, principalmente arenitos conglomeráticos. Os arenitos finos encontram-se em quantidades subordinadas.

As principais fácies descritas nesta associação de fácies são Smp e Sgp, que compõem respectivamente 61% e 16% da mesma. As outras fácies presentes são observadas em quantidades menores que 10% (Fig. 66). As fácies Fbf, Sli, Slg e Gchip não foram observadas nos canais, enquanto as fácies Fl, Slr, Sd, Smf e Smchip ocorrem de forma muito subordinada (<3%).

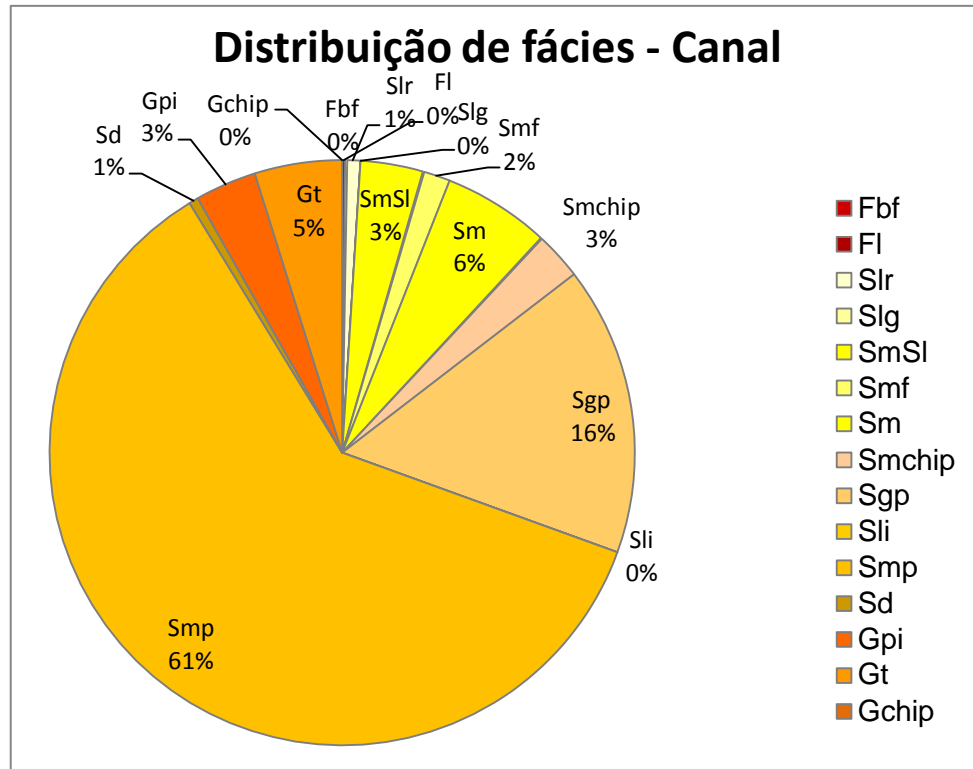
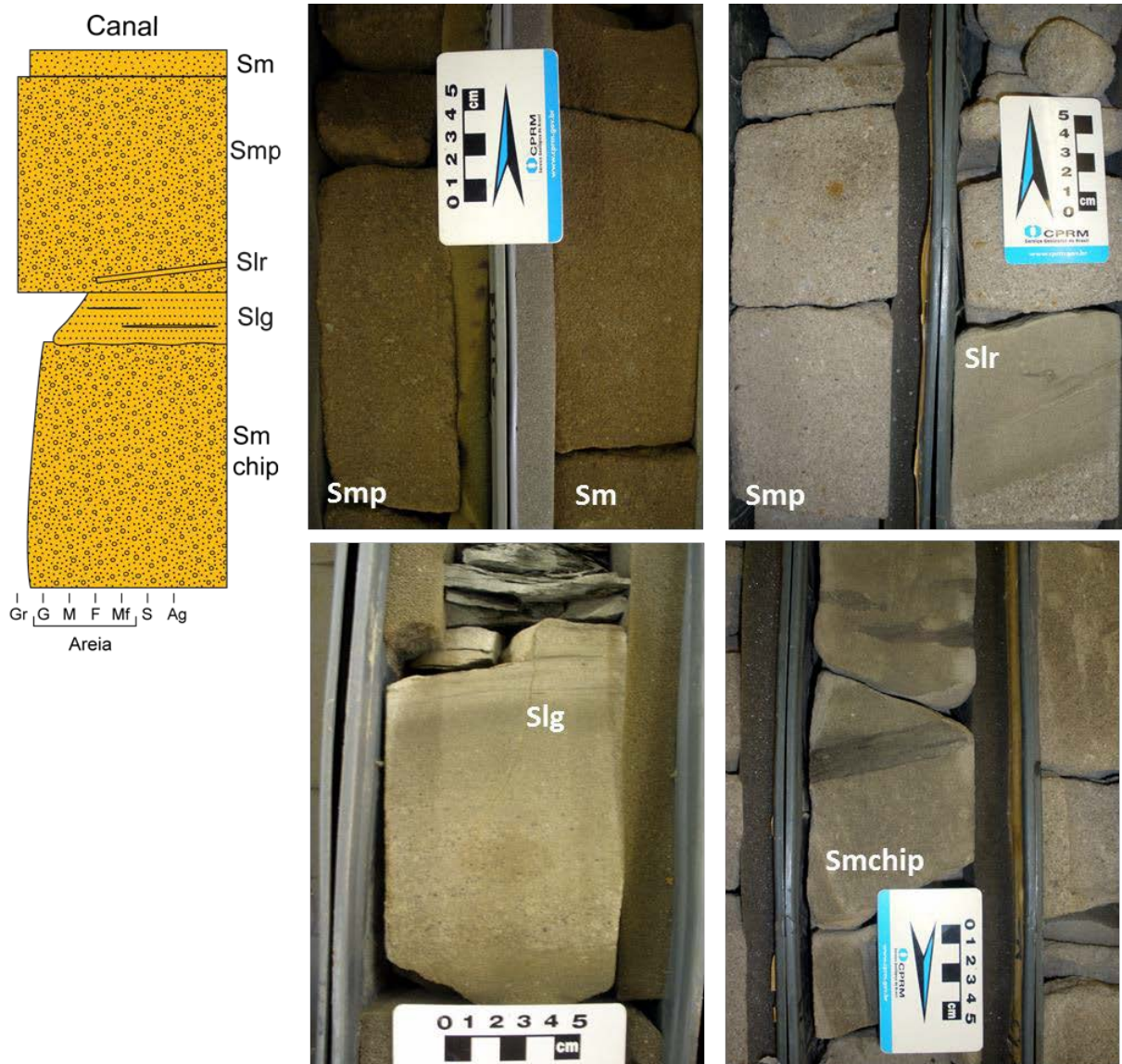


Figura 66 – Distribuição das fácies componentes da associação de fácies de Canal Turbidítico.

As espessuras das camadas de arenitos e conglomerados encontradas nesta associação de fácies variam de 10 cm a 5,45 m, sendo a maioria entre 1 e 3 m. Os canais podem chegar a até quase 10 m de espessura, com espessura mínima de 2 m. As areias desta associação de fácies encontram-se na maioria das vezes amalgamadas (Fig. 67).

A associação de fácies de Canal Turbidítico ocorre em todos os testemunhos descritos, sendo muito representativa no poço D (58%) e A (41%), e menos comum no poço B (15%), que se encontra em posição relativamente lateral a tendência principal de deposição das areias (Fig. 64).

A ausência de siltitos e folhelhos e a grande quantidade de conglomerados e arenitos conglomeráticos demonstra que esta associação de fácies representa os depósitos mais proximais do sistema (MUTTI & NORMARK, 1987). A grande espessura das camadas arenosas desta associação de fácies corrobora a interpretação de maior proximalidade da mesma.



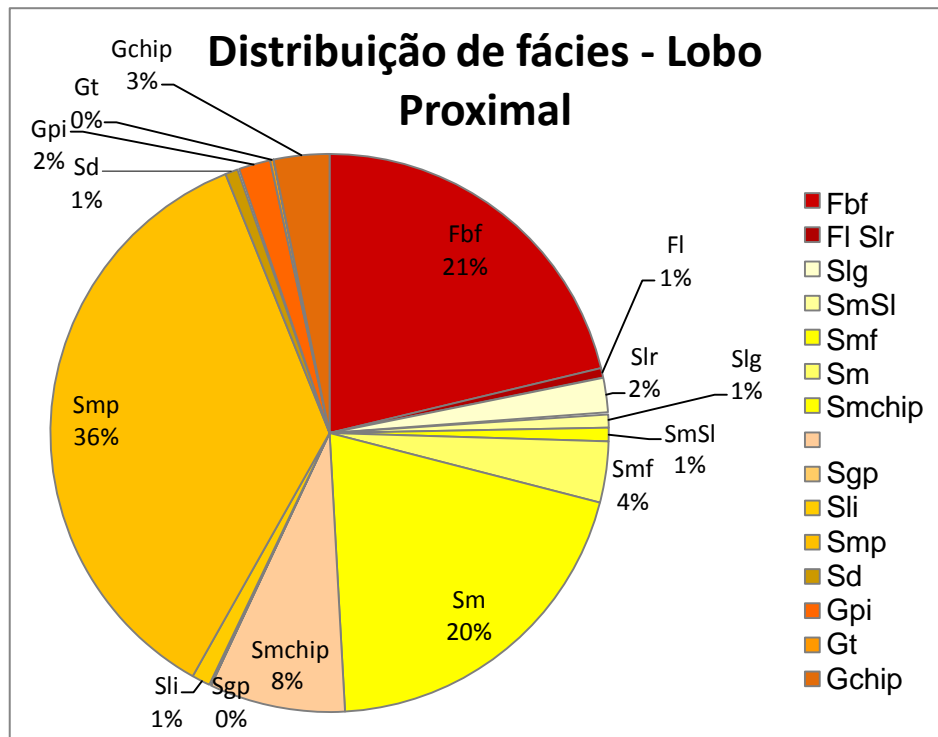
**Figura 67** – Associação de fácies de Canal Turbidítico e as principais fácies encontradas na mesma. As fácies estão muitas vezes impregnadas por óleo, o que gera uma coloração amarronzada nas mesmas.

### 3.2.2.2. Associação de fácies de Lobo Turbidítico Proximal

A associação de fácies de Lobo Turbidítico Proximal é composta principalmente por fácies arenoconglomeráticas e arenopelíticas. Quase todas as fácies descritas neste trabalho estão presentes nesta associação de fácies. Os conglomerados e arenitos predominam em relação aos siltitos e folhelhos, mas,

diferentemente do que foi observado nos canais, camadas de siltito e folhelho ocorrem intercaladas aos arenitos e conglomerados.

As principais fácies encontradas são Smp (36%), Fbf (21%) e Sm (20%). As outras fácies ocorrem com menos de 10% de abundância (Fig. 68).



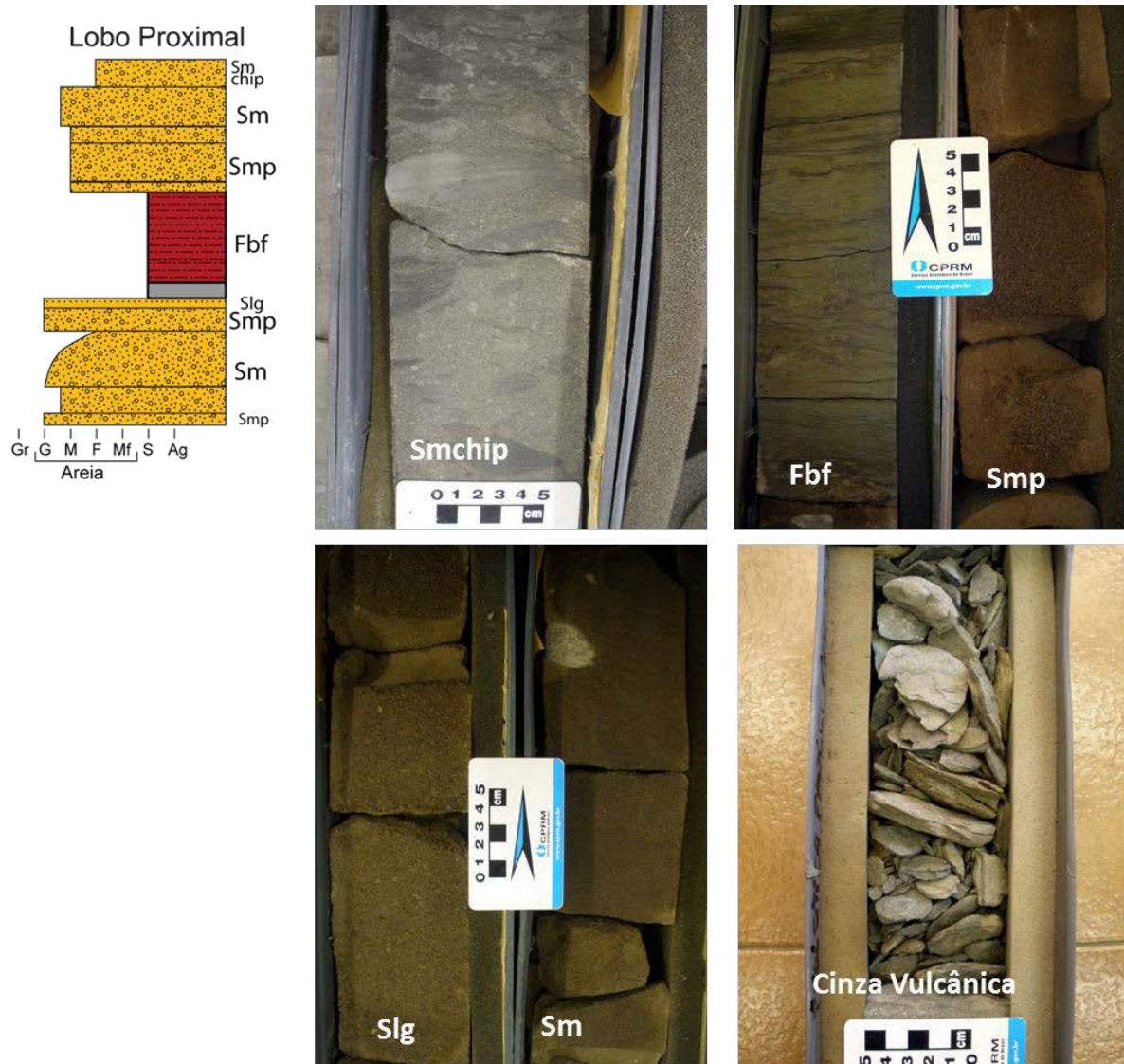
**Figura 68** - Distribuição das fácies componentes da associação de fácies de Lobo Turbidítico Proximal.

A espessura das camadas varia entre 10 cm e 3,5 m, sendo as camadas arenoconglomeráticas mais espessas e as camadas arenosas e arenopelíticas menos espessas. Esta de associação de fácies ocorre em pacotes um pouco menos espessos do que os canais. A espessura máxima desta associação de fácies é igual a 8 m.

A associação de fácies de Lobos Turbidíticos Proximais não ocorre no poço C. Nos outros poços ocorre em quantidades entre 26% e 39%.

A intercalação de arenitos e arenitos conglomeráticos com camadas de camadas de pelitos (Fig. 69), apresentando alta razão areia:siltito, caracteriza a porção proximal dos lobos (MUTTI & NORMARK, 1987). A espessura das camadas arenosas e conglomeráticas encontradas nos pacotes interpretados como lobos

proximais é intermediária entre os pacotes caracterizados como canais turbidíticos e os caracterizados como lobos distais ou overbank.

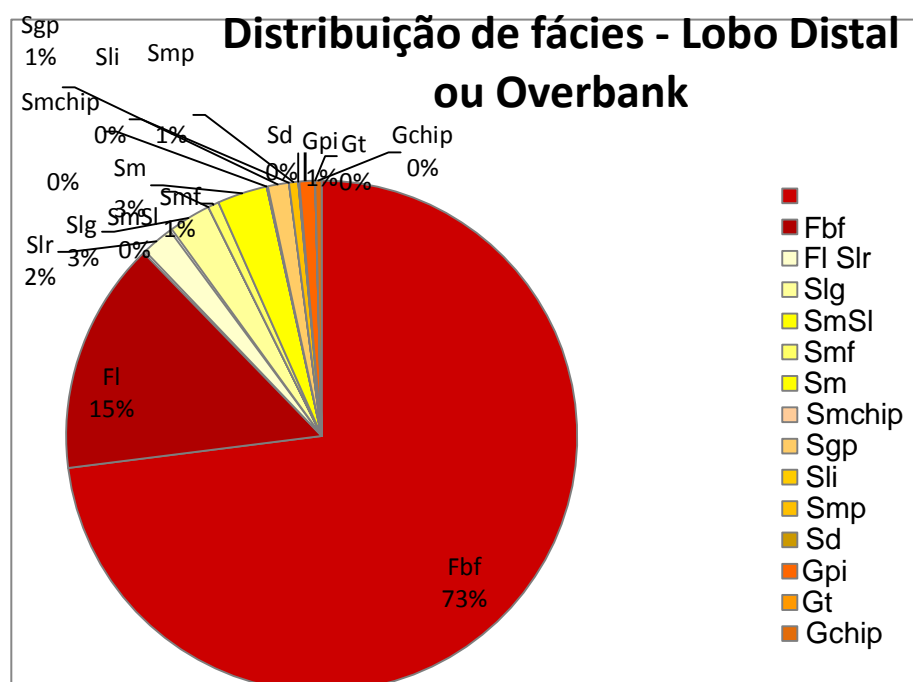


**Figura 69** - Associação de fácies de Lobo Turbidítico Proximal e as principais fácies encontradas na mesma. Intercalação de depósitos característicos de ambiente com maior energia (e.g. arenitos conglomeráticos da fácies Smp) com depósitos de menor energia (siltitos da fácies Fbf). Finas camadas de cinza vulcânica também foram preservadas juntamente com as fácies de menor energia.

### 3.2.2.3. Associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank

A associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank possui um predomínio de fácies siltico-arenosas e siltico-argilosas, com fácies arenosas subordinadas.

As principais fácies encontradas são os siltitos e folhelhos da Fbf (73%) e FI (15%). Arenitos, principalmente da fácies Slr, ocorre subordinadamente intercalados com siltitos (Fig. 70).

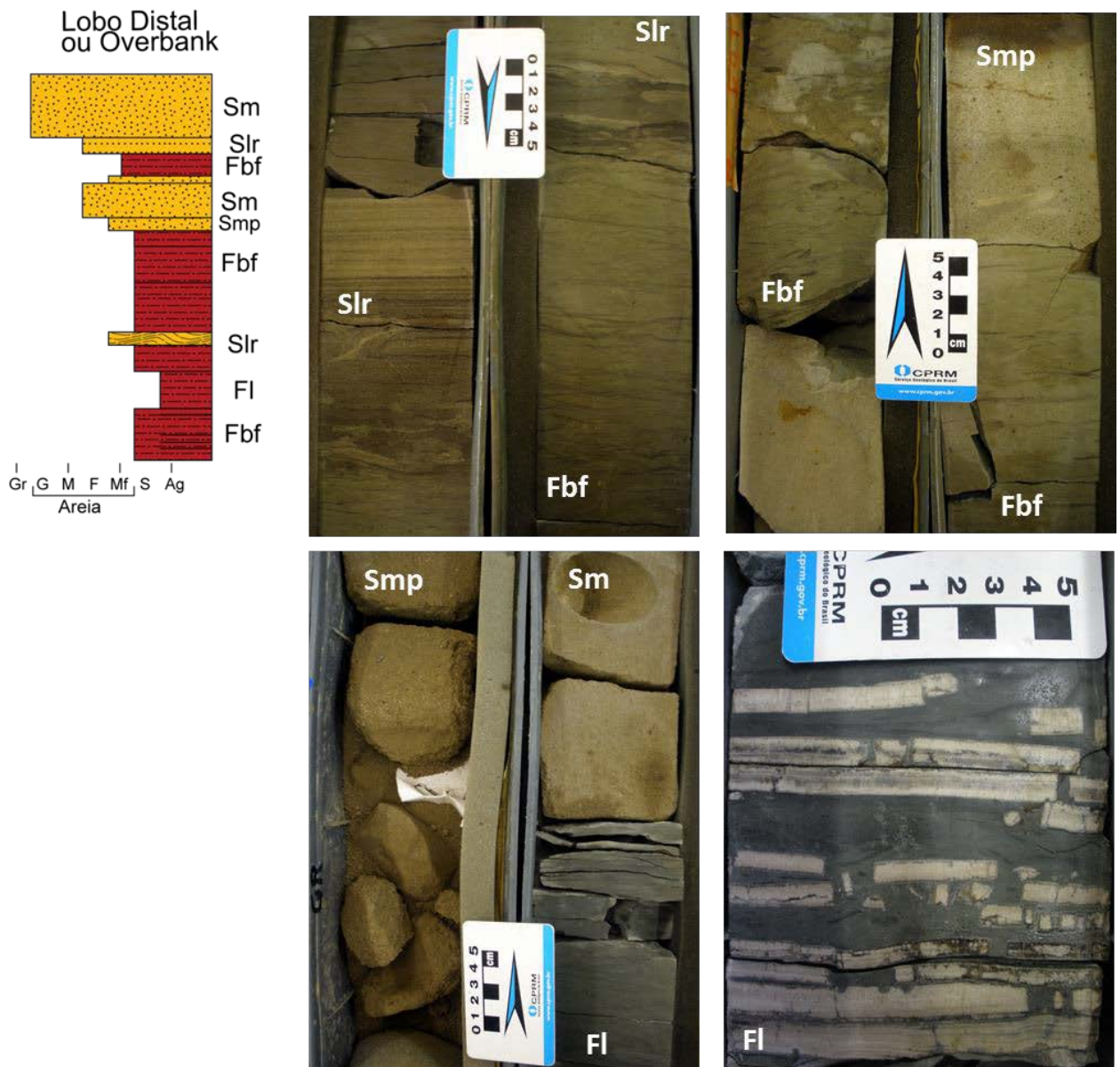


**Figura 70** – Distribuição das fácies componentes da associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank.

As fácies silticas se distribuem em camadas mais espessas, enquanto as fácies arenosas geralmente apresentam espessuras reduzidas. Os pacotes representantes desta associação de fácies possuem espessuras máximas de 18 m, configurando a associação de fácies mais espessa e também a mais abundante, perfazendo um total de 123 m.

Esta associação de fácies ocorre em todos os testemunhos descritos, sendo a principal associação de fácies nos testemunhos B (50%) e C (65%). É composta principalmente por depósitos característicos das porções distais do sistema ou, quando relacionados ao canal, depósitos relacionados ao extravasamento lateral das correntes de turbidez (MUTTI & NORMARK, 1987) (Fig. 71). A associação de fácies de Lobos Turbidíticos Distais ou Overbank possui razão areia:pelito muito menor do que a associação de fácies de Lobo Turbidítico Proximal.

As fácies encontradas em lobos turbidíticos distais e overbanks são basicamente as mesmas, sendo principalmente siltitos e arenitos finos, muitas vezes laminados. A principal diferença entre os depósitos de lobos distais e de overbank é a diferença de paleocorrentes nos sedimentos estratificados. Não sendo possível medir as paleocorrentes nos testemunhos, a diferenciação de ambos não foi possível neste estudo.



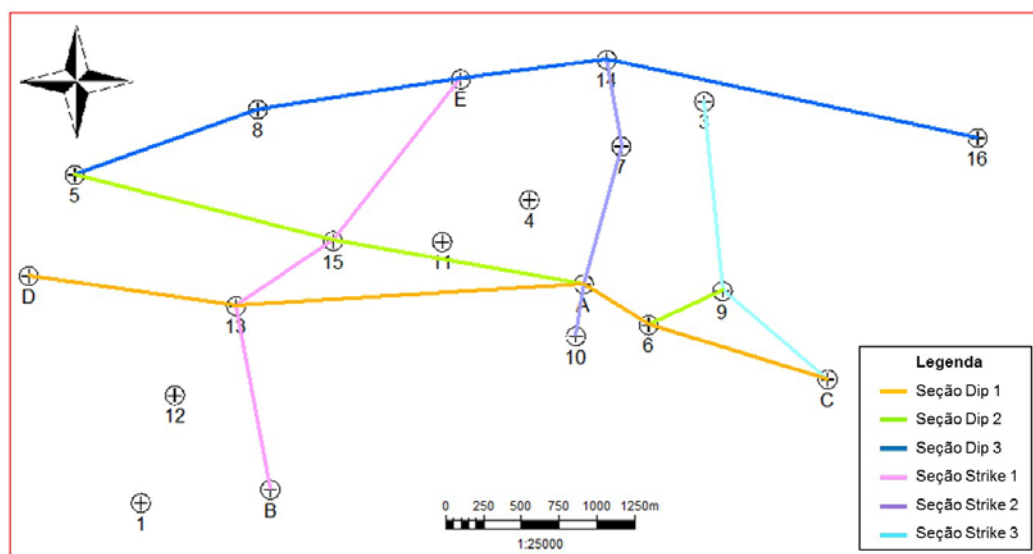
**Figura 71** - Associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank e as principais fácies observadas na mesma.

### 3.3. Estratigrafia de seqüências

Através da análise de 6 seções de correlações, sendo três seções no sentido *dip* e três no sentido *strike* (Fig. 72), foi possível estabelecer o arcabouço estratigráfico dos arenitos estudados. Dos 16 poços utilizados nas seções, 5 deles



possuem testemunhos descritos, e todos possuem perfil de raio gama, que foi utilizado para definir os padrões e superfícies limítrofes. Com base nestes dados, foram definidos ciclos transgressivos-regressivos (*sensu* Embry & Johannessen, 1992), devido à maior facilidade de utilização destas sequências, como citado anteriormente. Devido a falta de dados sísmicos, não foram consideradas falhas neste estudo.

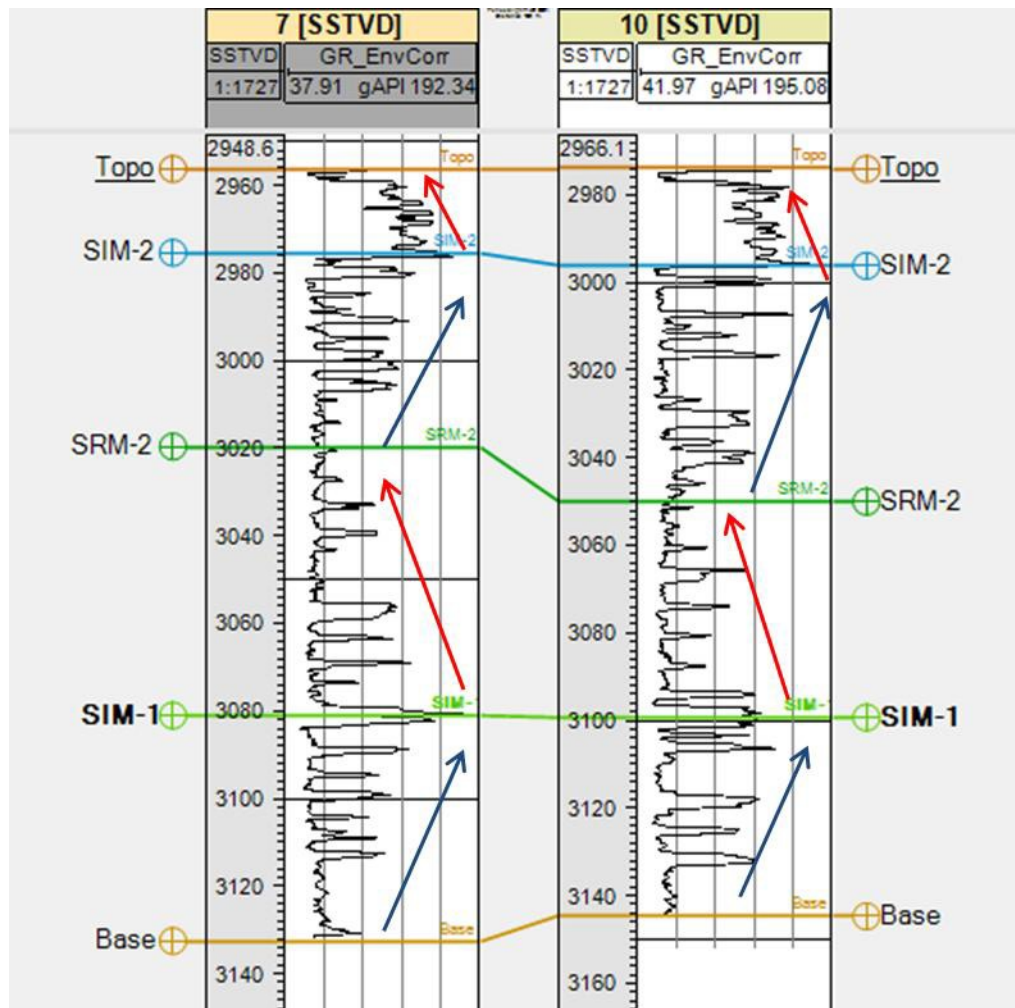


**Figura 72** – Mapa de localização das seções de correlação utilizadas para este estudo.

### 3.4. Superfícies limítrofes

Foram definidas 3 superfícies limítrofes nas seções de correlação deste estudo: Superfície de Inundação Máxima 1 (SIM-1), Superfície de Regressão Máxima 2 (SRM-2) e Superfície de Inundação Máxima 2 (SIM-2).

A SIM-1 corresponde à primeira superfície encontrada a partir da base dos logs analisados, e não está presente em nenhum dos 5 testemunhos descritos, sendo a única das superfícies limítrofes definida exclusivamente com base nos perfis de raio gama. A superfície é marcada por uma mudança no padrão de raio gama, onde picos com valores cada vez mais elevados passam a picos com valores decrescentes, marcando a mudança de um padrão de empilhamento retrogradacional para um padrão progradacional (Fig. 73).



**Figura 73** – Exemplo de mudança no padrões de empilhamento nos poços 7 e 10 que marcam as diferentes superfícies limitrofes. As setas em azul representam o padrão de empilhamento retrogradacional, enquanto as setas em vermelho representam o padrão de empilhamento progradacional.

A SRM-2 ocorre em todos os poços analisados, tendo expressão inclusive nos 5 testemunhos descritos. Nos testemunhos, esta superfície é representada por camadas de arenito maciço com grânulos (Fácies Smp), correspondendo em todos os testemunhos corresponde à Associação de Fácies de Canal Turbidítico. A Superfície de Regressão Máxima 2 é marcada por valores mínimos de raio gama, indicando a mudança de um padrão de empilhamento progradacional para um padrão de empilhamento retrogradacional (Fig. 73).

A superfície mais de topo, SIM-2, foi observada em 3 dos testemunhos estudados. Esta superfície ocorre no intervalo com maior quantidade de siltitos e folhelhos, dentro da fácies Fbf e da Associação de Fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank. Nos perfis de raio gama, a superfície é marcada pelos maiores

valores, indicando uma mudança de padrão de empilhamento retrogradacional para progradacional.

### 3.5. Tratos de sistema

Com base nas superfícies limítrofes foram definidos 4 tratos de sistemas. Os tratos de sistema identificados foram classificados segundo Embry & Johannessen (1992) como tratos de sistema transgressivos 1 e 2 e tratos de sistema regressivos 1 e 2.

O trato de sistema transgressivo 1 (TST-1) ocorre a partir da base dos perfis de poço, sendo o topo delimitado pela superfície SIM-1. Possui empilhamento retrogradacional, marcado pelo aumento relativo na quantidade de lama em direção ao topo do trato de sistema (Figs. 74 a 79). Os testemunhos descritos não incluem este trato de sistema.

O trato de sistema regressivo 1 (TSR-1) é delimitado na base pela superfície SIM-1 e no topo pela SMR-2. Apresenta padrão de empilhamento progradacional, com aumento de areia em direção ao topo, e conseqüente diminuição da quantidade de lama, mostrando picos no perfil de raio gama com valores cada vez menores (Figs. 74 a 79). O topo deste trato nos testemunhos descritos é caracterizado pela presença da Associação de Fácies de Canal Turbidítico, onde a principal fácies encontrada é a Smp.

Sobreposto ao TSR-1 encontra-se o trato de sistema transgressivo 2 (TST-2). Este trato de sistema é limitado na base pela SRM-2 e no topo pela SIM-2. O TST-2 possui padrão de empilhamento retrogradacional, marcado pelo aumento nos valores de raios gama, bem como na quantidade de siltitos e folhelhos nos testemunhos descritos. A SIM-2, que delimita o topo deste trato, ocorre na Associação de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank.

O trato de sistema mais de topo corresponde ao trato de sistema regressivo 2 (TSR-2), delimitado na base pela SIM-2, e com topo correspondente ao topo dos perfis analisados. Este trato de sistema é o menos espesso dentre os tratos

definidos, e provavelmente não se encontra completo nos perfis analisados. É caracterizado por uma mudança no padrão de empilhamento, de retrogradacional no TST-2 para progradacional neste, com diminuição nos valores de raios gama.

### **3.6. Sequências transgressivas-regressivas e evolução estratigráfica**

Os quatro tratos de sistemas definidos compõem 2 sequências transgressivas-regressivas completas.

A sequência transgressiva-regressiva 1 (SEQ-1) corresponde à sequência basal do intervalo estudado. Esta sequência é delimitada no topo pela SRM-2, sendo composta pelos tratos de sistema TST-1 e TSR-1, os quais são separados por uma superfície de inundação máxima (SIM-1). A SEQ-1 ocorre em todos os poços analisados, sendo que no poço B a porção basal desta não está presente devido a baixa amostragem do mesmo.

A sequência transgressiva-regressiva 2 (SEQ-2) representa a porção de topo do intervalo estudado. Esta sequência está limitada na base pela superfície SRM-2 e no topo pelo fim dos perfis estudados, incluindo os tratos de sistema TST-2 e TSR-2, que são separados internamente pela superfície SIM-2.

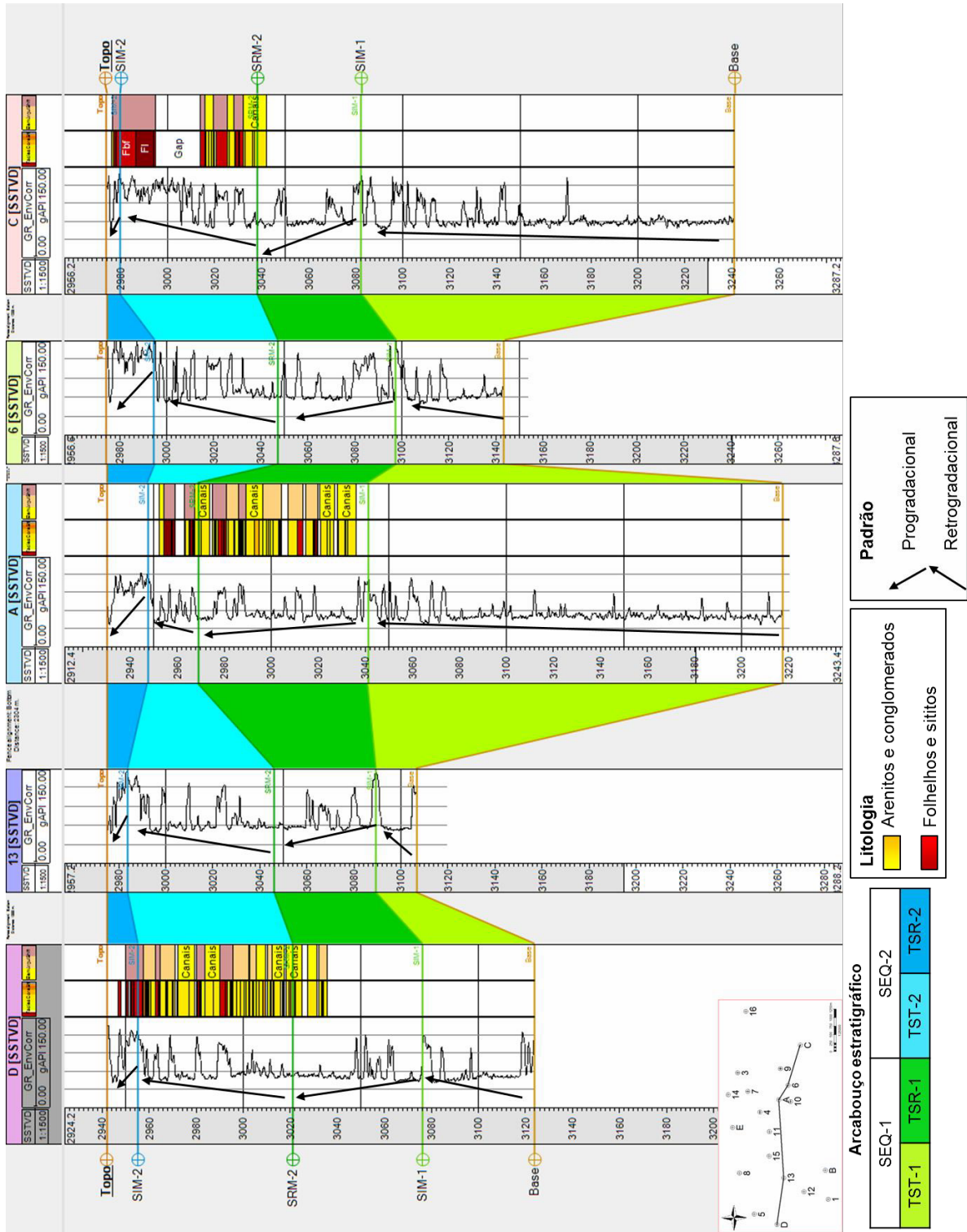


Figura 74 – Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 1.

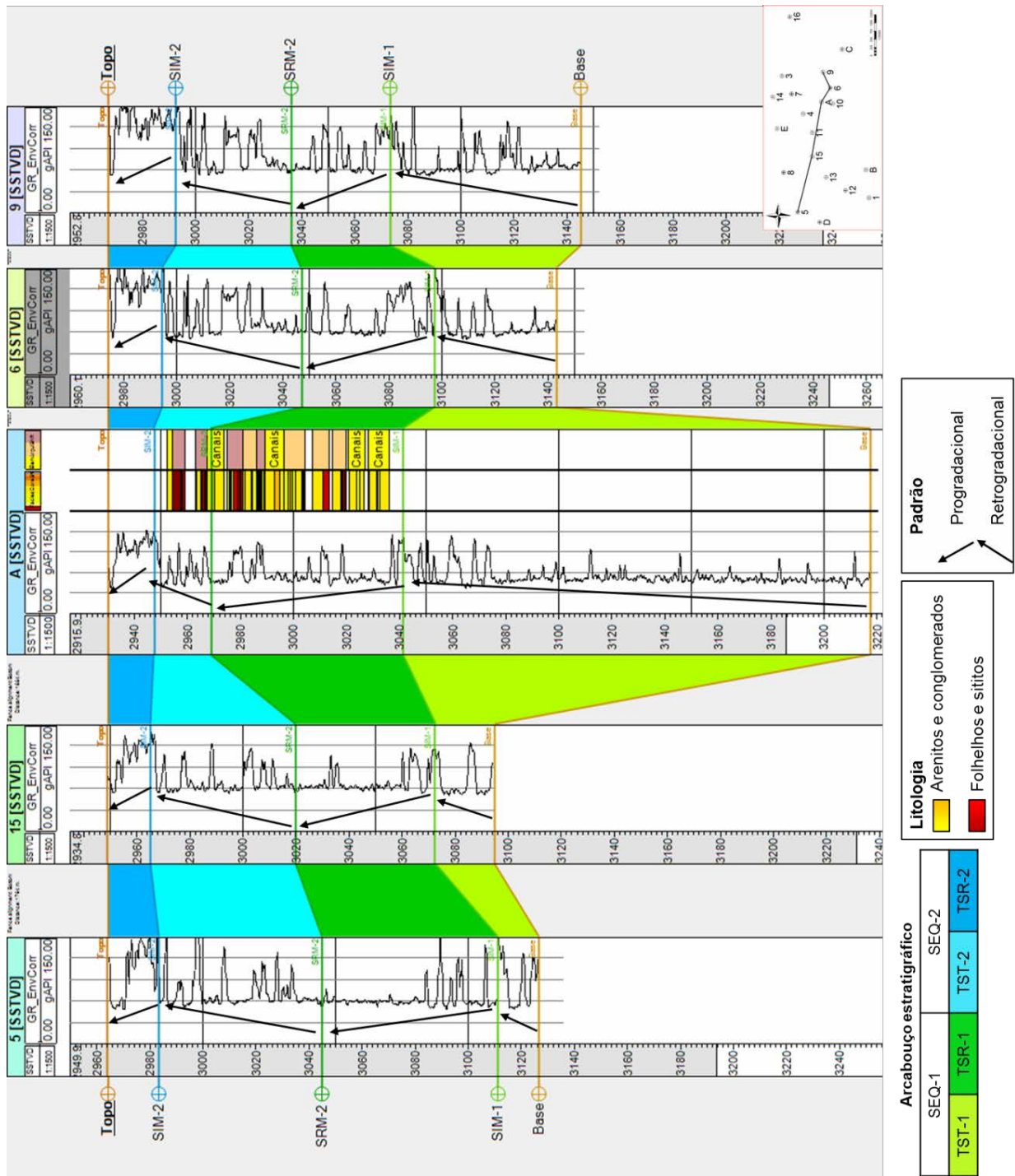


Figura 75 - Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 2.

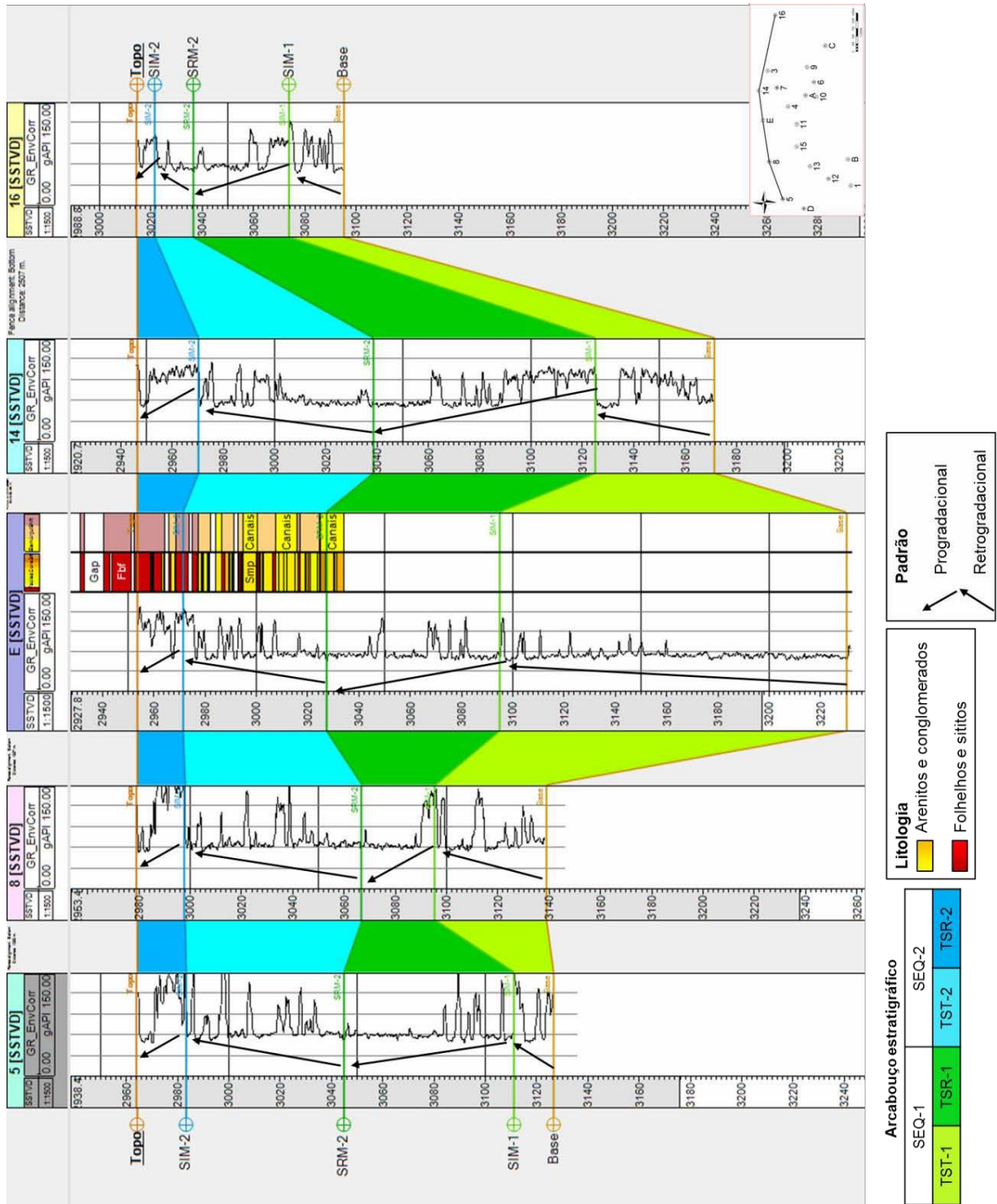


Figura 76 - Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 3.

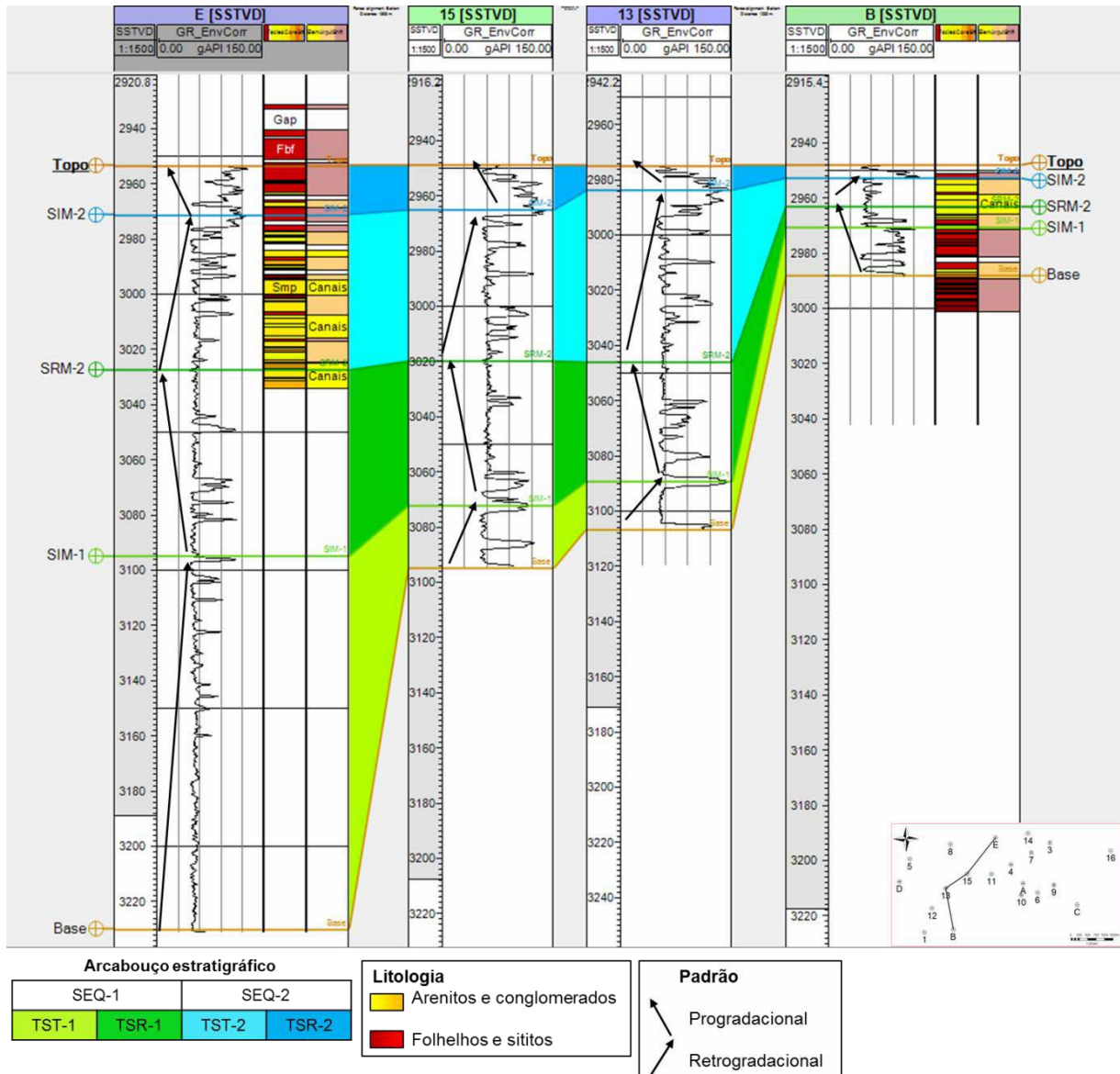


Figura 77 - Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 1.



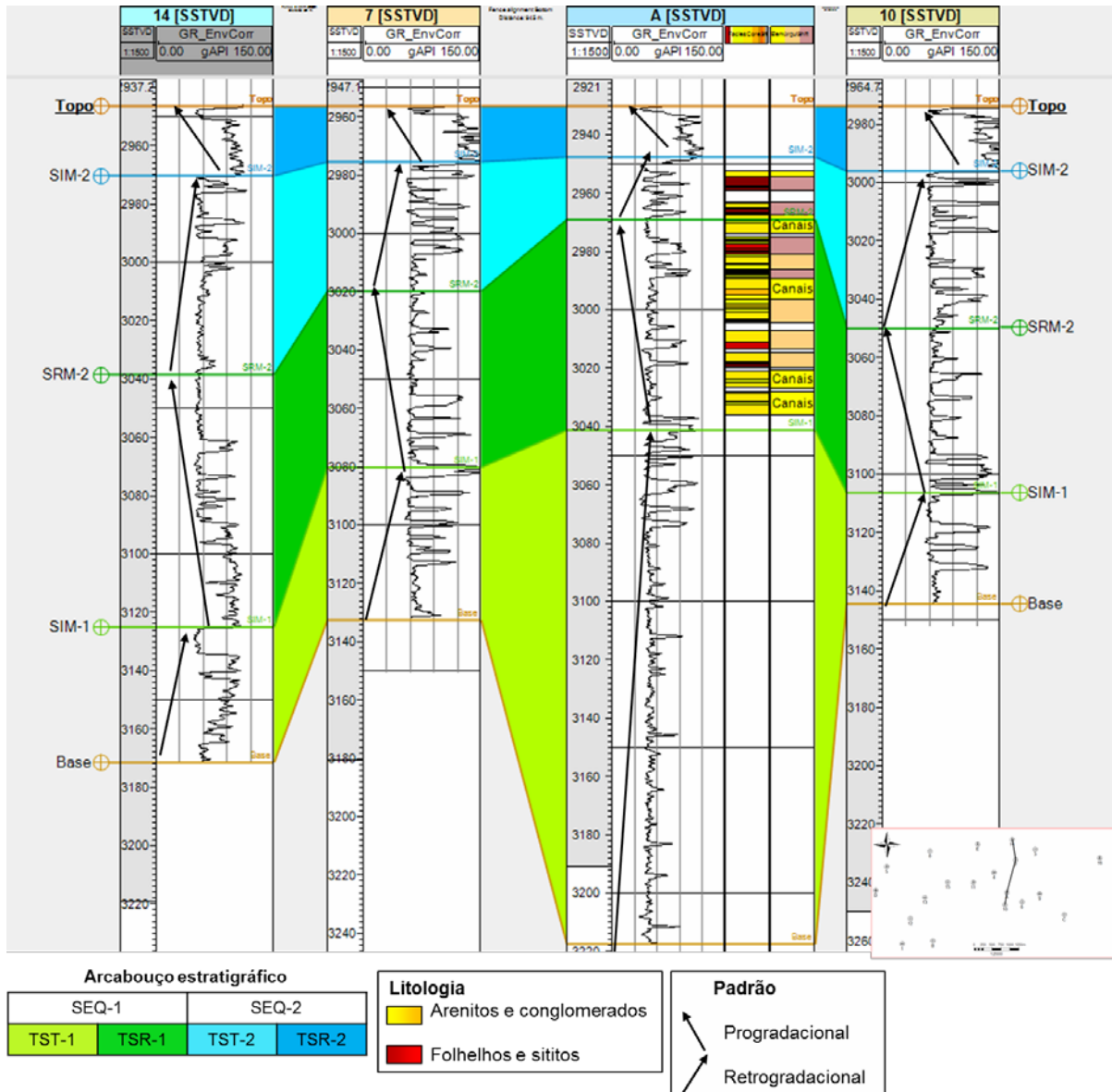


Figura 78 - Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 2.

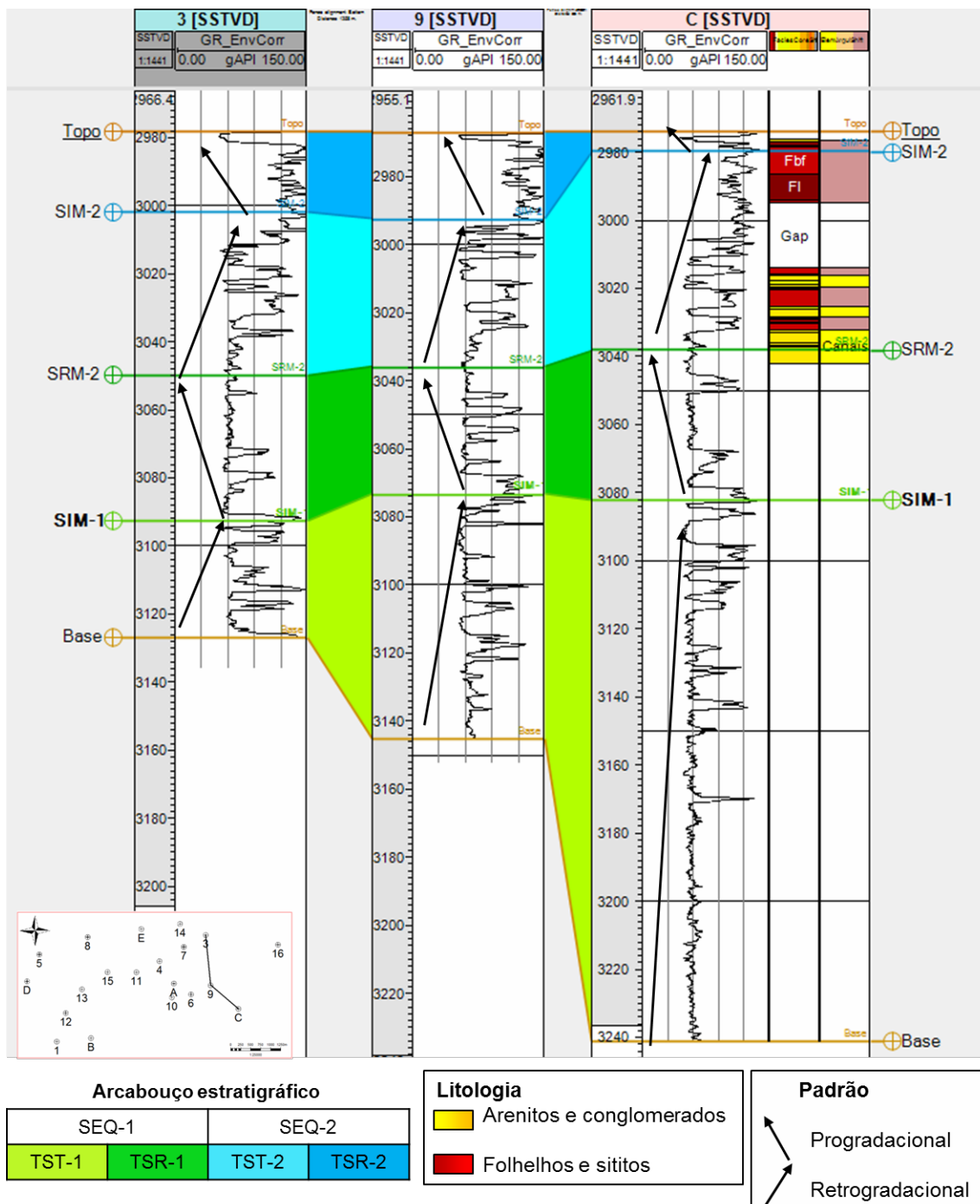


Figura 79 - Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 3.

### 3.7. Mapas de isópacas

Com base nos testemunhos descritos e nos logs de Raio Gama analisados, foram gerados uma série de mapas de isópacas da área estudada. Dois conjuntos de mapas distintos foram gerados para a mesma área. O primeiro foi baseado apenas nos cinco testemunhos descritos, resultado da observação dos dados disponíveis, enquanto o segundo conjunto de mapas gerados foi com base na análise de logs de raio gama de 21 poços, sendo então resultado de interpretação, além de abranger uma área maior.

A figura 80A, B e C representa os mapas de isópacas baseados apenas nos 5 testemunhos descritos. Note que na porção norte da área analisada não ocorrem testemunhos, não existindo por tanto um controle real das espessuras na mesma. A figura 80A representa a espessura total dos testemunhos descritos.

A figura 80A representa a espessura total dos testemunhos descritos. É possível observar que o poço E, localizado na região central da área, possui a maior espessura dentre os poços estudados, com diminuição da espessura em direção ao sul da área. O poço E corresponde ao poço mais ao norte dentre os poços analisados, o que gerou um aparente aumento da espessura nesta direção, que devido a falta de dados de testemunho não pode ser confirmada. A análise destas espessuras leva a crer que o trend principal de deposição ocorre nesta porção central da área estudada.

O mapa de isópacas das areias encontradas nos testemunhos (Fig. 80B) mostra uma maior espessura de areia numa calha com orientação NW-SE na porção oeste da área, esta orientação corresponde a orientação principal dos canais turbidíticos presentes. O poço C, localizado no limite sudeste da área encontra-se claramente em uma posição distal ou lateral a este calha principal. Também em posição lateral a calha principal, encontra-se o poço B (em verde no mapa).

A menor espessura de lamas (Fig. 80C) está localizada na porção central, correspondente ao poço, o que confirma que esta localização como tendo uma deposição preferencial de areais. A região central, onde localiza-se o poço E, apesar

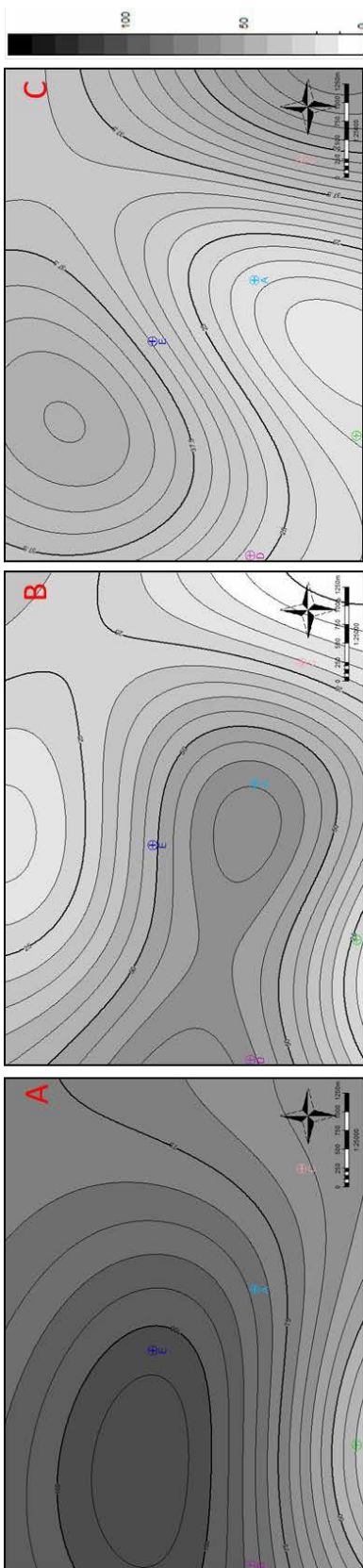
de corresponder as maiores espessuras totais, possui representativa quantidade de lama, levando a crer que o canal principal encontra-se em deslocado em relação a esta área.

A Figura 81 mostra as isópacas geradas a partir da análise dos perfis de raio gama dos 21 poços analisados. Para construção destes mapas, foi gerado um log de fácies (Fig. 82) contendo apenas 2 fácies distintas: arenitos e folhelhos, aplicando um valor de *cut off* ao log de Raio Gama. O valor de *cut off* foi definido a partir da análise dos perfis nos poços testemunhados. O valor definido para tal foi 70, onde valores de Raio Gama acima de 70 foram considerados folhelhos, e abaixo deste, estão os valores considerados como arenitos.

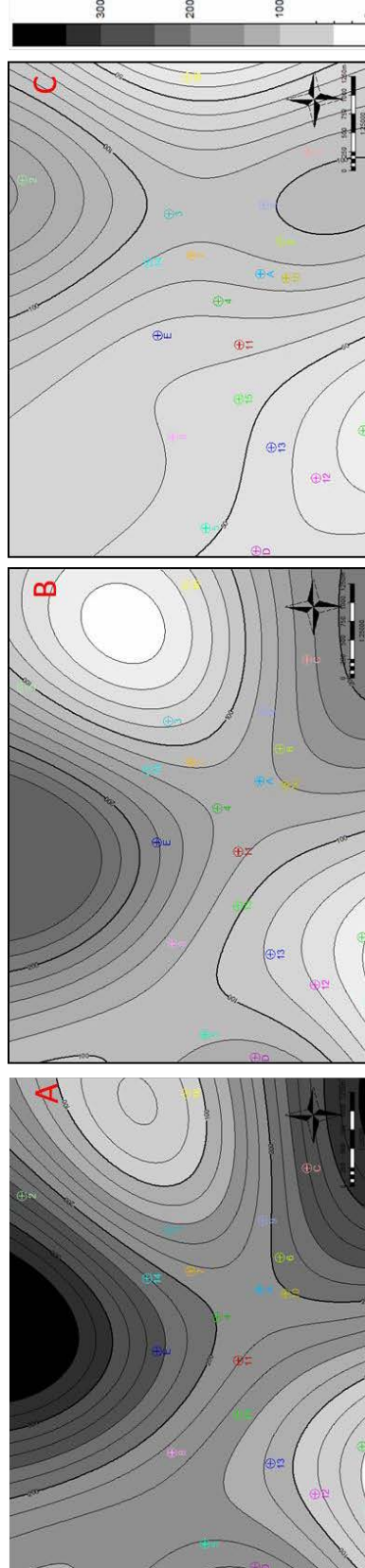
A Figura 81A corresponde ao mapa de isópacas da espessura total dos poços analisados. Novamente, o poço E encontra-se na região de maior espessura e as menores espessuras encontram-se na porção SSW da área estudada.

O mapa de isópacas das areias (Fig. 81B) mostra grande deposição na região dos poços A, E, 10 e 6. Com base neste mapa de isópacas, reafirma-se que a região SSW encontra-se em posição lateral ao principal trend de deposição dos arenitos.

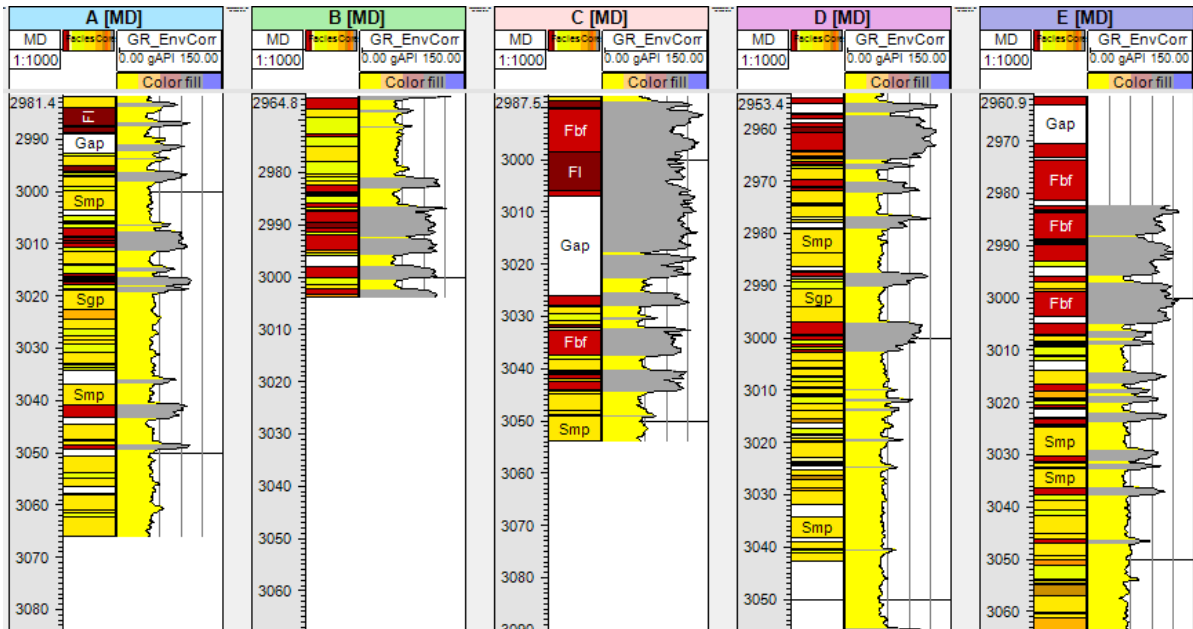
A espessura das lamelas (Fig. 81C) nos poços estudados não ultrapassa 150m. As regiões NE e SSE possuem maior espessura de lama em relação a região W da área, o que caracteriza esta região W como mais proximal.



**Figura 80** – Mapas de isópacas dos testemunhos estudados. A) Mapa de isópaca da espessura total; B) Mapa de isópaca da espessura das areais; e C) Mapa de isópaca das lamias.



**Figura 81** - Mapas de isópacas dos poços estudados. A) Mapa de isópaca da espessura total; B) Mapa de isópaca das areais; e C) Mapa de isópaca das lamias.



**Figura 82** – Perfil litológico dos 5 poços estudos. Da esquerda para a direita, a primeira coluna corresponde a profundidade medida (MD) em metros dos testemunhos. Na segunda coluna, observa-se o perfil de fácies dos testemunhos descritos. A terceira coluna contém o perfil de raio gama, preenchido pela respectiva fácies gerada, onde em cinza estão representados os folhelhos e em amarelo os arenitos.

## 4. Discussão

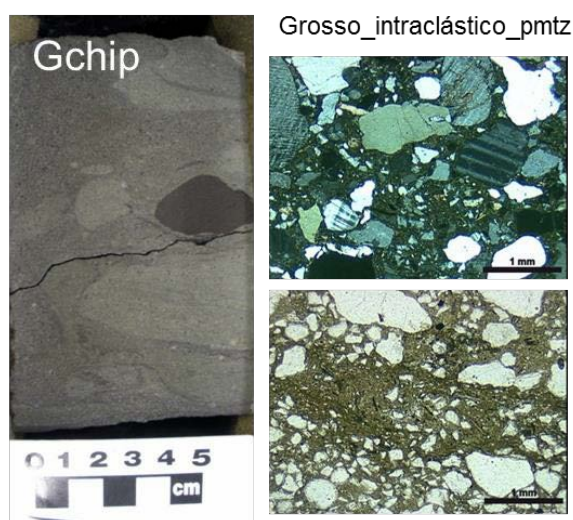
### 4.1. Relação entre fácies e petrofácies

A partir da descrição dos testemunhos e da análise petrológica das lâminas foi possível definir a correlação entre as fácies e petrofácies identificadas. A tabela 21 mostra as petrofácies presentes nas fácies descritas nos testemunhos estudados. As mesmas petrofácies podem ser encontradas em diferentes fácies, devido ao fato das petrofácies terem sido definidas principalmente com base em sua influência na qualidade de reservatório (e.g., a petrofácies Poroso\_grosso ocorre nas fácies Gt, Smp e Sli). Por outro lado, algumas petrofácies são específicas de algumas fácies. Por exemplo, a petrofácies Grosso\_intraclástico\_pmtz ocorre exclusivamente na fácies Gchip.

**Tabela 21** – Fácies definidas e as respectivas petrofácies que as compõem.

FÁCIES	PETROFÁCIES
Gchip	Grosso_intraclástico_pmtz
Gt	Poroso_grosso
Gpi	Poroso_grosso_pseudomatriz, Cal_dol_precoce, Grosso_intraclástico
Smp	Clorita, Poroso_grosso, Poroso_grosso_pseudomatriz, Poroso_intraclasto, Poroso_cal_pseudomatriz, Cal_dol_precoce
Sli	Poroso_grosso
Sgp	Poroso_grosso_pseudomatriz, Poroso_cal_pseudomatriz
Smchip	Poroso_clorita, Poroso_grosso
Sm	Poroso_grosso_pseudomatriz, Cal_pseudomatriz_sil, Pseudomatriz_sil, Cal_dol_precoce
Smf	Poroso_intraclasto, Cal_sil
SmSI	Poroso_pseudomatriz, Poroso_cal_pseudomatriz
Slr	Poroso_grosso_pseudomatriz, Poroso_pseudomatriz_micáceo, Pseudomatriz_cal
Fbf	Cal_dol_precoce, Intraclasto_cal, Lutitos
Fl	Lutitos

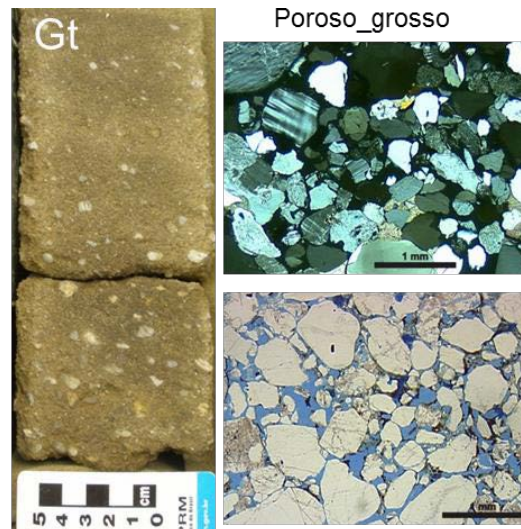
A grande quantidade de intraclastos presente nos intervalos da fácies Gchip observados na descrição dos testemunhos foi também observada na descrição microscópica destes (Fig. 83). As lâminas delgadas analisadas correspondentes a esta petrofácies possuem a porosidade totalmente obliterada por intraclastos e pseudomatriz, sem quantidades significativas de cimento, o que também foi observado macroscopicamente.



**Figura 83** – Conglomerado intraformacional da fácies Gchip (à direita), e fotomicrografias das petrofácies Grosso\_intraclástico\_pmtz (à esquerda). Grandes quantidades de intraclastos são observadas em ambas as escalas.

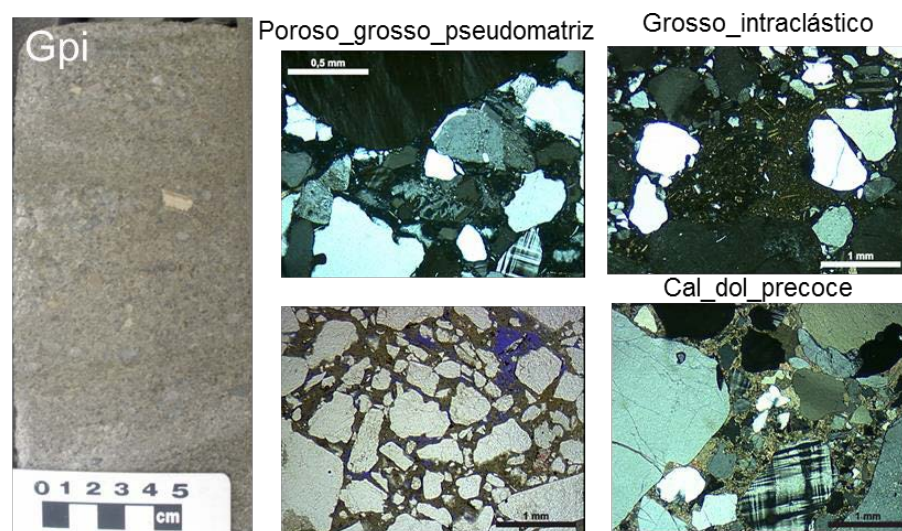
Os conglomerados estratificados da fácies Gt incluem os arenitos conglomeráticos e conglomerados da petrofácies Poroso\_grosso (Fig. 84). As amostras desta petrofácies possuem boa porosidade, podendo chegar a 21%. A boa porosidade é também observada nas fácies descritas nos testemunhos, que se encontram na grande maioria impregnadas por óleo. A estratificação cruzada observada nos testemunhos não é visível em lâmina delgada provavelmente por uma questão de escala.





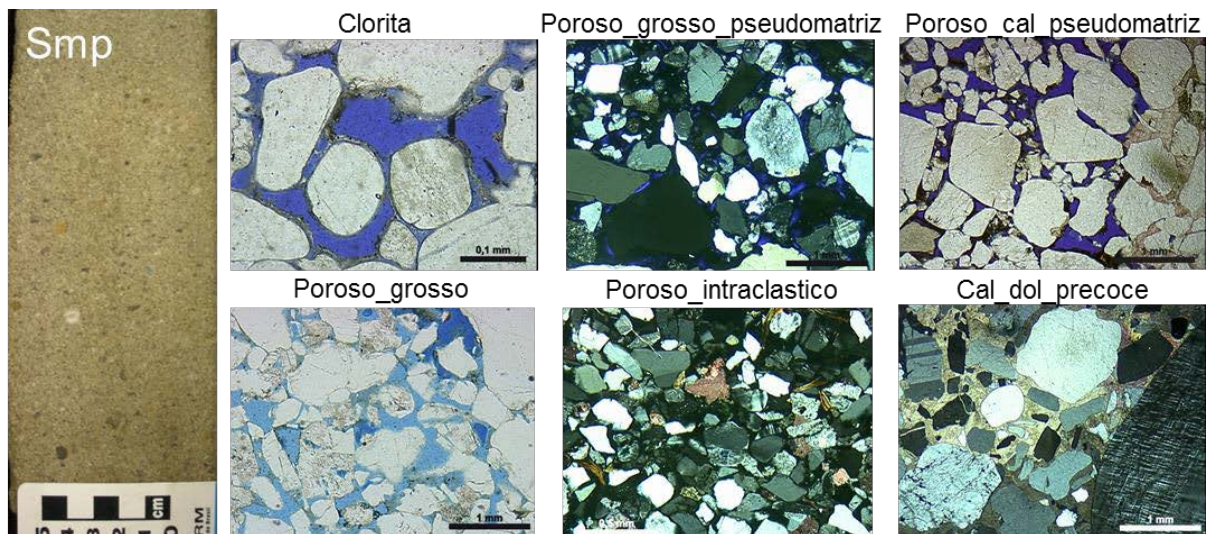
**Figura 84** – Conglomerado estratificado da fácies Gt (à esquerda) e fotomicrografias das petrofácies Poroso\_grosso (à direita). A abundância de grânulos e boa porosidade puderam ser observadas tanto macro quanto microscopicamente.

Os conglomerados da fácies Gpi incluem três diferentes petrofácies: Poroso\_grosso\_pseudomatrix, Grosso\_intraclástico e Cal\_dol\_precoce (Fig. 85). Estas petrofácies são caracterizadas pela textura grossa dos arenitos, geralmente conglomeráticos. Os intraclastos e pseudomatrix lamosa presente nas petrofácies Poroso\_grosso\_pseudomatrix e Grosso\_intraclástico não foram observados nos testemunhos descritos.



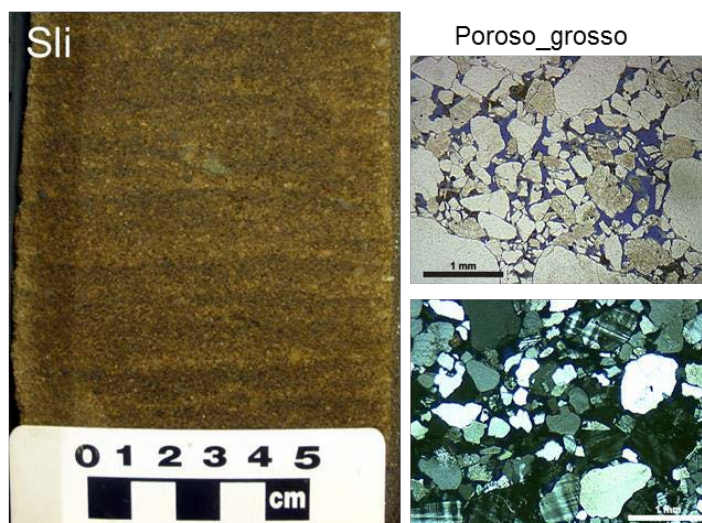
**Figura 85** - Conglomerado fácies Gpi (à esquerda) e fotomicrografias das petrofácies Poroso\_grosso\_pseudomatrix, Grosso\_intraclástico e Cal\_dol\_precoce (à direita).

Os arenitos maciços com grânulos da fácies Smp são as fácies mais abundantes dentre os testemunhos descritos, e incluem uma maior variedade de petrofácies, quais sejam: Clorita, Poroso\_grosso, Poroso\_grosso\_pseudomatriz, Poroso\_intraclástico, Poroso\_cal\_pseudomatriz e Cal\_dol\_precoce (Fig. 86). Tanto macro quanto microscopicamente, esta fácies corresponde arenitos conglomeráticos, com boa porosidade, exceto pela petrofácies Cal\_dol\_precoce, onde a porosidade encontra-se obliterada pelo cimento.



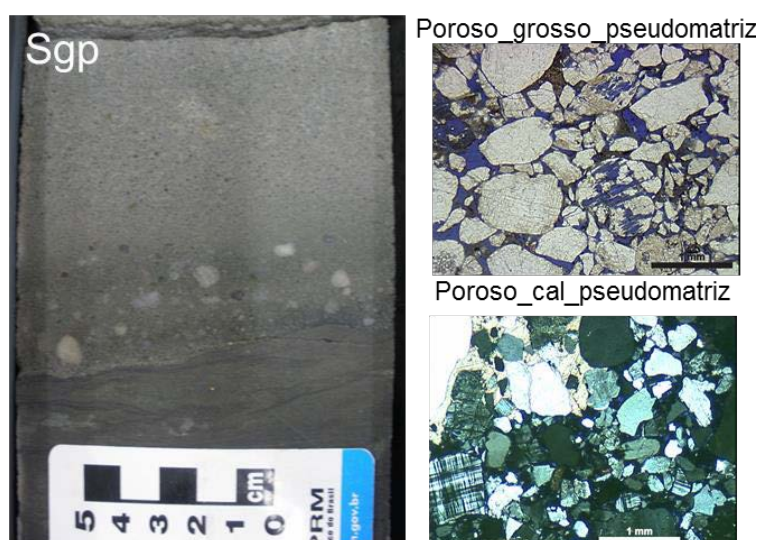
**Figura 86** – Arenito maciço com grânulos da fácies Smp (à esquerda) e fotomicrografias das petrofácies Clorita, Poroso\_grosso, Poroso\_grosso\_pseudomatriz, Poroso\_intraclástico e Poroso\_cal\_pseudomatriz e Cal\_dol\_precoce (à direita).

Os arenitos grossos da fácies Sli corresponde microscopicamente a petrofácies Poroso\_grosso, caracterizada também por sedimentos mais grossos (Fig. 87). A laminação observada macroscopicamente não foi identificada nas lâminas delgadas. Os arenitos desta fácies possuem boa porosidade, visível tanto macro quanto microscopicamente.



**Figura 87** - Arenito laminados da fácies Smp (à esquerda) e fotomicrografias da petrofácies Poroso\_grosso, (à direita), seu correspondente microscópico.

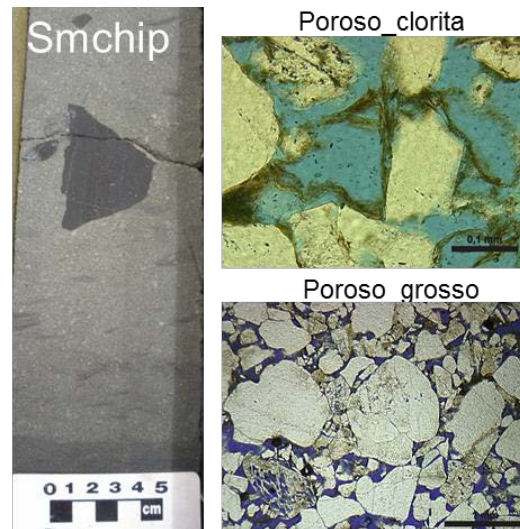
A fácies Sgp inclui arenitos com boa porosidade das petrofácies Poroso\_grosso\_pseudomatrix e Poroso\_cal\_pseudomatrix (Fig. 88). Pseudomatrix lamosa é observada nas lâminas petrográficas, como resultado da compactação dos intraclastos lamosos descritos macroscopicamente nas camadas desta fácies.



**Figura 88** - Arenito gradacional da fácies Smg (à esquerda) e fotomicrografias das petrofácies correspondentes: Poroso\_grosso\_pseudomatrix e Poroso\_cal\_pseudomatrix (à direita).

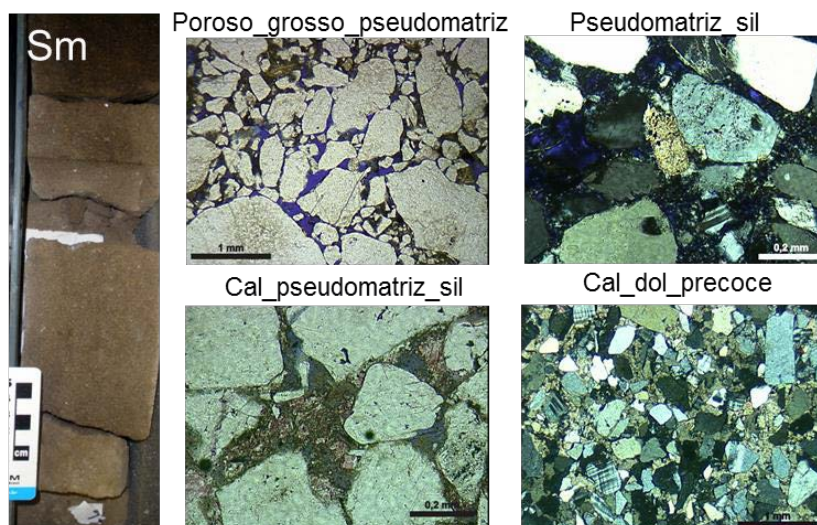
Os intraclastos lamosos observados nas amostras macroscópicas da fácies Smchip possuem tamanhos que podem chegar a até nove centímetros, mas os mesmos não se encontram comumente entre os grãos como clastos menores. As

petrofácies observadas nos arenitos desta fácies são Poroso\_clorita e Poroso\_grosso (Fig. 89).



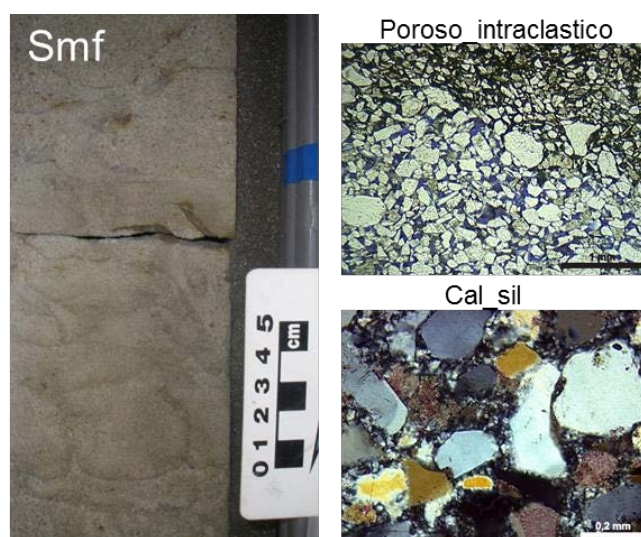
**Figura 89** – Arenito com intraclastos lamosos da fácies Smchip (à esquerda) e fotomicrografias das petrofácies Poroso\_clorita e Poroso\_grosso (à direita).

A fácies Sm, composta por arenitos maciços, apresenta grande quantidade de pseudomatriz, muitas vezes silicificada, ou até mesmo com calcita precoce. As petrofácies identificadas nesta fácies são Poroso\_grosso\_pseudomatriz, Cal\_pseudomatriz\_sil, Pseudomatriz\_sil e Cal\_dol\_precoce (Fig. 90). Claramente a qualidade de reservatório da fácies Sm é altamente variável, desde rochas que constituem bom reservatório até outras em que a porosidade foi obliterada por cimentação.



**Figura 90** – Fácies Sm (à esquerda) as petrofácies que a compõem Poroso\_grosso\_pseudomatrix, Cal\_pseudomatrix\_sil, Pseudomatrix\_sil e Cal\_dol\_precoce (à direita).

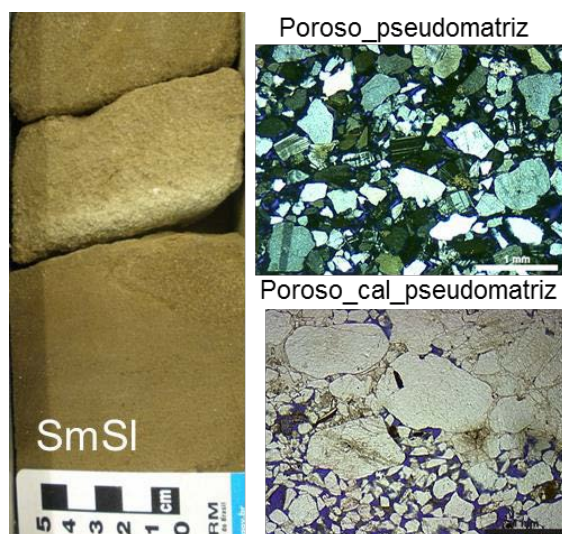
Os arenitos da fácies Smf correspondem microscopicamente às petrofácies Poroso\_intraclástico e Cal\_sil (Fig. 91). A fluidização que define a fácies não é observada microscopicamente. A fácies Smf está intensamente cimentada quando em contato ou próximo a camadas de folhelhos, mas esta fácies comumente se constitui de arenitos não cimentados, com boa porosidade.



**Figura 91** – Arenito da fácies Smf (à esquerda) e as fotomicrografias das petrofácies Poroso\_intraclasto e Cal\_sil (à direita).

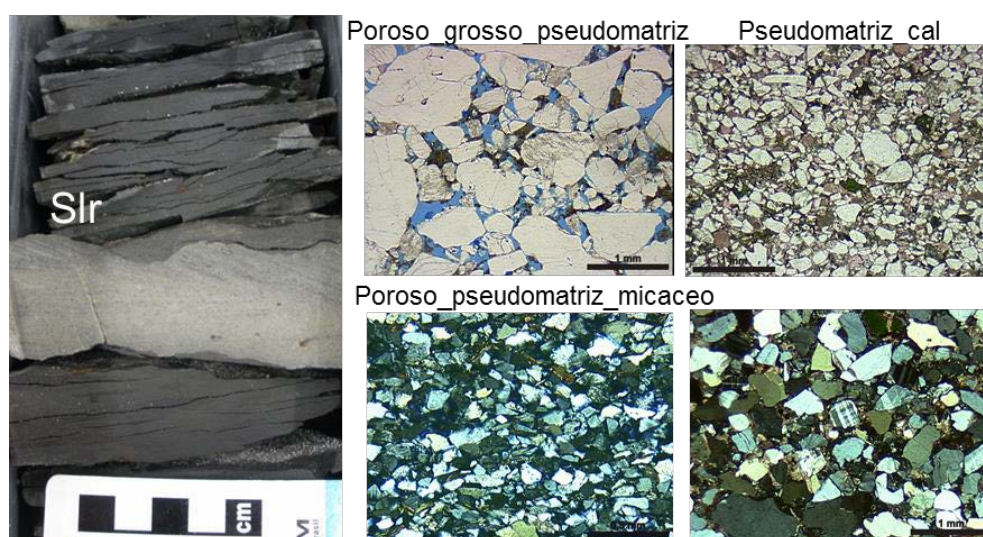
Os arenitos da fácies SmSI apresentam grande quantidade de pseudomatrix quando observados em microscópio, sendo representados pelas petrofácies

Poroso\_pseudomatrix e Poroso\_cal\_pseudomatrix (Fig. 92). Próximos a folhelhos esta fácies pode estar parcialmente cimentada (petrofácies Poroso\_cal\_pseudomatrix).



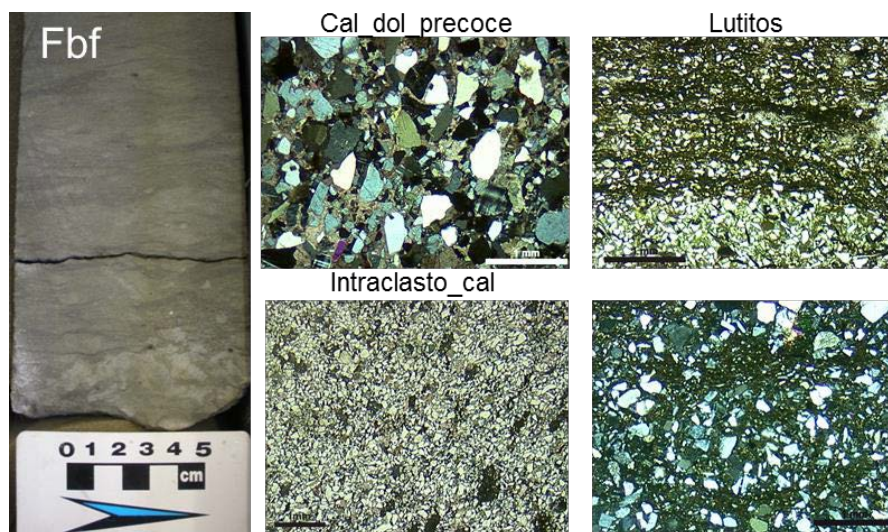
**Figura 92** – Fácies SmSI (à esquerda) e suas correspondentes microscópicas, as petrofácies Poroso\_pseudomatrix e Poroso\_cal\_pseudomatrix (à direita).

Os arenitos da fácies Slr, quando ocorrem intercalados a camadas de folhelhos, correspondem a petrofácies Pseudomatrix\_cal (Fig. 93). Esta fácies ainda inclui as petrofácies Poroso\_grosso\_pseudomatrix e Poroso\_pseudomatrix\_micáceo.



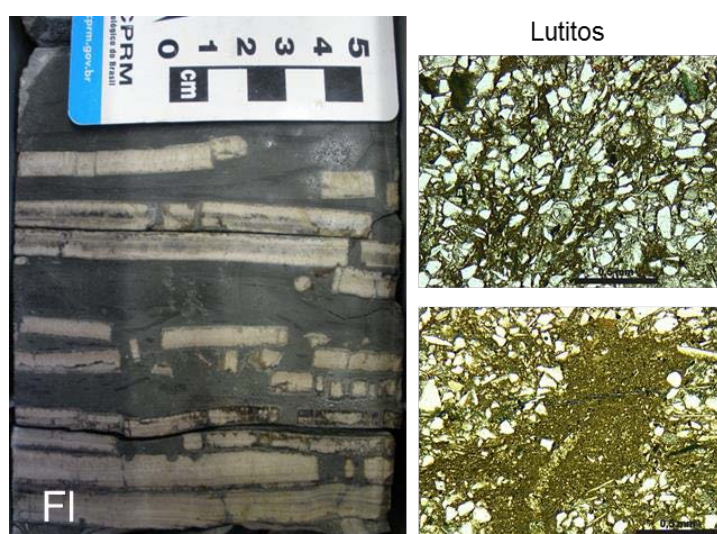
**Figura 93** – Fácies Slr, intercalada com folhelhos da fácies Fl (à esquerda) e as petrofácies Poroso\_grosso\_pseudomatrix, Pseudomatrix\_cal e Poroso\_pseudomatrix\_micáceo (à direita).

Os siltitos e arenitos da fácies Fbf incluem as petrofácies Cal\_dol\_precoce, Intraclasto\_cal e Lutitos (Fig. 94). Por vezes, a bioturbação e fluidização observada nos testemunhos também pode ser identificada nas lâminas da petrofácies Lutitos.



**Figura 94** – Fácies Fbf (à esquerda) e petrofácies Cal\_dol\_precoce, Intraclasto\_cal e Lutitos (à direita).

Os folhelhos laminados da fácies FI correspondem exclusivamente a petrofácies Lutitos. Nestes pode-se observar também os fósseis de *Inoceramus* observados macroscopicamente (Fig. 95), além de outros microfósseis calcários.



**Figura 95** – Folhelhos laminados da fácies FI (à direita) e petrofácies Lutitos (à esquerda).

A tabela 22 mostra a comparação entre as associações de petrofácies definidas nas lâminas analisadas com as fácies descritas nos testemunhos, além das petrofácies que compõem cada uma dessas quatro associações de petrofácies definidas para os arenitos estudados neste projeto.

Comparando-se as petrofácies agrupadas na associação de petrofácies Porosas com as fácies correspondentes descritas nos testemunhos, é possível observar que estas em sua grande maioria estão representadas pelos arenitos conglomeráticos e conglomerados das fácies mais grossas do sistema, principalmente as fácies Smp, Gpi, Gt.

As petrofácies correspondentes à associação de petrofácies Parcialmente Cimentadas são compostas por arenitos das fácies Sm, Smp e Sgp, não sendo observadas nesta associação de petrofácies as amostras de granulometria mais fina, como os siltitos e folhelhos.

As amostras da associação de petrofácies Cimentada variam de siltitos da fácies Fbf até conglomerados intraformacionais da fácies Gchip, o que mostra que a cimentação não está relacionada apenas a aspectos texturais (granulometria).

As amostras classificadas na petrofácies/associação de petrofácies Lutitos compreendem exclusivamente as fácies Fbf e Fl, compostas principalmente por siltitos e folhelhos.



**Tabela 22** – Lista das lâminas analisadas, com as respectivas fácies, petrofácies e associação de petrofácies correspondentes.

Poço	Topo	Tarefa	Fácies	Petrofácies	Associação de petrofácies
D	3027.8	Quant	Smp	Clorita	Porosas
E	3049.7	Quant	Smchip	Poroso_clorita	Porosas
E	3057.85	Quant	Gt	Poroso_grosso	Porosas
E	3046.9	Quant	Smchip	Poroso_grosso	Porosas
D	3045.3	Quant	Smp	Poroso_grosso	Porosas
A	3060.95	Quant	Smchip	Poroso_grosso	Porosas
A	3038.7	Quant	Smp	Poroso_grosso	Porosas
A	3027.45	Quant	Sli	Poroso_grosso	Porosas
E	3062.8	Quant	Gpi	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
E	3050.35	Quant	Slr	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
E	3016.6	Quant	Sgp	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
D	3036.4	Quant	Smp	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
D	3016.05	Quant	Smp	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
D	2997.4	Quant	Sgp	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
D	2979.3	Quant	Smp	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
D	2974.2	Quant	Smp	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
B	2992.5	Quant	Gpi	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
B	2983.3	Quant	Sm	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
A	2992.2	Quant	Smp	Poroso_grosso_pseudomatriz	Porosas
E	3028.25	Quant	Smp	Poroso_intraclasto	Porosas
E	3025.7	Quant	Smf	Poroso_intraclasto	Porosas
A	3024.75	Quant	Smf	Poroso_intraclasto	Porosas
B	2971.7	Quant	SmSI	Poroso_pseudomatriz	Porosas
B	2971	Quant	SmSI	Poroso_pseudomatriz	Porosas
D	3028.95	Quant	Slr	Poroso_pseudomatriz_micáceo	Porosas
B	2989.25	Quant	SmSI	Poroso_cal_pseudomatriz	Parcialmente cimentadas
B	2965.5	Quant	Smp	Poroso_cal_pseudomatriz	Parcialmente cimentadas
A	3017.8	Quant	Sgp	Poroso_cal_pseudomatriz	Parcialmente cimentadas
A	2985.65	Quant	Sm	Cal_pseudomatriz_sil	Parcialmente cimentadas
B	2993	Quant	Sm	Pseudomatriz_sil	Parcialmente cimentadas
E	2985.5	Quant	Fbf	Cal_dol_precoce	Cimentadas
D	2994.8	Quant	Sm	Cal_dol_precoce	Cimentadas
B	2999.5	Quant	Smp	Cal_dol_precoce	Cimentadas
A	3022.85	Quant	Gpi	Cal_dol_precoce	Cimentadas
A	3013.3	Quant	Smf	Cal_sil	Cimentadas
E	3010.5	Quant	Gpi	Grosso_intraclástico	Cimentadas
D	2970.75	Quant	Gchip	Grosso_intraclástico_pmatz	Cimentadas
D	2960.8	Desc	Fbf	Intraclasto_cal	Cimentadas
E	2990.7	Quant	Slr	Pseudomatriz_cal	Cimentadas
E	2989.7	Quant	Slr	Pseudomatriz_cal	Cimentadas
E	3024.8	Desc	Fbf	Lutitos	Lutitos
E	2985	Quant	Fbf	Lutitos	Lutitos
E	2978.9	Desc	Fbf	Lutitos	Lutitos
D	3007.6	Desc	Fbf	Lutitos	Lutitos
D	2970.25	Desc	Fbf	Lutitos	Lutitos
D	2965.5	Desc	Fbf	Lutitos	Lutitos
B	3011	Desc	Fl	Lutitos	Lutitos
B	2964.95	Desc	Fbf	Lutitos	Lutitos
B	2963.35	Desc	Fbf	Lutitos	Lutitos

#### 4.2. Qualidade de reservatório

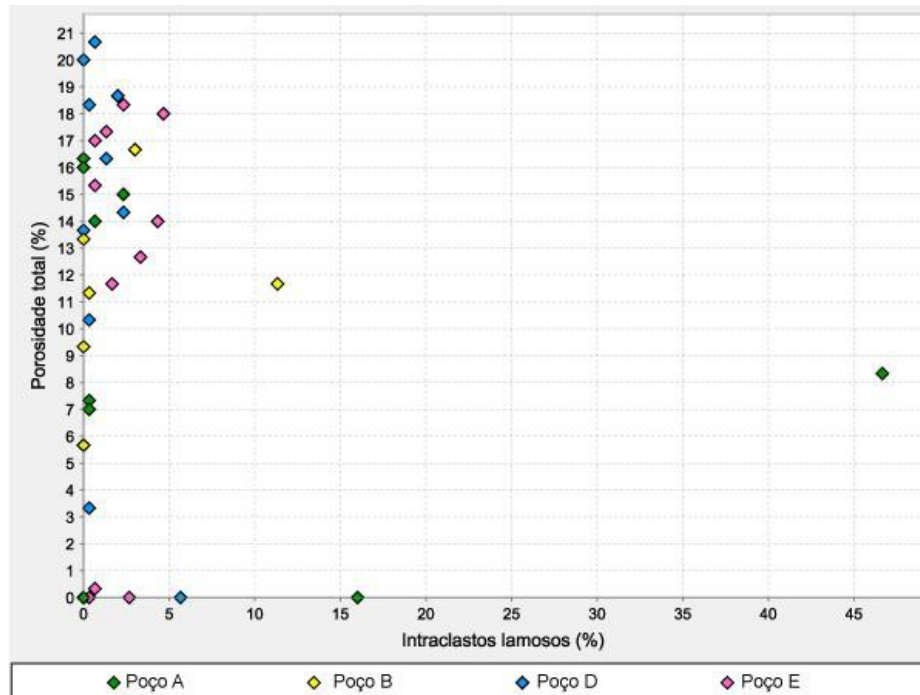
A análise petrográfica dos arenitos e folhelhos estudados mostrou-se extremamente importante para o entendimento dos processos diagenéticos que influenciaram diretamente na qualidade de reservatório dos arenitos cretáceos da Formação Carapebus. Como observado na figura 43, as amostras tiveram sua porosidade reduzida devido principalmente à compactação mecânica, sendo a geração de pseudomatriz lamosa um importante fator na perda de porosidade. A perda de porosidade devido a cimentação foi decorrente principalmente da precipitação de carbonatos e sílica.

A textura deposicional dos arenitos varia amplamente, de arenitos muito finos a arenitos conglomeráticos e conglomerados, bem como o grau de seleção dos mesmos. Todavia, a textura não foi um fator preponderante na preservação de porosidade dos arenitos, visto que se observa boa porosidade em todas as texturas. A cimentação carbonática, entretanto, está relacionada à proximidade dos arenitos a folhelhos e siltitos.

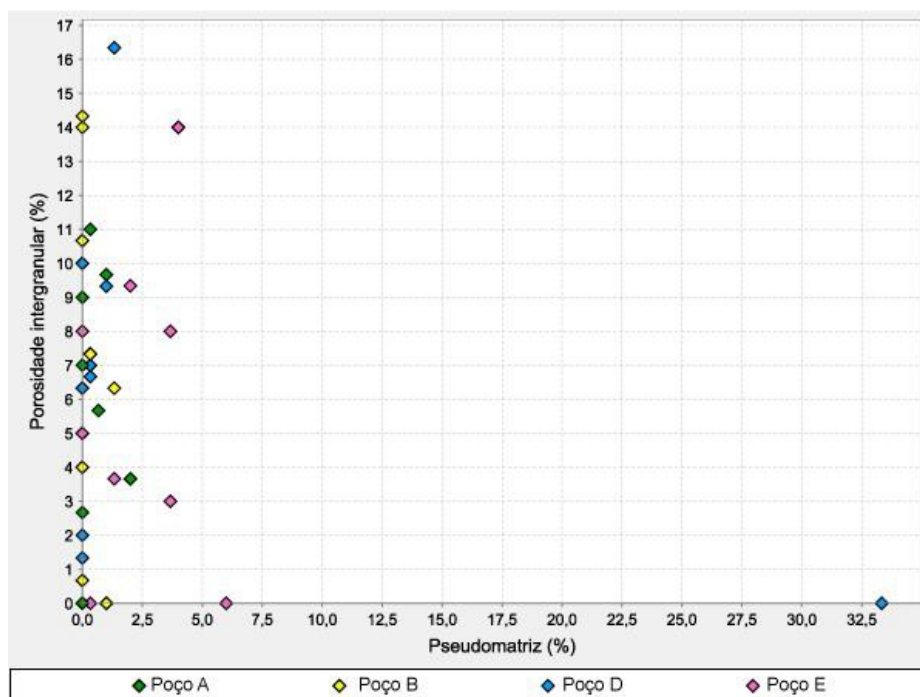
A composição dos arenitos não varia substancialmente, sendo todos os arenitos analisados classificados como arcóseos. Observa-se, porém, que apesar da composição essencial dos arenitos estudados não sofrer grandes variações, a porosidade das amostras foi influenciada pela quantidade de componentes dúcteis, principalmente intraclastos lamosos, e pela geração de pseudomatriz lamosa a partir da compactação dos mesmos. A figura 96 mostra uma relação inversa entre a porosidade total e a quantidade de intraclastos lamosos. Apesar da quantidade de intraclastos lamosos ser na maioria dos casos inferior a 5%, pode-se observar o impacto negativo dos mesmos nos arenitos.

Os grãos dúcteis presentes nestas amostras sofreram compactação mecânica, gerando pseudomatriz, o que também influencia inversamente a porosidade (Fig. 97). Todos os quatro poços analisados respondem de maneira

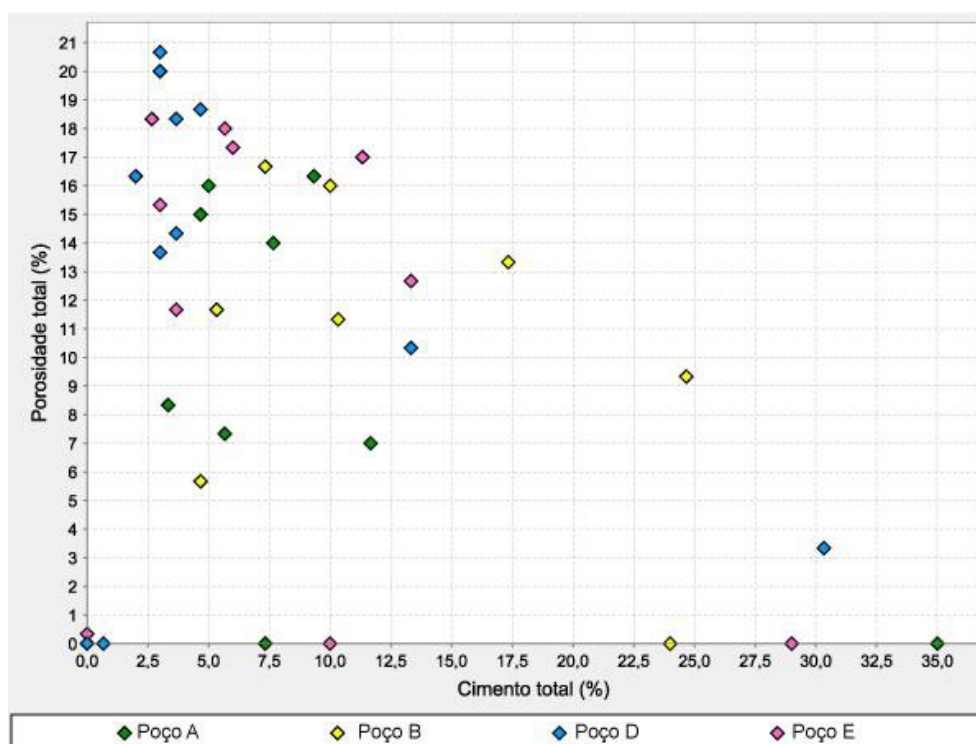
similar em relação à porosidade e quantidade de intraclastos e pseudomatriz lamosa.



**Figura 96** - Gráfico mostrando a porcentagem de intraclastos lamosos *versus* a porosidade total das amostras. Observa-se que a porosidade total é inversamente proporcional a quantidade de intraclastos lamosos.



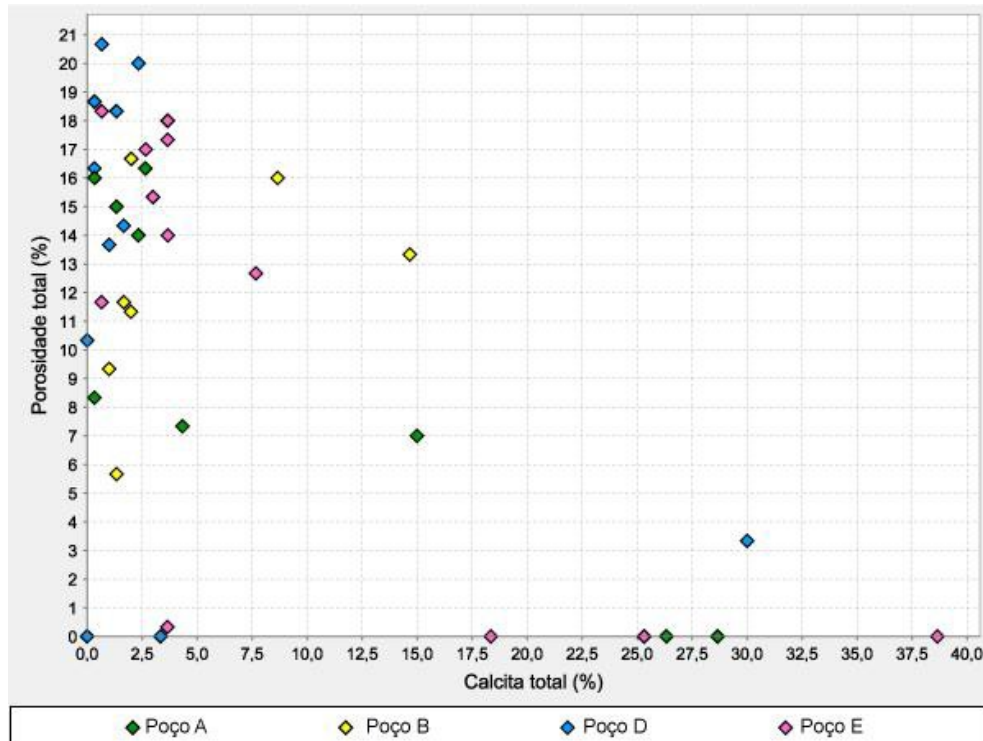
A cimentação possui importante papel no controle da porosidade dos arenitos estudados. A relação entre a quantidade de cimento total e a porosidade total apresenta uma relação inversa (Fig. 98). Algumas amostras não possuem porosidade alguma, e os valores de cimento nestas podem variar de 0 a 35%, o que indica que a obliteração da porosidade não se dá apenas pela cimentação.



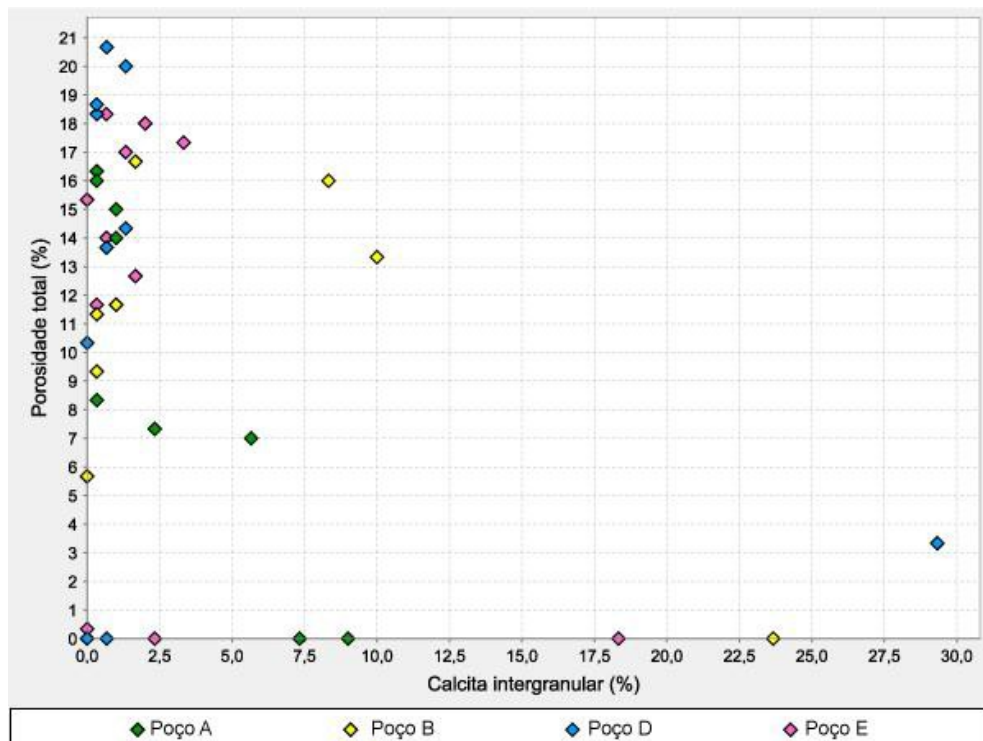
**Figura 98** - Gráfico mostrando a relação entre o cimento total e a porosidade total (%) das amostras analisadas.

Os cimentos observados nas amostras estudadas incluem carbonatos, sendo o principal calcita e dolomita subordinada, e em quatro lâminas analisadas, sílica.

A calcita ocorre principalmente como cimento intergranular, e por isso a relação entre calcita total *versus* porosidade (Fig. 99) e calcita intergranular *versus* porosidade (Fig. 100) mostra pouca variação. Os valores de calcita variam de 0 até quase 40%, mas a maioria das lâminas possui até 5%. A calcita, sendo o cimento mais abundante, apresenta a mesma relação com a porosidade que o cimento total, ou seja uma relação inversa.

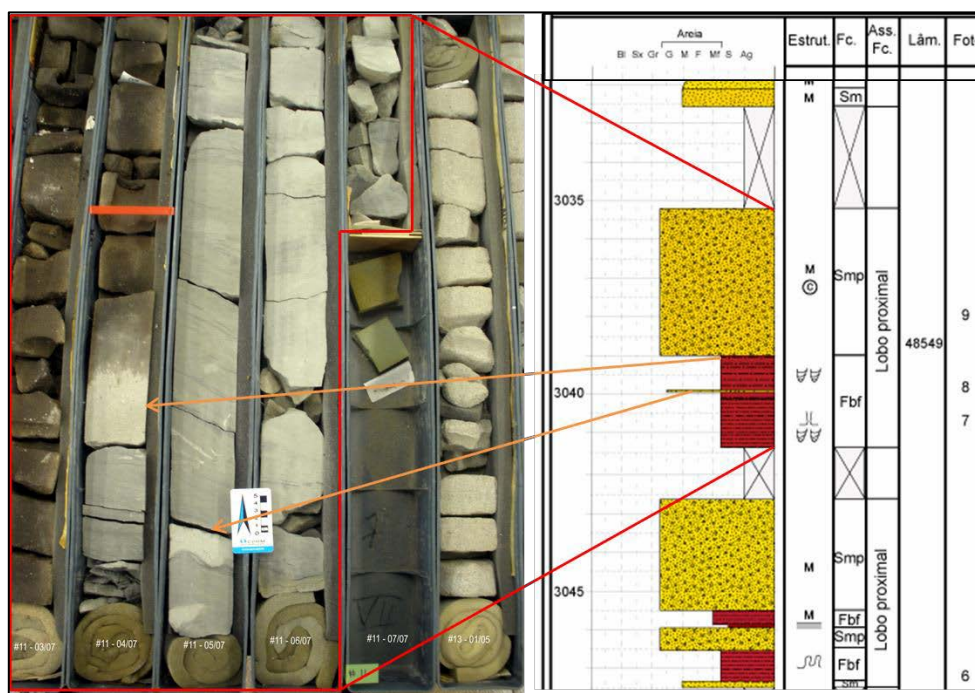


**Figura 99** – Relação entre calcita total e porosidade total das amostras analisada, demonstrando uma relação inversa entre elas.

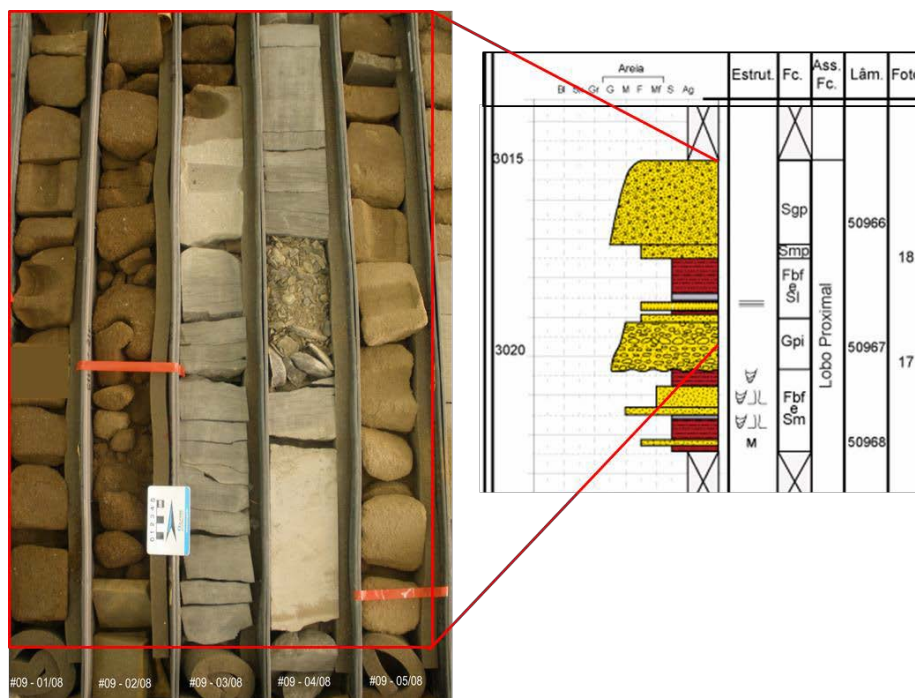


**Figura 100** - Relação entre a calcita intergranular e porosidade total das amostras analisadas. Assim como na calcita total, esses parâmetros apresentam relação inversa.

A distribuição da cimentação (especialmente carbonática) nos arenitos estudados está diretamente relacionada à presença de folhelhos. A grande maioria dos arenitos completamente cimentados encontra-se diretamente em contato com os folhelhos e siltitos (Fig. 101 a 103). Pode-se notar que a porção basal do arenito que está diretamente em contato com os folhelhos e siltitos encontra-se muito cimentada, seguida por uma porção parcialmente cimentada (este intervalo comumente tem espessuras de poucos centímetros). As camadas de arenito pouco espessas que se encontram intercaladas com folhelhos estão sempre muito cimentadas.



**Figura 101** - Exemplo de arenito muito cimentado em contato com siltitos e folhelhos do poço A. Observa-se a porção basal do arenito muito cimentada diretamente em contato com o folhelho, sendo seguida por uma parcialmente cimentada (intervalo de poucos centímetros). Acima deste intervalo cimentado observa-se arenito poroso impregnado por óleo, que confere ao arenito uma coloração marrom.

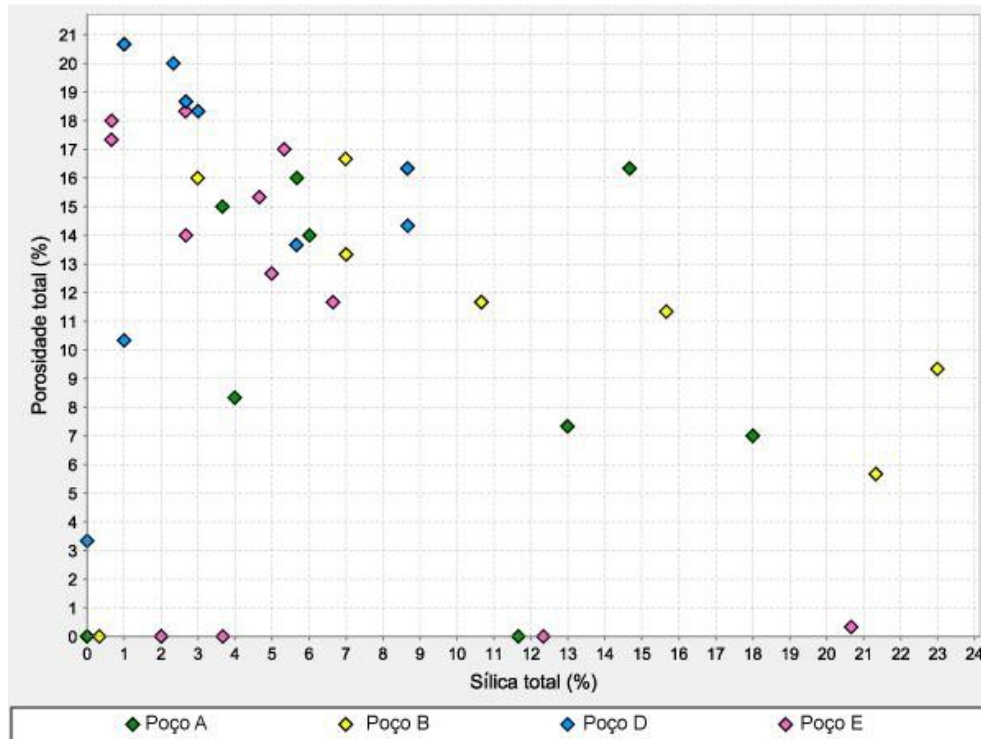


**Figura 102** – Exemplo de arenito muito cimentado em contato com folhelhos e siltitos do poço E. A porção basal da camada de arenito, diretamente em contato com os siltitos encontra-se muito cimentada, à medida que se afasta deste contato a cimentação diminui, até chegar a um arenito com boa porosidade, impregnado por óleo (marrom). Entre os siltitos observa-se camada de cinza vulcânica do Marco Dedos.



**Figura 103** – Detalhe de arenitos muito cimentados em contato direto com folhelhos. À direita, poço A e a esquerda, poço D.

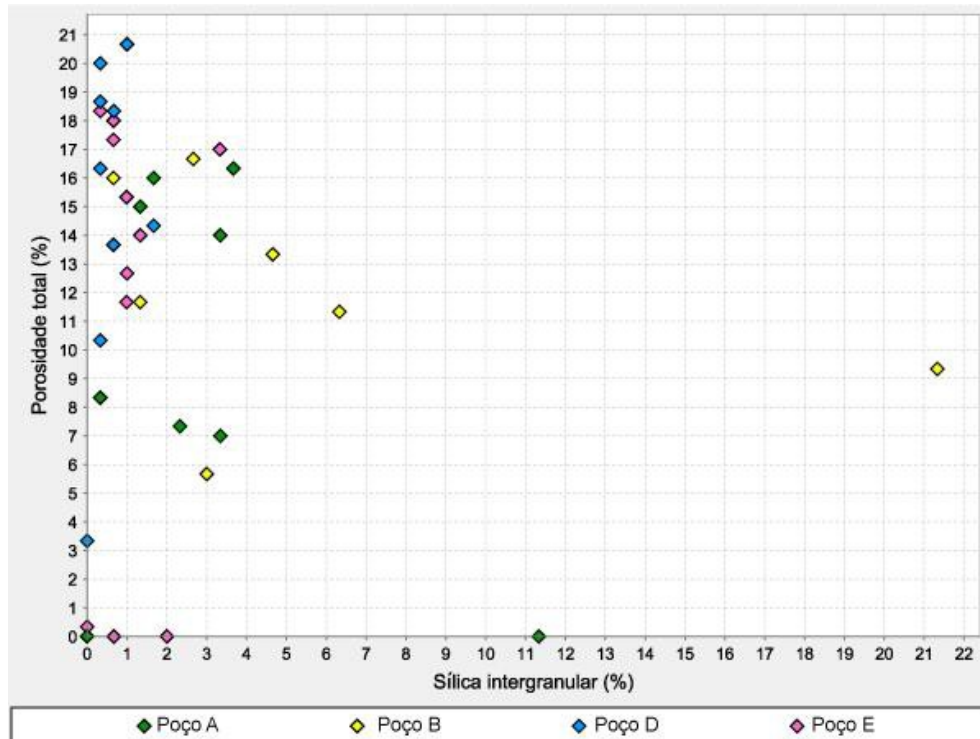
A figura 104 mostra que também existe uma relação inversa entre a sílica total e a porosidade total das amostras analisadas. O valor de sílica total das amostras encontram-se bem distribuídas pelo gráfico com valores variado de 0 a 23%.



**Figura 104** – Gráfico da relação entre sílica total e porosidade total. Observa-se o efeito negativo da sílica na porosidade.

Levando-se em conta apenas a sílica intergranular (Fig. 105), também se observa a relação negativa com a porosidade. Os valores de cimento silicoso variam de 0 a 7%, demonstrando que grande parte da sílica como é um constituinte intergranular, apesar de haver também sílica substitutiva. Os principais constituintes que se encontram substituídos por sílica são os intraclastos lamosos.



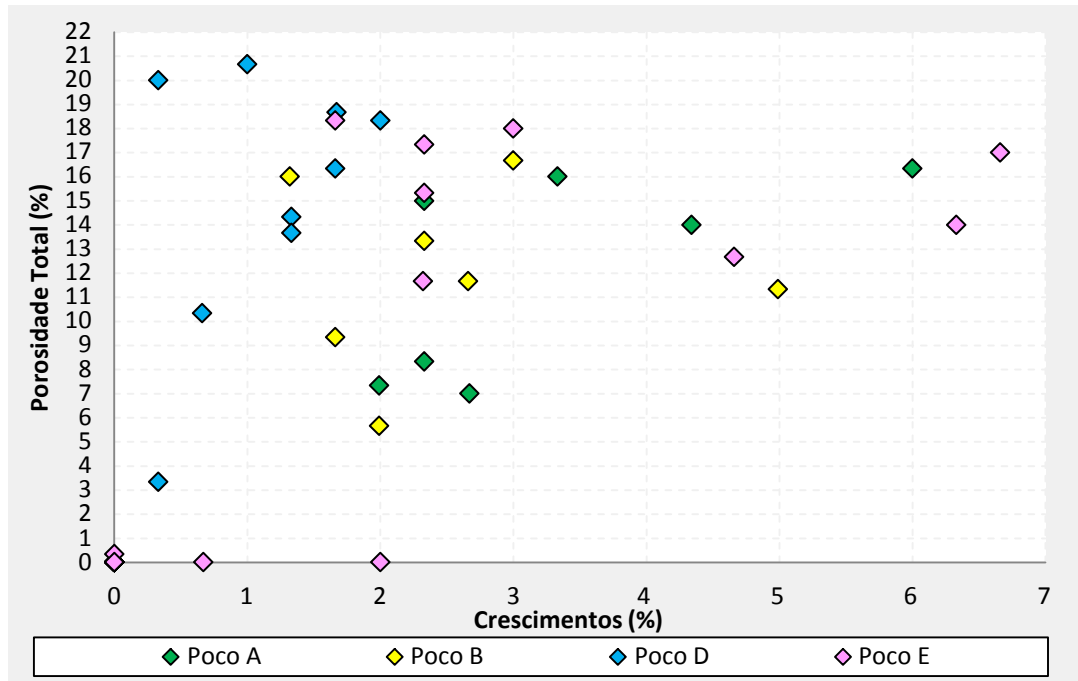


**Figura 105** – Gráfico da relação entre sílica intergranular e porosidade total (%). A sílica intergranular possui efeito negativo sobre a porosidade.

O gráfico da quantidade de crescimentos secundários *versus* a porosidade total das amostras (Fig. 106) mostra uma correlação positiva entre estes parâmetros, exceto para poço D, onde esta relação não é clara.

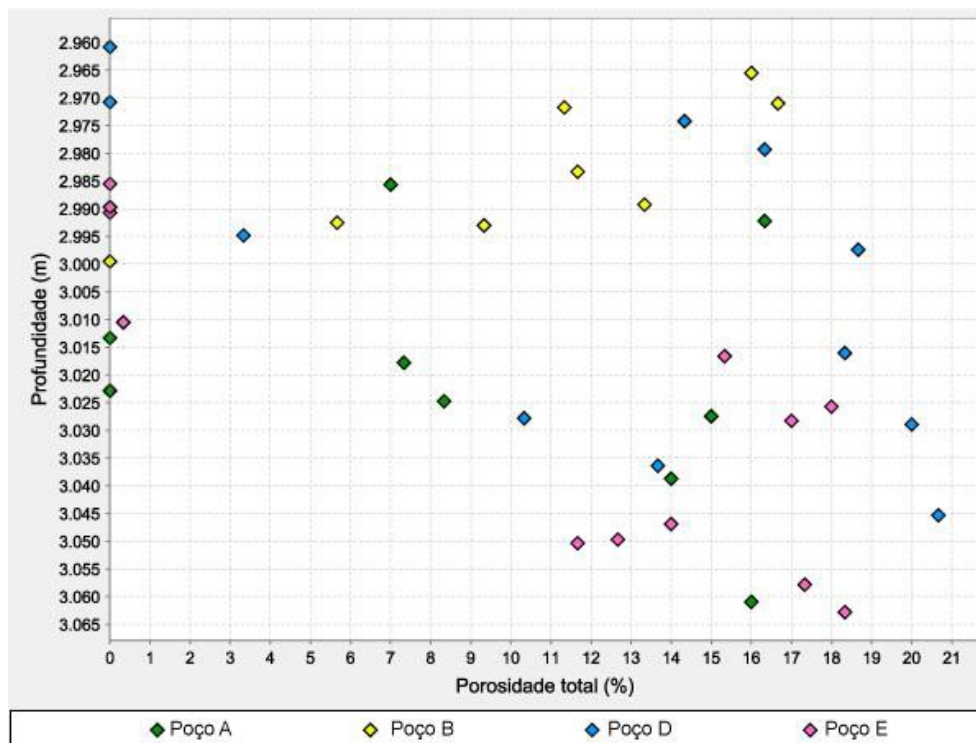
Os principais tipos de crescimentos secundários nas lâminas analisadas são crescimentos de quartzo, albita e feldspato potássico, na maioria das vezes, descontínuos, apesar de crescimentos contínuos também terem sido observados.

O desenvolvimento dos crescimentos de quartzo e feldspato inibiu a compactação mecânica, e conseqüentemente a geração de pseudomatriz lamosa, que tem efeito negativo na porosidade.



**Figura 106** – Gráfico correlacionando os crescimentos secundários com a porosidade total das amostras. Observa-se que no geral a porosidade é diretamente proporcional à quantidade de crescimento.

A análise da porosidade total em relação à profundidade (Fig. 107) não mostra uma relação direta, considerando-se todos os poços. Individualmente, o poço E possui as maiores profundidades, bem como boa porosidade na grande maioria das amostras. No poço B observa-se discreta relação entre a profundidade e a porosidade, sendo as amostras mais profundas apresentando menor porosidade. Os poços A e D apresentam os dados dispersos no gráfico.

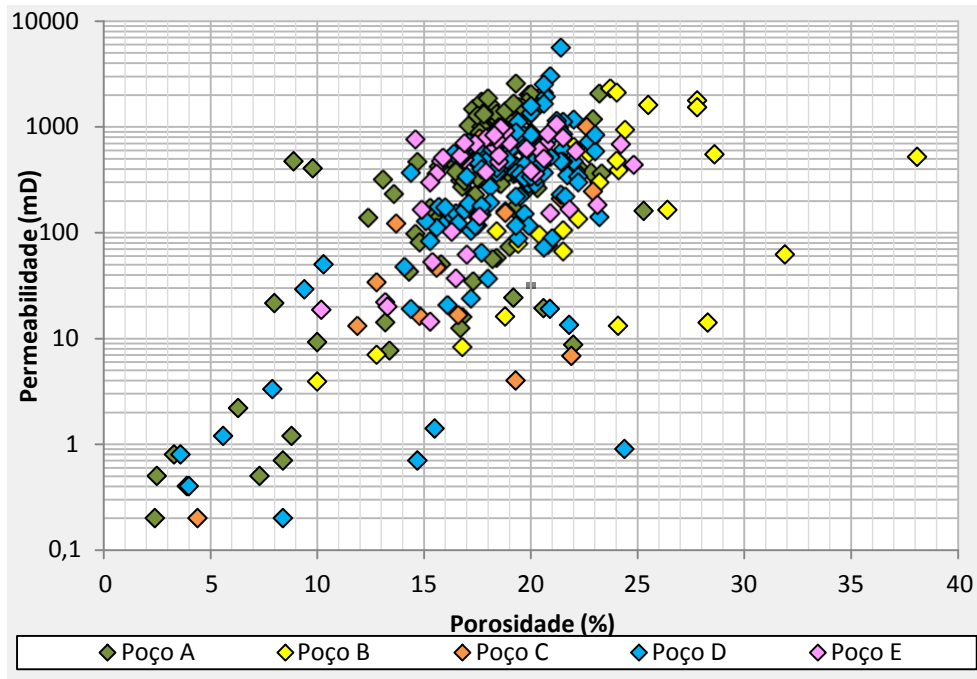


**Figura 107** – Gráfico mostrando a relação entre a porosidade total (%) e profundidade (m).

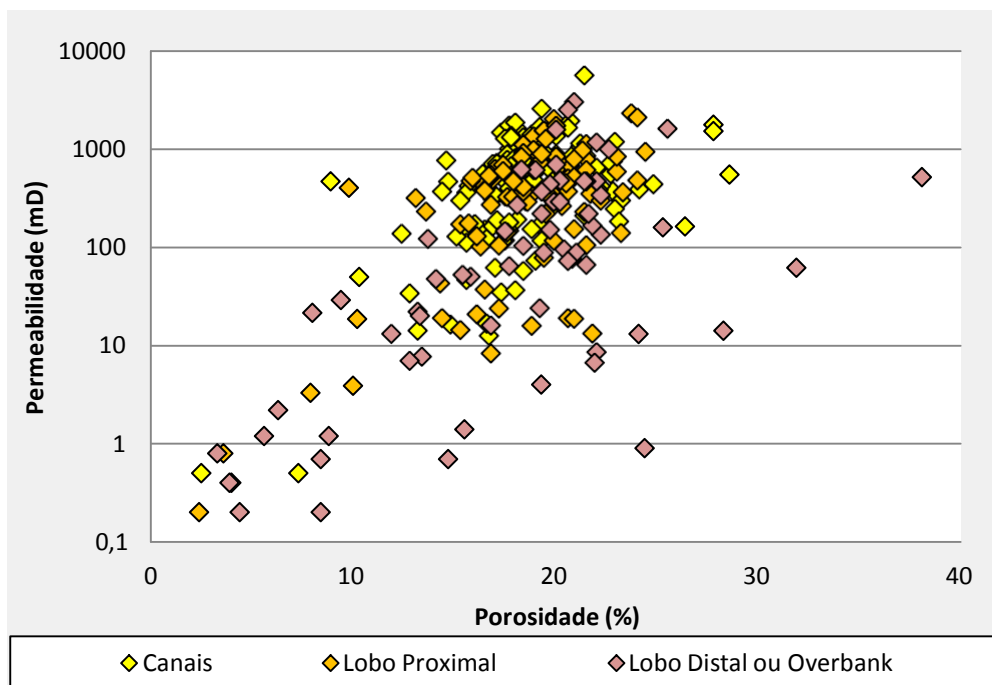
Os dados de análise petrofísica de testemunhos (Routine Core Analysis - RCA) forneceram dados de porosidade e permeabilidade medidos em laboratório. O gráfico mostrando a porosidade (%) *versus* permeabilidade (mD) das amostras de RCA (Fig. 108) mostra uma relação direta entre a porosidade e a permeabilidade nos arenitos estudados.

Os dados plotados neste gráfico correspondem a todo o intervalo dos testemunhos, sendo desta forma, mais abrangentes do que as lâminas descritas para este estudo.

Na figura 109, observa-se o gráfico da porosidade *versus* permeabilidade em relação às associações de fácies definidas. A associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank possui gradiente distinto definindo a relação entre porosidade e permeabilidade. Os dados desta associação de fácies estão localizados principalmente na parte inferior direita do gráfico, com bons valores de porosidade mas com os menores valores de permeabilidade. As associações de fácies de Canal Turbidítico e Lobo Turbidítico Proximal apresentam relação porosidade-permeabilidade semelhantes entre si.



**Figura 108** – Gráfico da relação entre a porosidade (%) e a permeabilidade (mD) separadas por poços. Nota-se uma relação direta entre estes elementos, sendo ainda muito semelhante para todos os poços.



**Figura 109** – Gráfico mostrando a relação entre a porosidade (%) e a permeabilidade com ênfase nas associações de fácies, onde é possível observar uma distinção da associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank em relação às outras associações de fácies.

## 5. Correlação Rocha-Perfil

Para a correlação Rocha-Perfil, foram utilizadas as 4 associações de petrofácies, definidas com base na análise petrográfica das lâminas estudadas. Para a correta correlação das lâminas com os perfis geofísicos, foi realizado a correção de profundidade (*depth shift*) dos perfis geofísicos utilizando-se o perfil de raio gama do poço (GR\_Encorr) e o perfil de raio gama dos testemunhos (Coregama). Esta correção se faz necessária devido à diferença de profundidade causada pela tensão do cabo dos equipamentos de perfilagem a cabo (*wireline*). Esta diferença pode variar de alguns cm até poucos metros.

Com base nos perfis de Raio Gama, Neutrão e Densidade, foi possível observar uma assinatura de perfil distinta para as associações de petrofácies Porosa e Lutitos (Fig. 110). No geral, a associação de petrofácies Porosa possui os menores valores de raio gama, com média igual a 57,41 gAPI e a maior frequência de valores até 60 gAPI (Fig. 111). A densidade apresenta valores médios 2,32 g/cm<sup>3</sup>, e as maiores frequências até 2,35 g/cm<sup>3</sup> (Fig. 112).

A associação de petrofácies Lutito apresenta os maiores valores de raio gama (média 97,41 gAPI), e a grande maioria das amostras (75%) possui valores raio gama maiores que 90 gAPI (Fig. 111). A densidade apresenta valores médios de 2,38 g/cm<sup>3</sup> (Fig. 112).

As associações de petrofácies Parcialmente Cimentada e Cimentada apresentam valores médios intermediários tanto nos perfis de raio gama quanto de densidade, não sendo possível determinar assinaturas específicas para cada associação de petrofácies individualmente. Estas associações de fácies encontram-se geralmente muito próximas aos folhelhos e siltitos da associação de petrofácies Lutito, e geralmente são pouco espessas, o que, aliado à resolução do intervalo de leitura das ferramentas de perfilagem a cabo influencia nos resultados de leitura e de perfis para os valores destas.

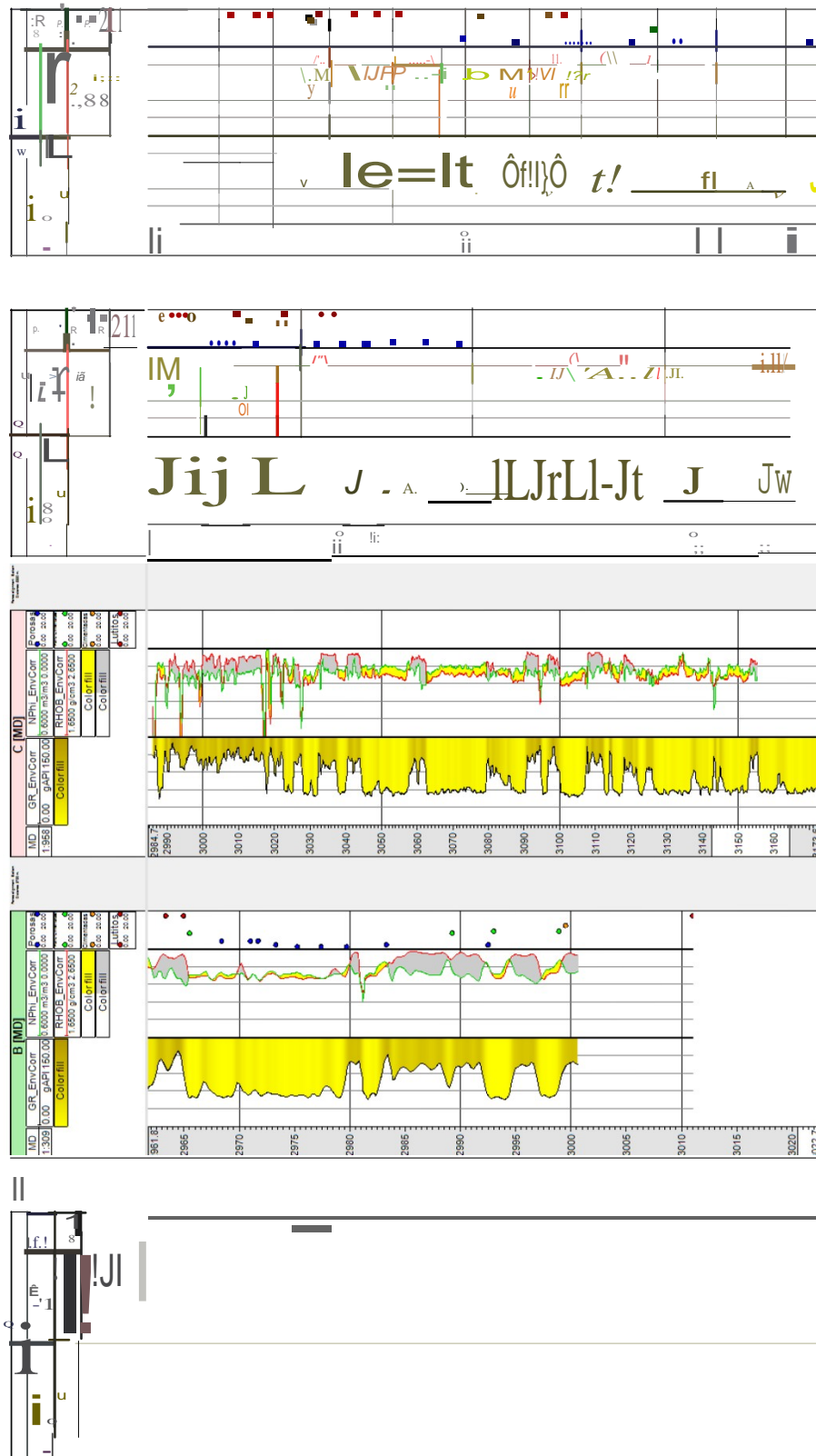


Figura 110 – Seções dos 5 testemunhos descritos, correlacionando os perfis geofísicos com as associações de petrofácies. Da esquerda para a direita: track 1: Profundidade MD (profundidade medida); track 2: Perfil de Raio Gama; track 3: Perfil de Densidade (RHOB) e Neutrão (Nphi); e track 4: associação de petrofácies (azul = associação de petrofácies Porosa, verde = Parcialmente Cimentadas, laranja= Cimentada, e vermelho= Lutitos).

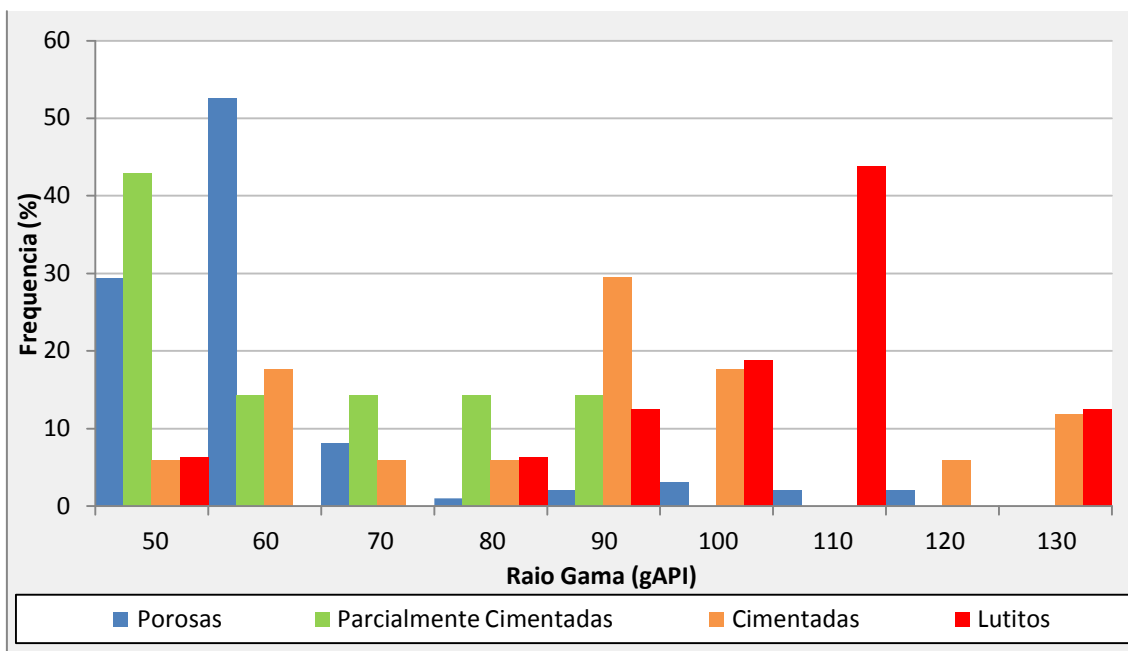


Figura 111 – Distribuição das associações de petrofácies em relação aos valores de raio gama.

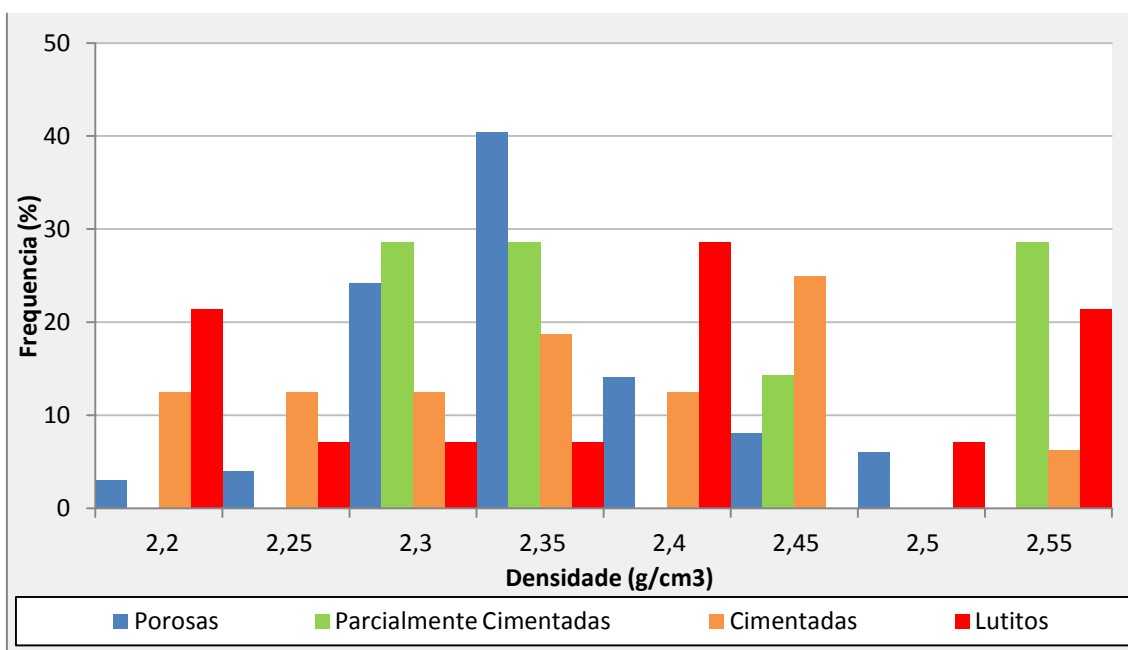


Figura 112 - Distribuição das associações de petrofácies em relação ao perfil de densidade.

A tabela 23 mostra os valores máximos e mínimos, bem como a média, mediana e desvio-padrão, para cada uma das quatro associações de petrofácies definidas com base nos perfis de raio gama, porosidade (neutrão) e densidade (RHOB).

**Tabela 23** - Valores de média, mediana, mínimo e máximo das associações de petrofácies para os perfis de raio gama (gAPI), neutrão ( $m^3/m^3$ ) e densidade ( $g/cm^3$ ).

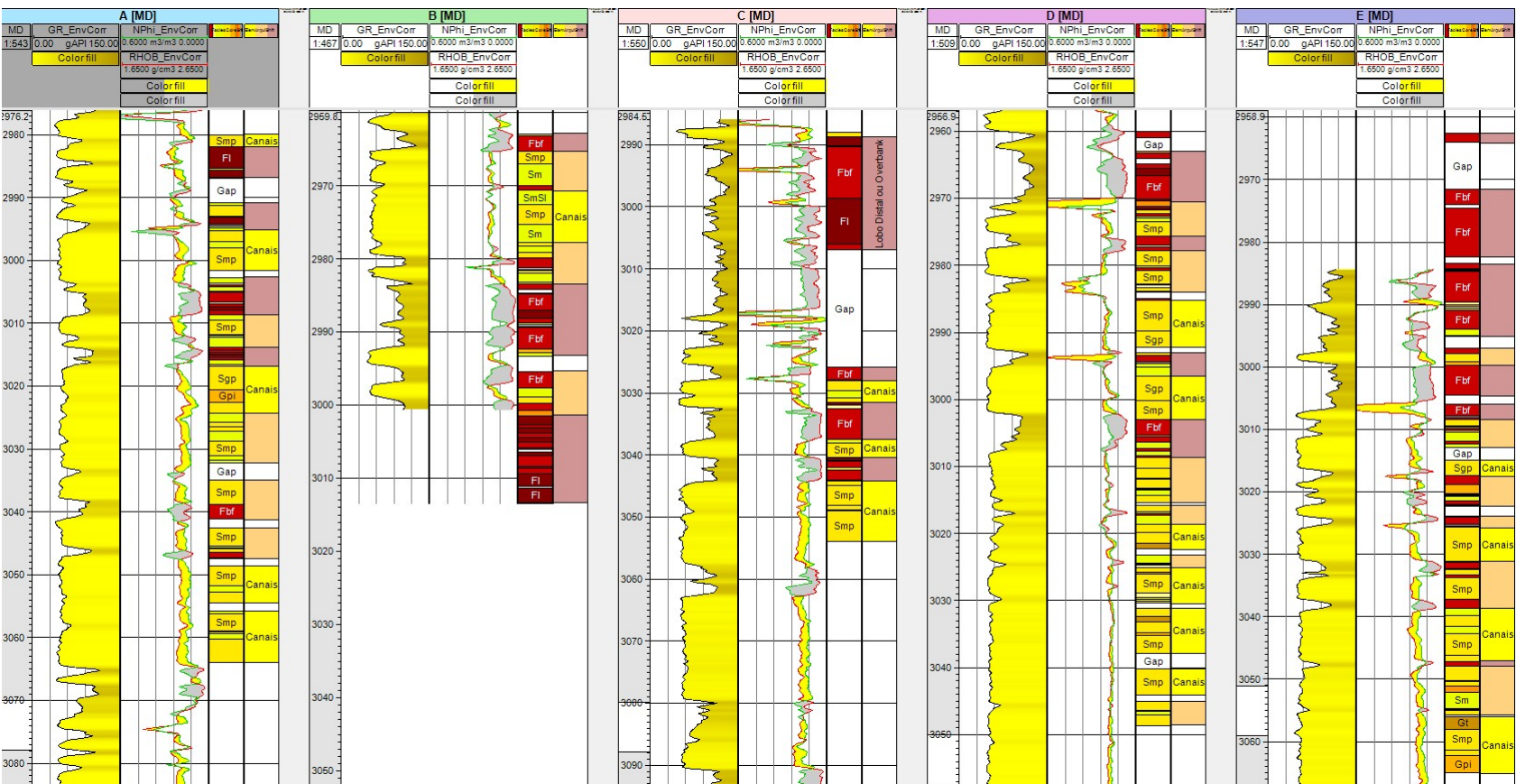
	Porosas			Parcialmente Cimentadas			Cimentadas			Lutitos		
	GR	Nphi	RHOB	GR	Nphi	RHOB	GR	Nphi	RHOB	GR	Nphi	RHOB
Max	117.78	0.47	2.50	85.25	0.21	2.54	126.32	0.35	2.58	126.67	0.37	2.58
Min	43.01	0.09	1.96	45.05	0.08	2.27	46.96	0.02	1.34	46.02	0.14	1.85
Mediana	53.59	0.17	2.32	50.98	0.18	2.33	83.81	0.19	2.33	101.05	0.20	2.38
Media	57.41	0.18	2.32	60.37	0.16	2.38	83.51	0.18	2.28	97.41	0.21	2.35
Desvio	14.87	0.05	0.08	16.38	0.04	0.11	24.88	0.08	0.28	19.24	0.05	0.20

Assim como nas associações de petrofácies, também foi possível observar alguns padrões nos perfis geofísicos para as associações de fácies definidas neste estudo.

Como discutido anteriormente (Fig. 27), as associações de fácies de Canal Turbidítico e de Lobo Turbidítico Proximal possuem um comportamento muito parecido de porosidade e permeabilidade nas amostras de plugs medidas em laboratório. A mesma semelhança se observa nos perfis geofísicos, onde estas associações de fácies possuem um comportamento similar entre elas. As associações de fácies de Canal Turbidítico e de Lobo Turbidítico Proximal correspondem aos menores valores nos perfis de raio gama, sendo geralmente próximos a 50 gAPI. Analisando juntamente os perfis RHOB (densidade) e Nphi (neutrão), utilizando a escala padrão para arenitos (onde são mostrados os valores de RHOB entre 1,65 e 2,65; e o intervalo para Nphi varia de 0,6 a 0,0), estas associações de fácies correspondem de forma geral aos intervalos onde o perfil de densidade encontra-se à esquerda do perfil de neutrão, com preenchimento em amarelo no track correspondente aos mesmos na figura 31. Estes intervalos caracterizam bom reservatórios.

Ao contrário das associações de fácies de Canal Turbidítico e Lobo Turbidítico Proximal, a associação de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank possuem os maiores valores no perfil de raio gama, geralmente acima de 90 gAPI. De forma geral, esta associação de fácies também pode ser caracterizada nos perfis de densidade e neutrão nos intervalos em que o perfil de densidade está à direita do neutrão, em cinza na figura 113.





**Figura 113** – Painel contendo os cinco testemunhos descritos, mostrando a relação entre as fácies e associações de fácies e os perfis geofísicos. As associações de fácies de Canal Turbidítico e de Lobo Turbidítico Proximal correspondem geralmente aos menores valores de raio gama, e aos intervalos preenchidos por amarelo entre os perfis de densidade e neutrão, enquanto a associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank representam os maiores valores de Raio Gama e os intervalos preenchidos por cinza entre os perfis de densidade e neutrão. Da esquerda para a direita: track 1: profundidade em MD (m); track 2: perfil de Raio Gama (gAPI); track 3: perfis de Densidade e Neutrão; track 4: fácies, e track 5: associações de fácies.

### 5.1. Modelo geológico

Para cada um dos 5 testemunhos descritos foram gerados dois perfis compostos distintos, contendo os dados coletados e analisados durante este estudo, de forma a integrar as diferentes técnicas utilizados.

O primeiro perfil composto (Anexo 2) foi gerado em *software* de visualização gráfica (Adobe Illustrator), e visa à compilação e visualização das descrições sedimentológicas executadas no Laboratório de Geologia da Unidade Operacional da Bacia de Campos (UO-BC) da Petrobras. Os dados inseridos nestes perfis compostos são:

1. Profundidade (MD = profundidade medida) em metros;
2. Perfil colunar na escala 1:100;
3. Estruturas sedimentares primárias presentes;
4. Fácies descritas, com os respectivos códigos;
5. Associação de fácies;
6. Lâminas delgadas;
7. Fotos dos testemunhos;
8. Descrição das rochas analisadas.

O segundo perfil (Anexo 3) foi gerado no *software* Petrel® para integrar os dados sedimentológicos, petrográficos e perfis geofísicos. Os dados foram carregados no *software*, organizados em um padrão (*well template*) e exportados na forma de figuras. Nestes perfis, os dados exibidos são:

1. Profundidade em metros (MD e TVDss, ou seja profundidade medida e profundidade vertical real submarina);
2. Perfis geofísicos: Raio Gama (GR\_Encorr: 0-150 API), densidade (RHOB\_Encorr: 1.65-2.65 g/cm<sup>3</sup>) e neutrão (Nphi\_Encorr: 0.0 – 0.6m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>, em escala reversa);
3. Petrofácies e associação de petrofácies, definidas por número e cor;

4. Fácies descritas com os respectivos códigos;
5. Associação de fácies.

As figuras 114 a 118 mostram o modelo 1D para cada um dos poços descritos, contendo um sumário dos principais resultados encontrados.

Baseado nos dados diagramados dos cinco testemunhos descritos, foi possível observar que:

- A granulometria dos sedimentos é predominantemente areia, sendo a classe granulométrica mais comum (areia grossa) pode representar até  $\pm 40\%$  do volume total do testemunho (testemunho D). A segunda granulometria mais abundante é silte/argila. A distribuição de granulometria nestes testemunhos está relacionada com a localização dos mesmos, sendo que os testemunhos que se encontram mais próximos ao eixo do canal turbidítico possuem maior quantidade de areia (testemunho A e D), e os testemunhos que se encontram em posição mais distal ou lateral ao canal possuem grande quantidade de silte (testemunhos B, C e E).
- Esta relação da granulometria com a localização dos testemunhos se reflete diretamente na distribuição de fácies e associação de fácies. O testemunho C, por exemplo, que se encontra localizado mais distal ou lateralmente ao canal, apresenta grande quantidade da associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank, composta predominantemente por siltitos. O contrário é observado nos testemunhos A e D, onde a associação de fácies de Canal Turbidítico é dominante.
- As melhores qualidades de reservatório são representadas pelas associação de petrofácies Porosas. Esta é dominante nos quatro testemunhos analisados (o testemunho C não possui lâminas delgadas). A associação de petrofácies Lutitos, que configura uma barreira de fluxo, é mais comum no testemunho B, que se localiza em posição lateral ao canal principal, e é composto por grande quantidade de silte.

### Testemunho A

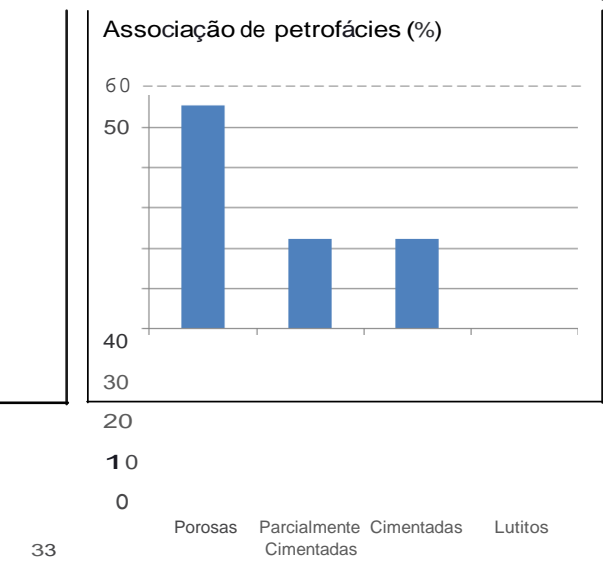
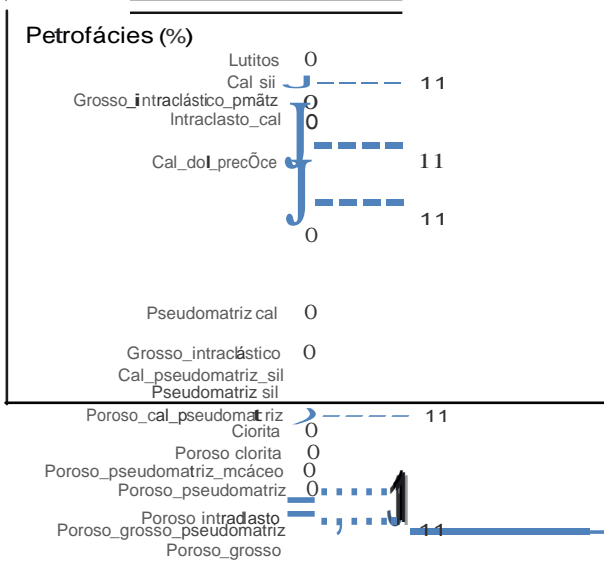
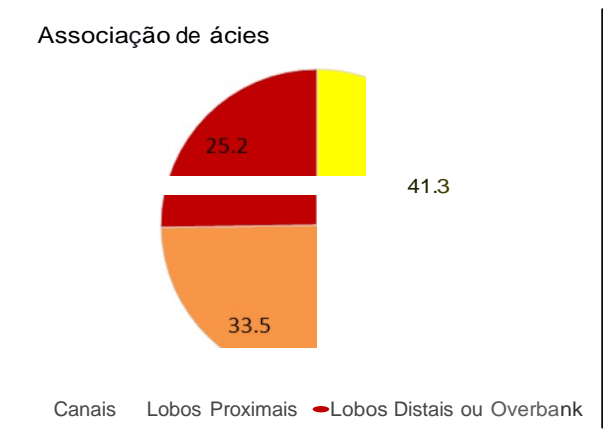
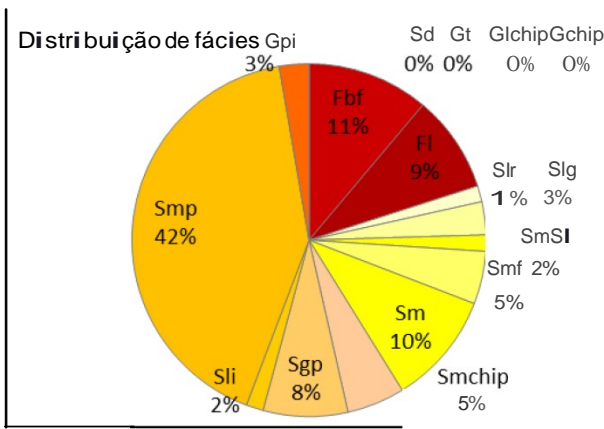
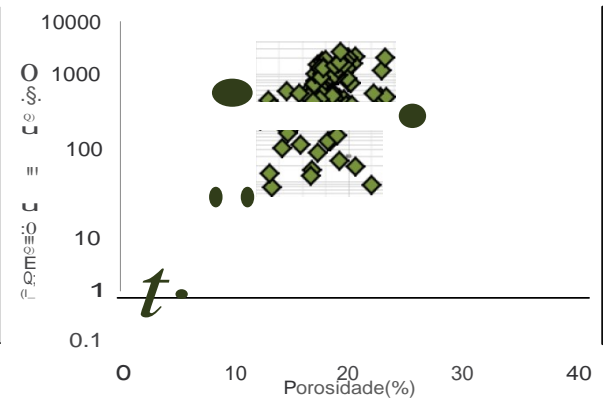
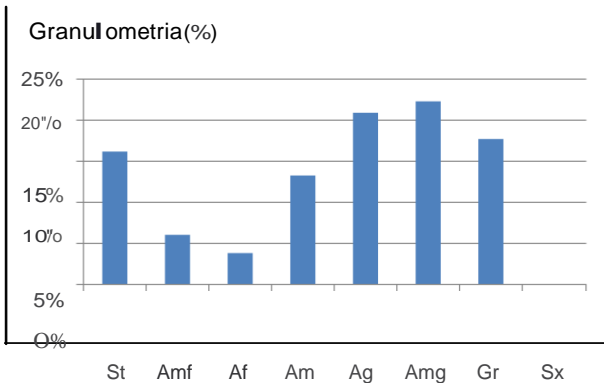
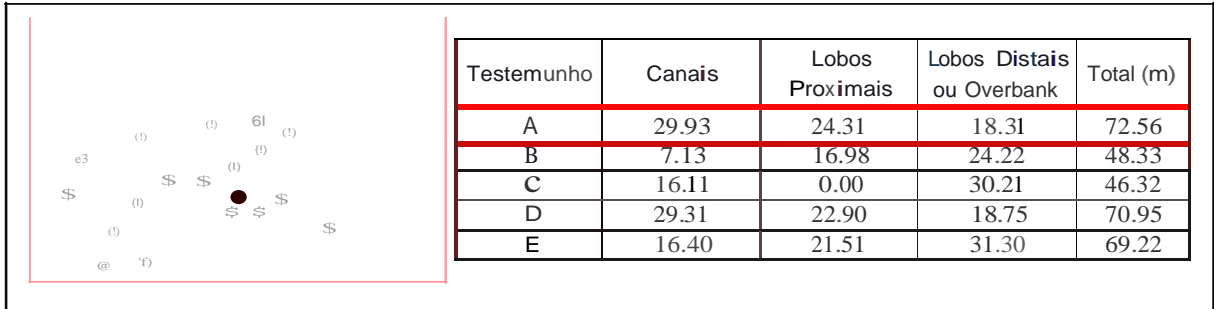
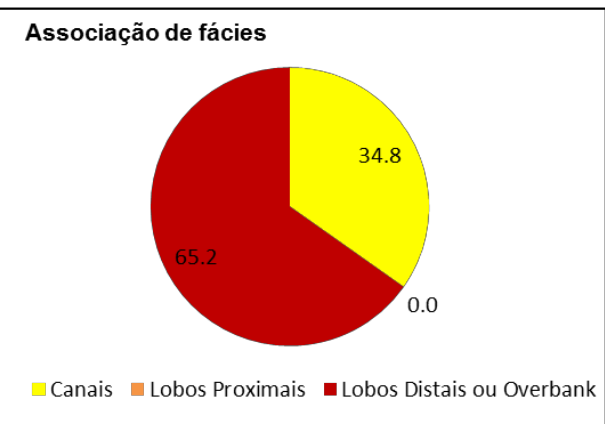
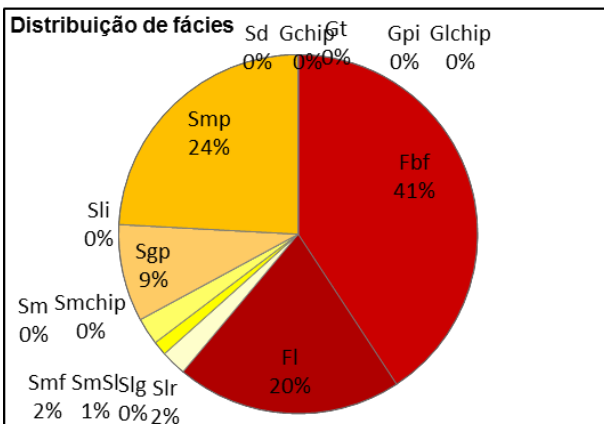
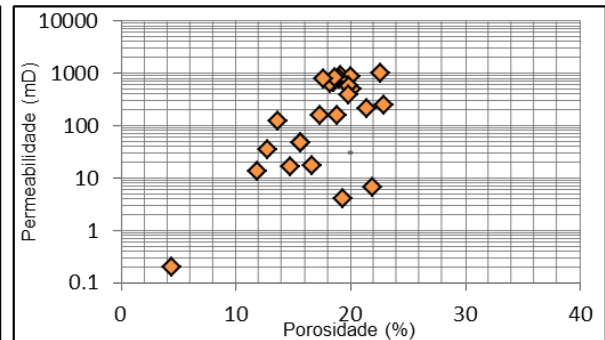
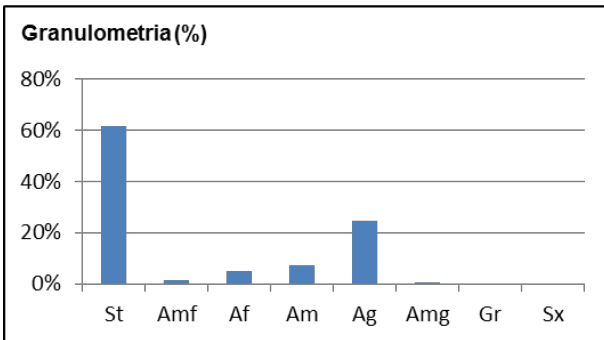
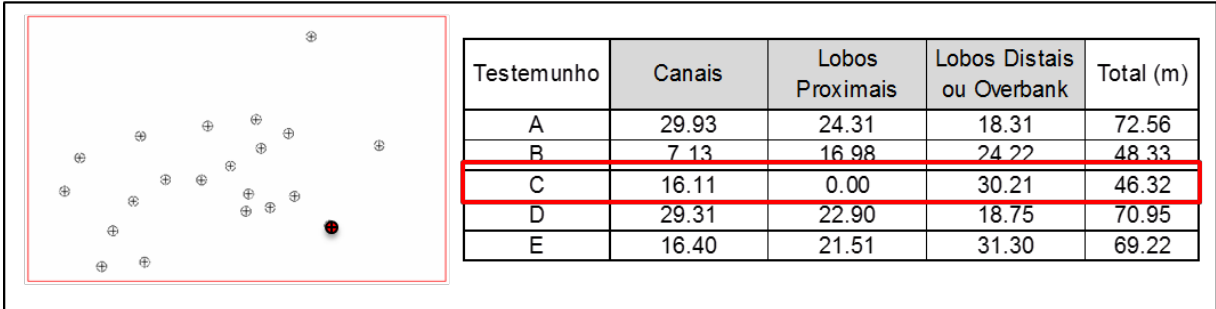


Figura 114 – Dados estatísticos diagramados. De cima para baixo: localização do poço, espessura das associações de fácies por testemunho, granulometria, relação da porosidade versus FRACALOSS, F. G. 2013. Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos.

~~permeabilidade, distribuição de fácies e associação de fácies, petrofácies e associação de petrofácies para o testemunho A.~~



## Testemunho C



**Figura 116** - Dados estatísticos diagramados. De cima para baixo: localização do poço, espessura das associações de fácies por testemunho, granulometria, relação da porosidade *versus* permeabilidade, distribuição de fácies e associação de fácies para o testemunho C. Este testemunho não possui lâminas delgadas.

### Testemunho D

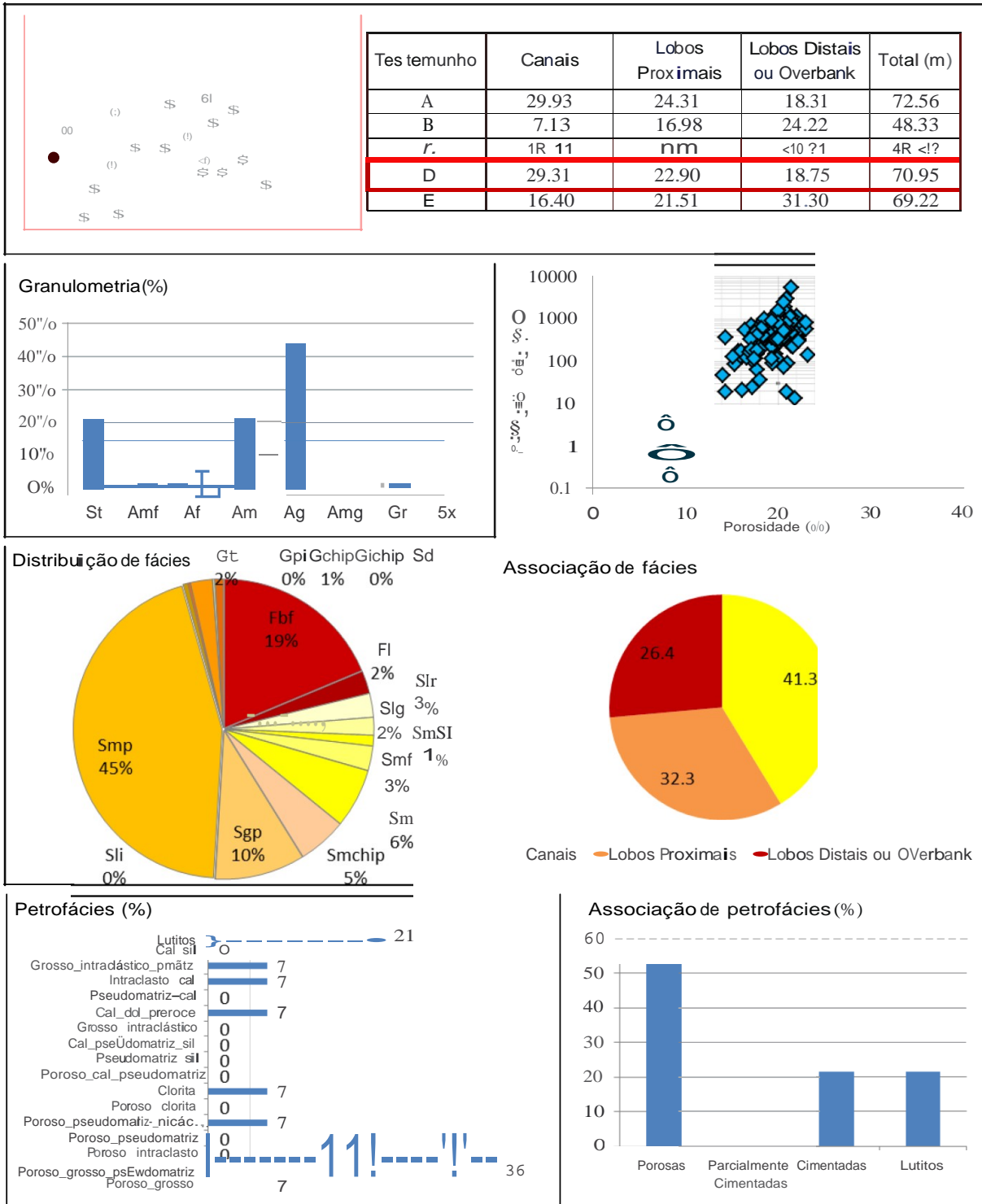
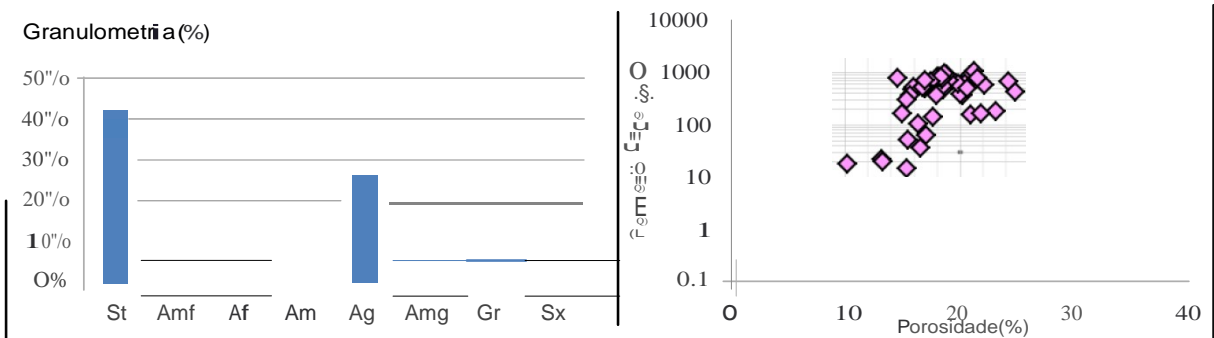
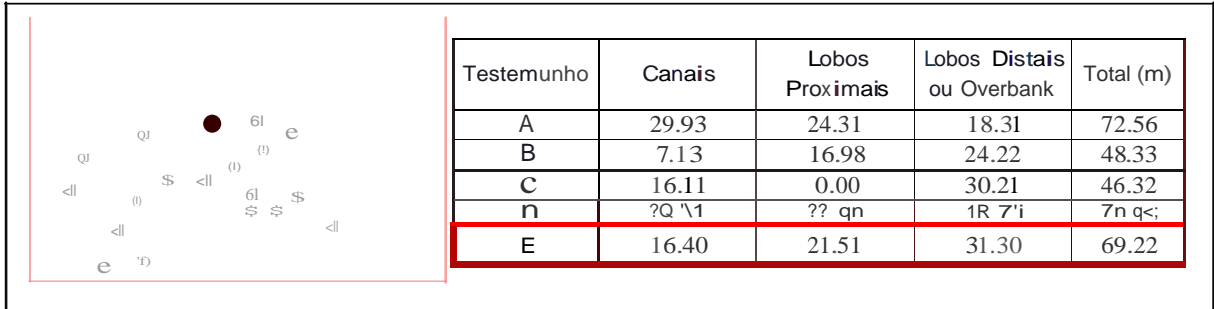


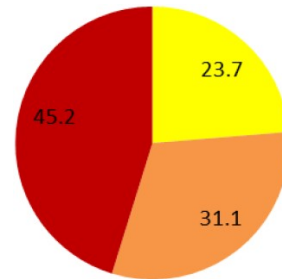
Figura 117 - Dados estatísticos diagramados. De cima para baixo: localização do poço, espessura das associações de fácies por testemunho, granulometria, relação da porosidade versus permeabilidade, distribuição de fácies e associação de fácies, petrofácies e associação de petrofácies para o testemunho D.



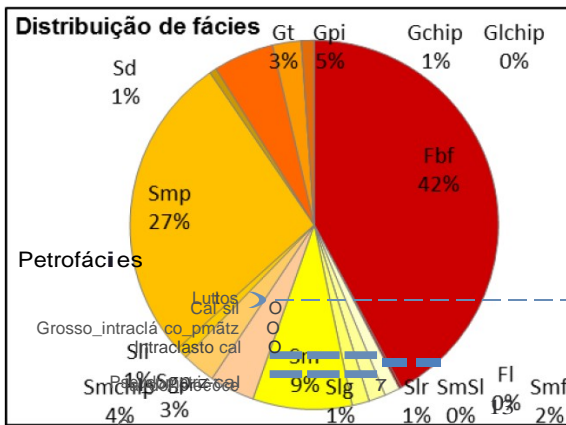
### Testemunho E



#### Associação de fácies



Canais — Lobos Proximais — Lobos Distais ou Overbank



#### Associação de petrofácies (%)

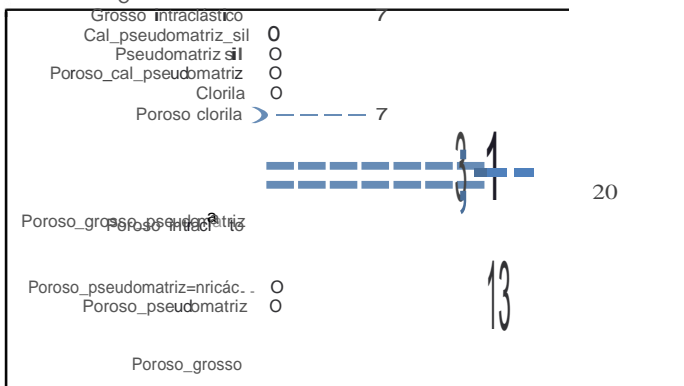
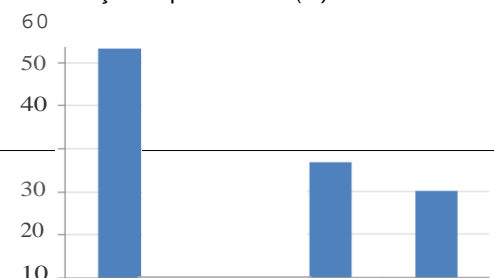
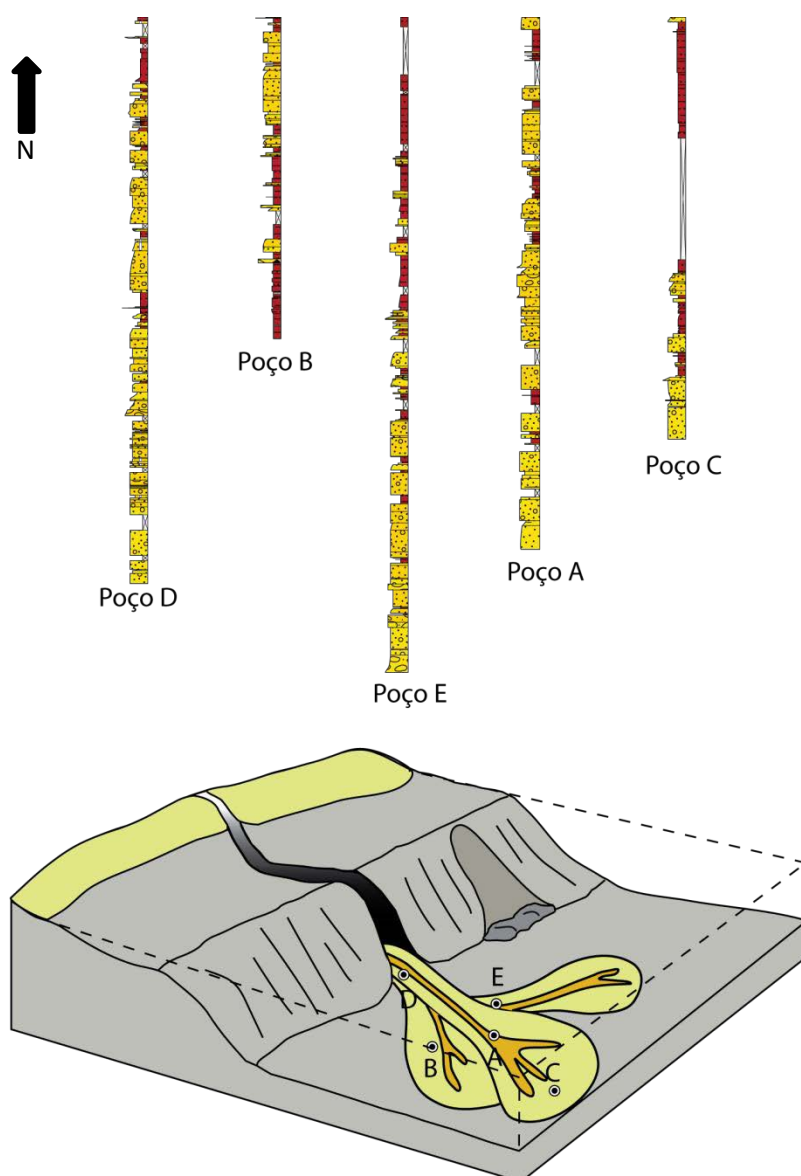


Figura 118 - Dados estatísticos diagramados. De cima para baixo: localização do poço, espessura das associações de fácies por testemunho, granulometria, relação da porosidade versus permeabilidade, distribuição de fácies e associação de fácies, petrofácies e associação de petrofácies para o testemunho E.

**FRACALOSSI, F. G. 2013.** Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos.

Com base na integração dos dados e análise bibliográfica, foi proposto um modelo esquemático de deposição dos arenitos estudados. Este modelo é limitado devido ao tipo de dado utilizado, sendo este basicamente dados unidimensionais (poços), o que resulta na falta de controle das geometrias e elementos arquiteturais encontrados na área.

O sistema turbidítico estudado no presente trabalho é representado por um sistema arenoso de canais confinados em cânions, composto por canais e lobos deposicionais (Fig. 119), que se sobrepõem variando espacialmente, refletindo mudanças no nível de base e aporte sedimentar.



**Figura 119** – Modelo esquemático de sistema turbidítico de canais confinados (fora de escala).

## 6. Conclusões

A partir da análise e interpretação dos resultados os seguintes pontos podem ser concluídos a respeito da faciologia e petrografia dos arenitos cretáceos estudados da Bacia de Campos:

- Foram definidas 15 fácies que formam o arcabouço faciológico e caracterizam diferentes processos deposicionais dentro de um sistema turbidítico, sendo:
  - 3 fácies conglomeráticas (Gchip, Gt, Gpi);
  - 10 fácies arenosas (Sd, Smp, Sli, Sgp, Smchip, Sm, Smf, SmSl, Slg, Slr);
  - 2 fácies pelíticas (Fbf, Fl).
- As fácies mais abundantes são a Smp (32%) e Fbf (29%).
- A distribuição de fácies em cada testemunho está relacionada com a localização espacial do mesmo em relação ao canal turbidítico.
- As fácies foram agrupadas em 3 associações de fácies distintas:
  - Associação de fácies de Canal Turbidítico, composta principalmente pelas fácies conglomeráticas e arenosas, e com camadas que podem chegar a mais de 5 m de espessura;
  - Associação de fácies de Lobo Turbidítico Proximal, composta por fácies arenoconglomeráticas e arenopelíticas, com dominância das últimas. As camadas apresentam espessuras geralmente menores que na associação de fácies de Canal Turbidítico;
  - Associação de fácies de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank, composta por fácies arenopelíticas, principalmente siltitos e folhelhos.
- Analisando-se os dados de permeabilidade e porosidade dos 5 poços testemunhados, observa-se que todos eles apresentam o mesmo

padrão de relação entre estes parâmetros. Em relação às diferentes associações de fácies, foi possível notar que as associações de fácies de Canal Turbidítico e de Lobo Turbidítico Proximal apresentam uma relação direta entre porosidade e permeabilidade, enquanto a associação de Lobo Turbidítico Distal ou Overbank possui gradiente levemente diferente, com permeabilidades menores.

- Devido ao tipo de dado utilizado, não foi possível definir a geometria dos corpos. A falta de indicadores de paleocorrente e a indisponibilidade de dados sísmicos também impossibilitou a distinção entre Lobos Distais e Overbank.
- Com base na análise petrográfica de 49 lâminas em quatro poços distintos foi observado que:
  - A granulometria varia de areia fina a seixos, com grau de seleção altamente variável, de muito bem a muito mal selecionado, sendo predominantemente mal selecionado, com empacotamento frouxo a normal.
  - Os arenitos descritos possuem composição arcósea *sensu* Folk (1968), com composição primária média  $Q_{41}F_{59}L_0$  (original) e  $Q_{46}F_{54}L_0$  (atual).
  - A composição detrítica dos arenitos caracteriza proveniência de blocos do embasamento e continental transicional *sensu* Dickinson (1985).
  - Os principais processos digenéticos observados foram:
    - Compactação e geração de pseudomatriz lamosa;
    - Dissolução e substituição de feldspatos;
    - Precipitação de mineiras digenéticos, tais como calcita, sílica microcristalina, albita, clorita, feldspato potássico, quartzo, dolomita, mineral de titânio digenético, pirita, siderita e óxido/hidróxido de ferro; A porosidade original dos 4 poços analisados foi reduzida principalmente por compactação, sendo os poços mais afetados o poço D e E.
- Foram definidas 17 petrofácies de reservatório baseadas nas principais características das lâminas e suas influências na qualidade de

reservatório. Por vez, estas foram divididas em 4 associações de petrofácies:

- Porosas (Petrofácies: Poroso\_grosso, Poroso\_grosso\_pseudomatriz, Poroso\_intraclasto, Poroso\_pseudomatriz, Poroso\_pseudomatriz\_micáceo, Poroso\_clorita, Clorita);
  - Parcialmente cimentadas (Petrofácies: Poroso\_cal\_pseudomatriz, Pseudomatriz\_sil, Cal\_pseudomatriz\_sil);
  - Cimentadas\_Compactadas (Petrofácies: Grosso\_intraclástico, Cal\_dol\_precoce, Pseudomatriz\_cal, Intraclasto\_cal, Grosso\_intraclástico\_pmtz, Cal\_sil);
  - Lutitos (Petrofácies: Lutitos).
- Com base nos princípios de estratigrafia de seqüências, foi elaborado o arcabouço estratigráfico utilizando o modelo de Embry e Johannessen (1992) de ciclos transgressivo-regressivos. Foram definidas 3 superfícies limítrofes (SIM-1, SRM-2 e SIM-2) que delimitam 4 tratos de sistema (TST-1, TSR-1, TST-2 e TSR-2), compondo 2 seqüências transgressivas-regressivas completas (SEQ-1 e SEQ-2) através da análise dos perfis de raio gama.
  - Os mapas de isópacas baseados nos testemunhos mostram uma maior espessura de areia em uma calha com orientação aproximada NW-SE.
  - Visando definir as influências dos constituintes digenéticos na qualidade de reservatório, foi possível observar que:
    - Existe uma relação inversa entre a porosidade e a quantidade de intraclastos e pseudomatriz lamosa e cimento;
    - De forma geral, os crescimentos secundários atuam de forma positiva na porosidade, exceto no poço D.
    - Não foi possível observar uma relação direta entre a porosidade e profundidade nas lâminas analisadas.
  - Foi possível observar assinaturas de perfil distintas para as associações de petrofácies Porosas e Lutitos, onde:
    - A associação de petrofácies Porosas possui valores médios de raio gama 57 gAPI, e com densidade média 2,32 g/cm<sup>3</sup>;

- A associação de petrofácies Lutitos apresenta valores médios de raio gama 97g API e densidade 2,38 g/cm<sup>3</sup>;
- As associações de fácies Parcialmente Cimentadas e Cimentadas\_Compactadas possuem valores intermediários de raio gama e densidade, porém não foi possível definir assinaturas distintas para cada uma.
- Nos perfis geofísicos, as associações de fácies de Canal Turbidítico e de Lobo Turbidítico Proximal apresentam os mesmos padrões, sendo os valores de raio gama geralmente inferiores a 50 gAPI, e quando analisados juntamente os perfis de densidade e neutrão, utilizando a escala padrão para arenitos, o perfil de densidade encontra-se a esquerda do perfil neutrão. Estas associações de fácies possuem melhores qualidades de reservatório que a associação de fácies Lobo Turbidítico Distal ou Overbank, que possui valores de raio gama geralmente acima de 90 gAPI, e padrão contrário nas curvas de densidade e neutrão.
- Os testemunhos A e D possuem as melhores qualidades de reservatório. Isto foi observado tanto macroscopicamente, onde estes poços possuem predominância de fácies arenoconglomeráticas, principalmente a fácies Smp, que se refletem na distribuição das associações de fácies, sendo as associações de fácies predominantes a de Canal Turbidítico e de Lobo Turbidítico Proximal. O mesmo também foi observado na petrografia, onde a associação de petrofácies Porosas é mais comum. Os poços B e C são dominados pelas fácies pelíticas. O poço B possui a percentagem mais elevada da petrofácies Lutitos entre os poços analisados, o que reflete nas piores qualidades de reservatório. Esta distribuição encontra-se controlada pela localização dos poços em relação à calha principal de deposição do sistema turbidítico em questão.

Espera-se, através da integração de ferramentas aqui apresentada, ter contribuído para a caracterização dos arenitos santonianos estudados, especialmente no sentido de compreender as heterogeneidades dos reservatórios, identificando as barreiras de fluxo que compartimentam os mesmos.

## 7. Bibliografia

- ASMUS & PONTE, 1973. The Brazilian Marginal Basins: The Ocean Basins and Margins. Vol. 1- The South Atlantic. A.E. M. Nairn and F.G. Stehli (editors) Plenum Press, New York, pp. 1-24
- BELTRAMI, C. V.; MEISTER, EM. M. & GUARDADO, L. R. 1982. Carta estratigráfica da Bacia de Campos, Rio de Janeiro, Petrobras. Relatório interno.
- BOUMA, A.H. 1962 Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- BRONGERMA-SANDERS, M. 1954. Mass mortality in the sea: GSA Memoir 67, n.1, p.941-1010.
- BRUHN, C. H. L., & WALKER, R. G. 1995, High-resolution stratigraphy and sedimentary evolution of coarse-grained canyon-filling turbidites from the Upper Cretaceous transgressive megasequence, Campos Basin, offshore Brazil: Journal of Sedimentary Research, v. B65, p. 426-442.
- CAINELLI, C. & MOHRIAK, W. U. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. Episodes, 22, 206–216.
- 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. V.12, No7, p.741-758.
- FRACALOSSO, F. G. 2013.** Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos.

- CATUNEANU, O., GALLOWAY, W.E., KENDALL, C.G.ST.C., MIALL, A.D., POSAMENTIER, H.W., STRASSER, A., & TUCKER, M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy* 44 (3), 173e245
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; & BENDER, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System. *Tectonophysics*, v. 213, p.97-138.
- COBBOLD, P.R., SZATMARI, P. DEMERCIAN, S. COELHO D. & ROSSELLO, E.A. 1995. Seismic and experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep-water Santos Basin, Brazil. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. & Snelson, S. (eds) *Salt tectonics: a Global Perspective*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 65, 305–321.
- COBBOLD, PERTER R., MEISLING, KRISTIAN E., AND MOUNT, & VAN S., 2001, Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 85, No. 11, p. 1925-1944.
- COX, N. 2005. Campos Basin, offshore Brazil: petroleum system model. Geology Department, Brigham Young University.
- D'AVILA, R.S.F.; ARIENTI, L.M.; ARAGÃO, M.A.N.F.; VESELY, F.F.; SANTOS, S.F.; VOELCKER, H.E.; VIANA, A. R.; KOWSMANN, R. O.; MOREIRA, J.L.P.; COURA, A.P.P.; PAIM, P.S.G.; MATOS, R. S. & MACHADO, L.C.R., 2008. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas Turbidíticos. In: Silva, A. J. C. L. P.; Aragão, M.A.N.F.; Magalhães, A.J.C. (eds.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo, Beca-BALL edições, p. 245-301.
- DALRYMPLE, R.W., 2010, Tidal depositional systems, in *Facies Models 4*. N.P. James and R.W. Dalrymple (eds.). St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada, p.201-231.



- DEMERCIAN, S.; SZATMARI, P.; & COBBOLD, P. R. 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 228, n. 3/4, p. 393-422.
- DE ROS, L. F. & GOLDBERG, K. 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction/ In: AAPG, Annual Convencion and Exhibition, Long Beach, CA, Abstracts Volume. p.1-6.
- DIAS, J.L.; OLIVEIRA, J.Q. & VIEIRA, J.C. 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brasil. *Sao Paulo, Rev. Bras. Geoc.*, v.18, n.3, p.252-260.
- DIAS, J. L., CARMINATTI, M., SCARTON, J. C., GUARDADO, L. R., & ESTEVES, F. R., 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: *Origem e evolução de bacias sedimentares*, RAJA GABAGLIA, G. P., MILANI, E. J. (coords.), Petrobrás, 333-360.
- DICKINSON, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (ed.) *Provenance of arenites*. Reidel Publishing Co., Dordrecht, p.331-361. Embry & Johannessen (1992)
- EMBRY, A. F., JOHANNESSEN, E. P., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T. O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O. A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T. B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.
- FETTER, M. R. 2007. Análise petrológica e sísmica dos controles sobre a deposição dos sistemas arenosos de água profunda da Bacia de Campos. Tese de Doutorado. Porto Alegre. 151p.
- FETTER, M., DE ROS, L. F. & BRUHN, C. H. L. 2009. Petrográfico and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoir and the
- FRACALOSSO, F. G. 2013.** Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos.

paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. P.824-853.

FIGUEIREDO, A.M.F. 1981, Depositional Systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations and their Relationship to Petroleum Accumulations: Middle Rift Sequence, Sergipe/Alagoas Basin, Ph.D. Thesis, University of Texas of Austin, 302p.

FISCHER, R. V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, Vol. 11, pp. 273-274, ISSN 0091-7613

FOLK, R.L., 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 182p

FRITZ, W. J. & MOORE, J. N. 1988. *Basic of Physical Stratigraphy and Sedimentology*. New York, John Wiley & Sons. 371p.

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: AAPG memoir 48*, p.3-79.

GUARDADO, L.R., MELLO, M. R., SPANDINI, A. R., & BRANDAO, J. S. L., 2000, *Petroleum System of the Campos Basin, Brazil: AAPG Memoir 73*, p. 317-324

HISCOTT, R.N. 1994. Traction-carpet stratification in turbidites - fact or fiction? *J. Sed. Res.*, A64, p. 204-208.

HOUSEKNECHT, D. W. 1987. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: *AAPG Bulletin*, v. 71, p. 633-642.

KOWSMANN, R. O.; SCHREINER, S.; MURAKAMI, C. Y.; PIAULILINO, P. O.; BARROCAS, S. L. S.; MILLER, D. J.; & RIZZO, J. G. 1996. *Ecofacies de*

**FRACALOSSO, F. G. 2013.** *Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos.*

3,5kHz do talude da Bacia de Campos e do Platô de São Paulo adjacente. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. v. 3, p.463-465. Sessões Temáticas.

KUENEN, PH.H. & MIGLIORINI, C.I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58, 91–127.

LOWE, D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: *Geology of Continental Slopes*. Eds L.J. Doyle and O.H. Pilkey Jr, SEPM Spec. Publ. 27, 75–82.

LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity flows: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, 52, 279–297.

MACHADO, L. C. R.; KOWSMANN, R. O.; ALMEIDA JR., W.; MURAKAMI, C. Y.; SCHREINER S.; MILLER, D. J. & PIAULINO, P. O. V. 2004. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos: modelo para heterogeneidades de reservatório. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12:287-315.

MANICA, R. 2009. Geracao de correntes de turbidez de alta densidade: condicionantes hidraulicos e deposicionais. Tese de doutorado. Porto Alegre. 426p.

MELLO, M. R., MOHRIAK, W. U., KOUTSOUKOS, E. A. M., AND BACOCOLI, G. 1994, Selected Petroleum Systems in Brazil: AAPG memoir 60, p. 499-512.

MELLO, M. R. & HESSEL, M. H. 1998. Biological marker and paleozoological characterization of the early marine incursion in the lacustrine sequences of The Campos Basin, Brazil (abs.): Extended Abstracts Volume. AAPG annual Convention, Salt Lake City, Utha, v.2. A455.

**FRACALOSSO, F. G. 2013.** Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos.

- MIALL, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. A.D. Miall). Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 597–604.
- MIALL, A. D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2 ed. New York: Springer-Verlag, 668p.
- MIALL A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. Eds G.V. Middleton and A.H. Bouma. SEPM Pacific Section, Short Course Anaheim, pp. 1–38, Pacific Section SEPM, Los Angeles.
- MILANI, E. J., RANGEL, H. D., BUENO, G. V., STICA, J. M., WINTER, W. R., CAIXETA, J. M., AND PESSOA NETO, O. D. C. 2007. Bacias sedimentares brasileiras; cartas estratigráficas – Brazilian sedimentary basins; stratigraphic charts, *Bol. Geoci. Petrobras*, 15, 183–205.
- MITCHUM, R. M., JR. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C. E. (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 205–212.
- MIZUSAKI, A.M.P., THOMAZ, F.A. & VALENCA, J. 1988. Volcano sedimentary sequence of Neocomin age in Campos Basil (Brasil). *Sao Paulo. Rev. Bras. Geoc.* V.18, n.3, p247-251.
- MIZUSAKI, A.M.P., PICCIRILLO, E.M., DIAS, J.L., CHIARAMONTI, P.C., ROISEMBERG, A., BELLINI, G. & GIARETTA, A. 1989. *Petrologia, Geoquímica e Geocronologia do vulcanismo básico do Neocomiano da Bacia de Campos, Rio de Janeiro*. Petrobras. Relatório interno.

- MOLDOWAN, J.M., FAGO, F.J., LEE, C.Y., JACOBSON, S.R., WATT, D.S., SLOUGUI, N.-E., JEGANATHAN, A. & YOUNG, D.C. 1990. Sedimentary 24-n-propylcholestanes, molecular fossils diagnostic of marine algae. In: Science vol. 247 pp. 309-312.
- MORAES, M.A.S. 1989. Diagenetic evolution of Cretaceous-Tertiary turbidite reservoirs, Campos Basin, Brazil. The American Ass of Petroleum Geologists Bulletin. V.73, No.5. p589-612.
- MUTTI, E. 1992. Turbidite Sandstones. San Donato Milanese, Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma, Parma, 275 pp.
- MUTTI, E. & NORMARK, W. R. 1991. An integrated approach to the study of turbidite systems, in Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems, eds. P. Weimer & M. H. Link. New York, NY: Springer-Verlag, p.75-106.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMACHA, E., MAVILLA, N., ANGELLA, S., & FAVA, L., 1999, An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective: American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series, v. 39, 96 p
- MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DIBIASE, D. & CAVANNA, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. In: Turbidites: Models and Problems (Eds E. Mutti, G.S. Steffens, C. Pirmez, M. Orlando and D. Roberts), Mar. Petr. Geol., 20, 733–755.
- MUTTI E., BERNOULLI D., RICCI LUCCHI F., & TINTERRI R. 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine “flysch” to the exploration of continental margins. Sedimentology: 56, 267-318.
- NYBERG, O., LIEN, K., LINBERG, P. A. & SMISTAD, J. K. 1978. Mineral composition, and aid in classical log analysis used in Jurassic sandstones of the northern North Sea. SPWLA 19th Ann. Symp. Trans., Paper M, 1-35.

PETROBRAS (<http://www.petrobras.com/en/about-us/our-history/>)

PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R. 1986. Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 23, 75–174.

PIRES, F. A. 1993. O “estado de arte” dos depósitos de turbiditos. *Rev. IG, Sao Paulo*, 14 (1), p. 55-64.

POSAMENTIER, H. W., & VAIL, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated approach*. SEPM Special Publication 42, 125–154.

RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R. & FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências Petrobras*, 8 (1). Rio de Janeiro. p. 203-217.

READING, H. G., & RICHARDS, M. 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 78, 792±822.

RIDER, M. H. 2000. *The Geological interpretation of well logs*. 2nd edition.

SCHALLER, H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27. Aracaju, SBG. Anais, V.3, p-247-258.

SCHERER, F. C. 1980. Exploration in East Malaysia of the past decade. In: *Oil Fields of the Decade 1968-1978*, ed. Hslbouty, M. T., Am. Assc. Pet. Geol. Mem. 30, p. 423-440.

**FRACALOSSO, F. G. 2013.** Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos.

- SCHLUMBERGER, 1989. Log interpretation, principles and applications. Schlumberger Educational Services.
- SOLDAN, A. L.; CERQUEIRA, J. R.; FERREIRA, J. C.; TRINDADE, L. A. F.; SCARTON J. C. & CORA, C. A. G. 1995. Giant deep water oil fields in Campos Basin, Brazil: a geochemical approach. *Revista Latino-Americana de Geoquímica Organica*. V. 1, n. 1, p 14-27.
- STOW, D. A. V., READING, H. G., & COLLINSON, J. D. 1996. Deep seas. In H. G. Reading, *Sedimentary Environments*. 3rd ed. p. 395-454. Blackwell Science.
- STOW, D. A. V. & MAYALL, M. 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*. V. 17 p.125-135.
- SUGUIO, K. 1980. Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica. São Paulo: E. Blücher/Edusp, 500p.
- TUCKER, M. 1988. *Techniques in Sedimentology*: Oxford, UK, Blackwell Science, 394p.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. JR., & THOMPSON, S., III, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26, 83–98.
- WALKER, R. G., 1984. *Facies Models* 2 ed. Geological Association of Canada, Toronto, Ontario:, 317 p.
- WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G. & James, N.P. 1992. *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canada.

WAISMAN, G. 2008. Tectônica de sal da Bacia de Campos. In: Mohriak, W.; Szatmari, P.; Anjos, S, M., C. 2008. Sal: Geologia e Tectônica, Exemplo nas Bacias Brasileiras. São Paulo. Beca Edições Ltda. 448p.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. 2007. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, p. 511-529.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M. W.; Kolata, D. R.; Oltz, D. F.; Eidel, J. J. (Ed.). Interior cratonic basins. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. p. 681-708. (AAPG. Memoir, 51).

ZUFFA, G. G. 1980. Hybrid arenites: Their composition and classification. Journal of Sedimentary Petrology. V.50, p. 21-31.

ZUFFA, G. G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G. G. (ed.). Provenance of Arenites, 148. P. 165-189.



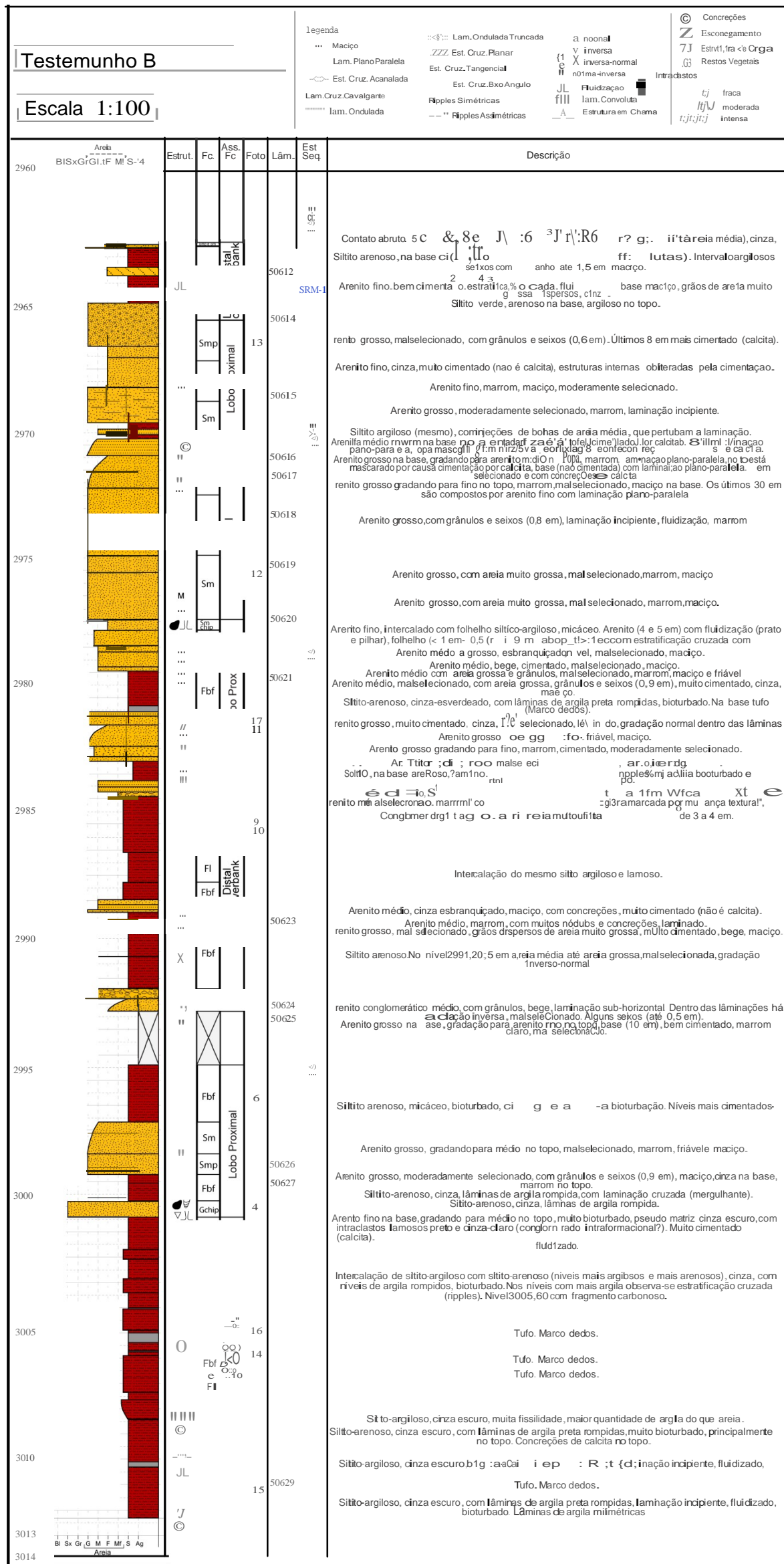
## **Anexos**

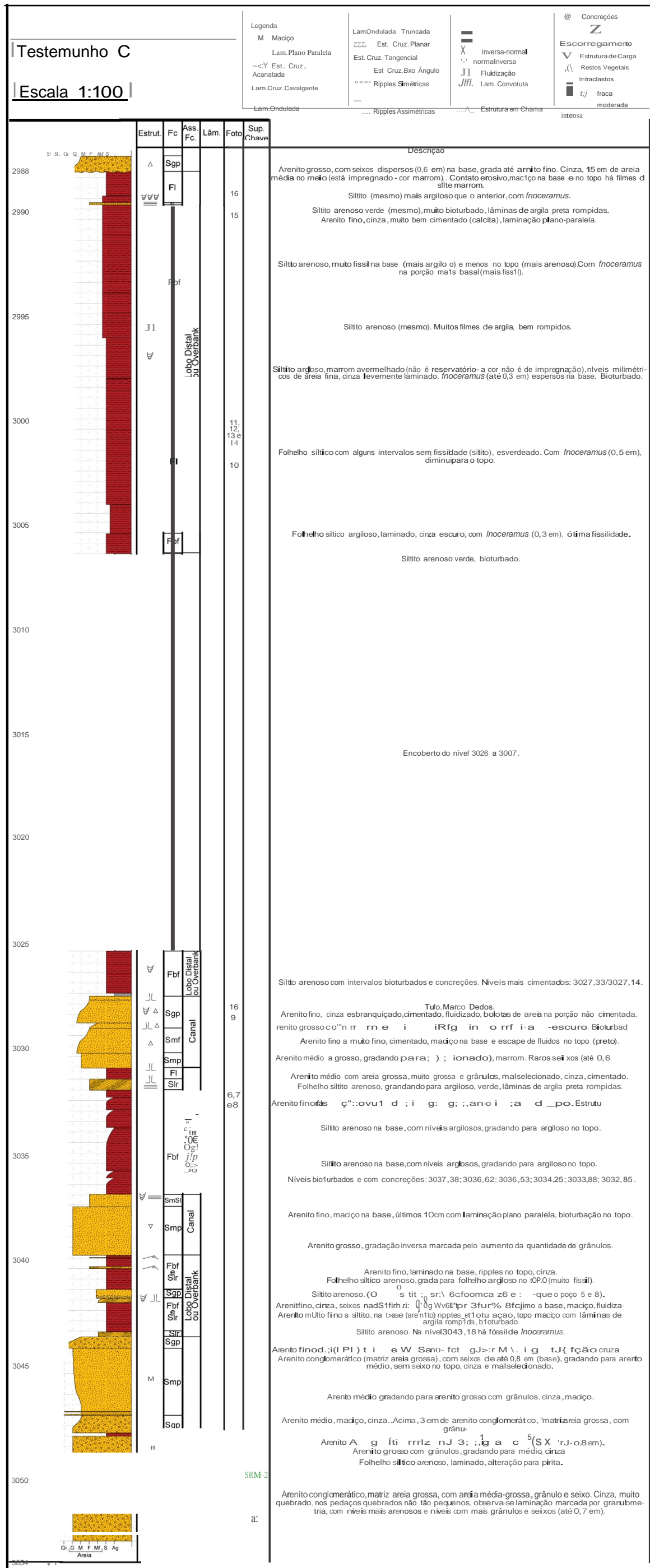
Anexo 1 – Lâminas analisadas (em CD)

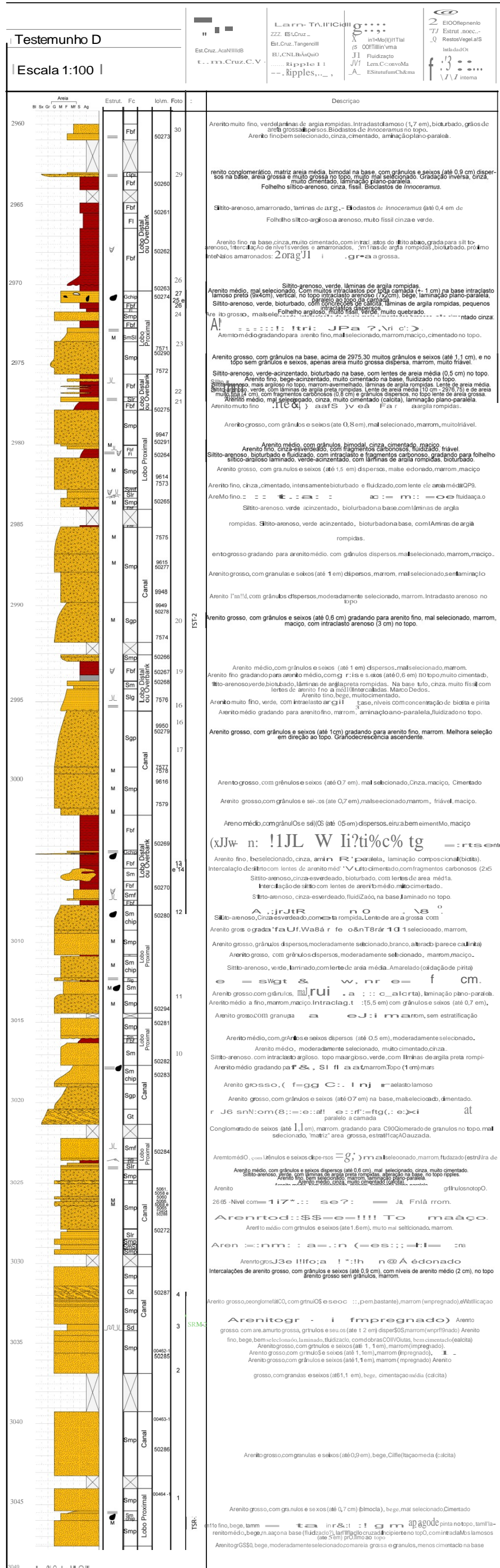
Anexo 2 – Perfis colunares dos cinco testemunhos descritos

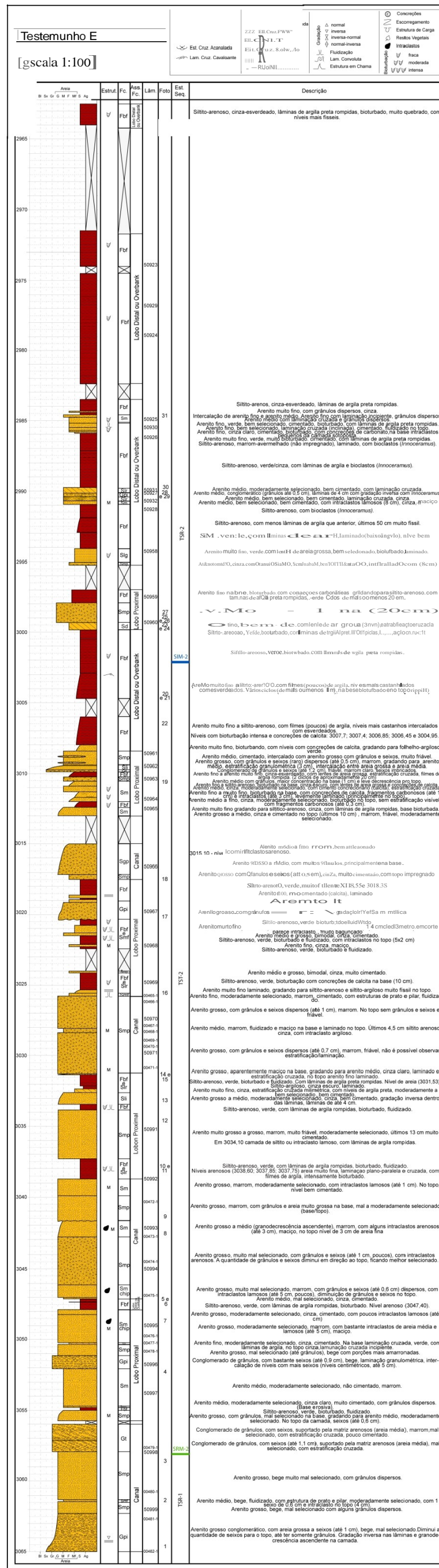
Anexo 3 – Perfis dos testemunhos descritos e perfis geofísicos



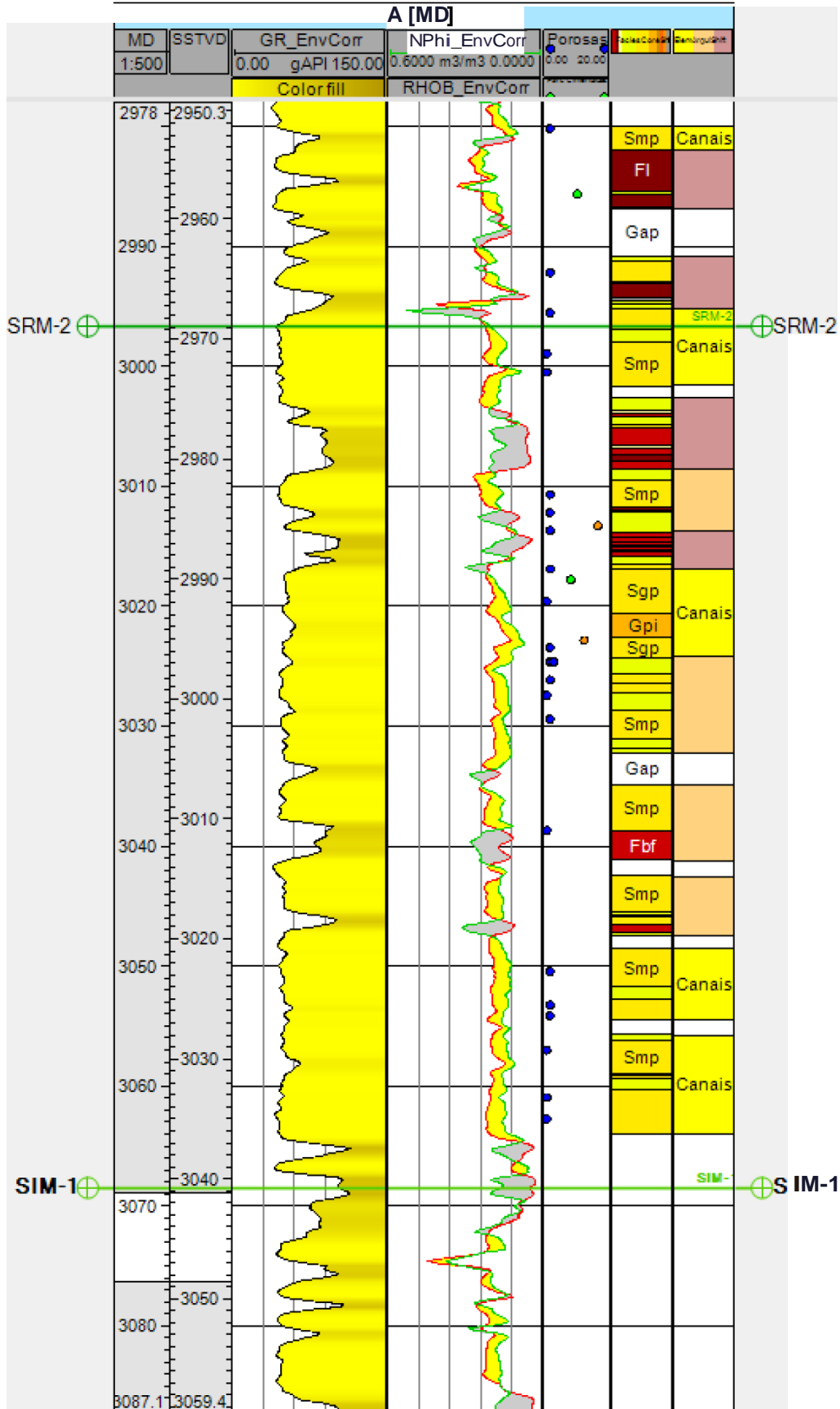


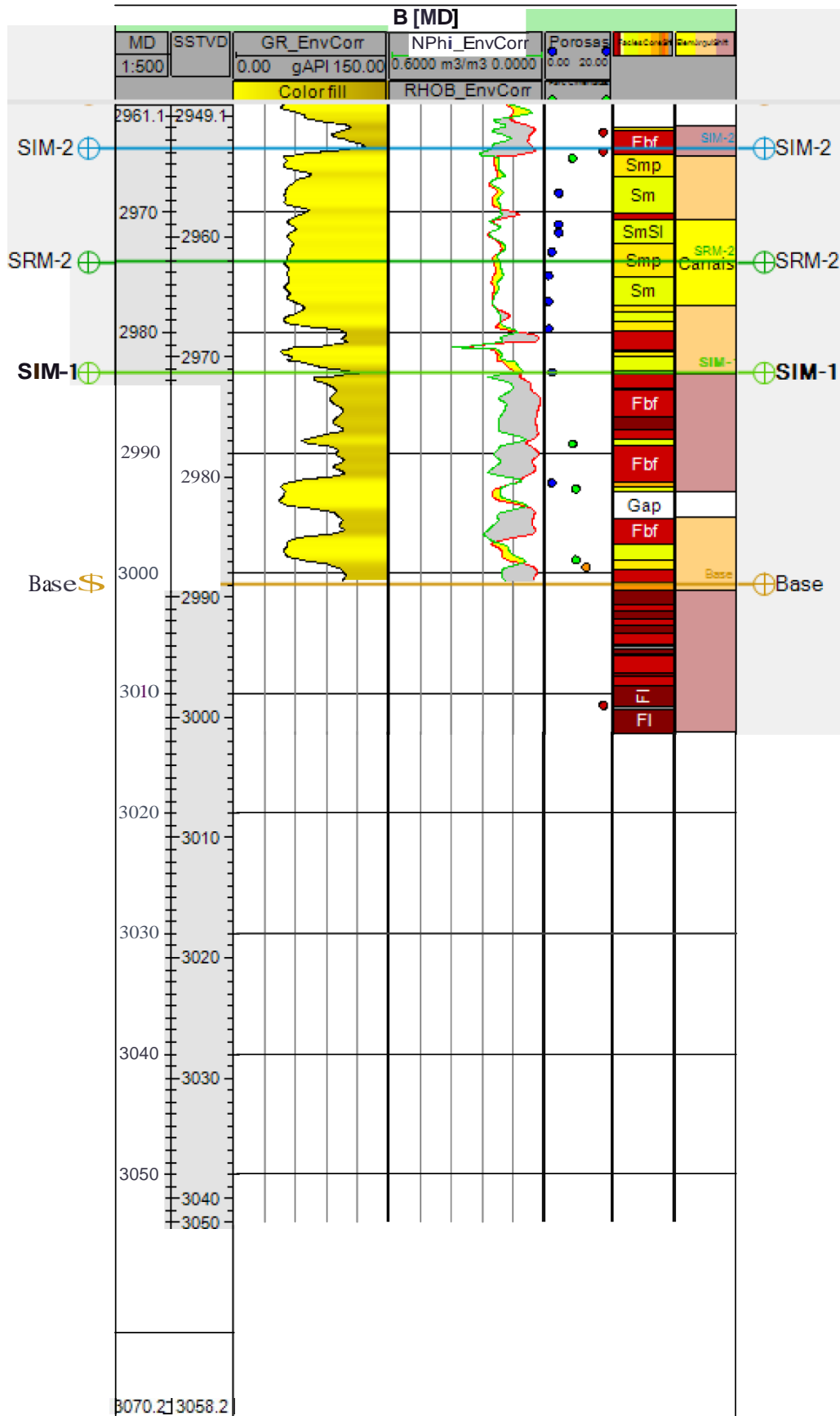




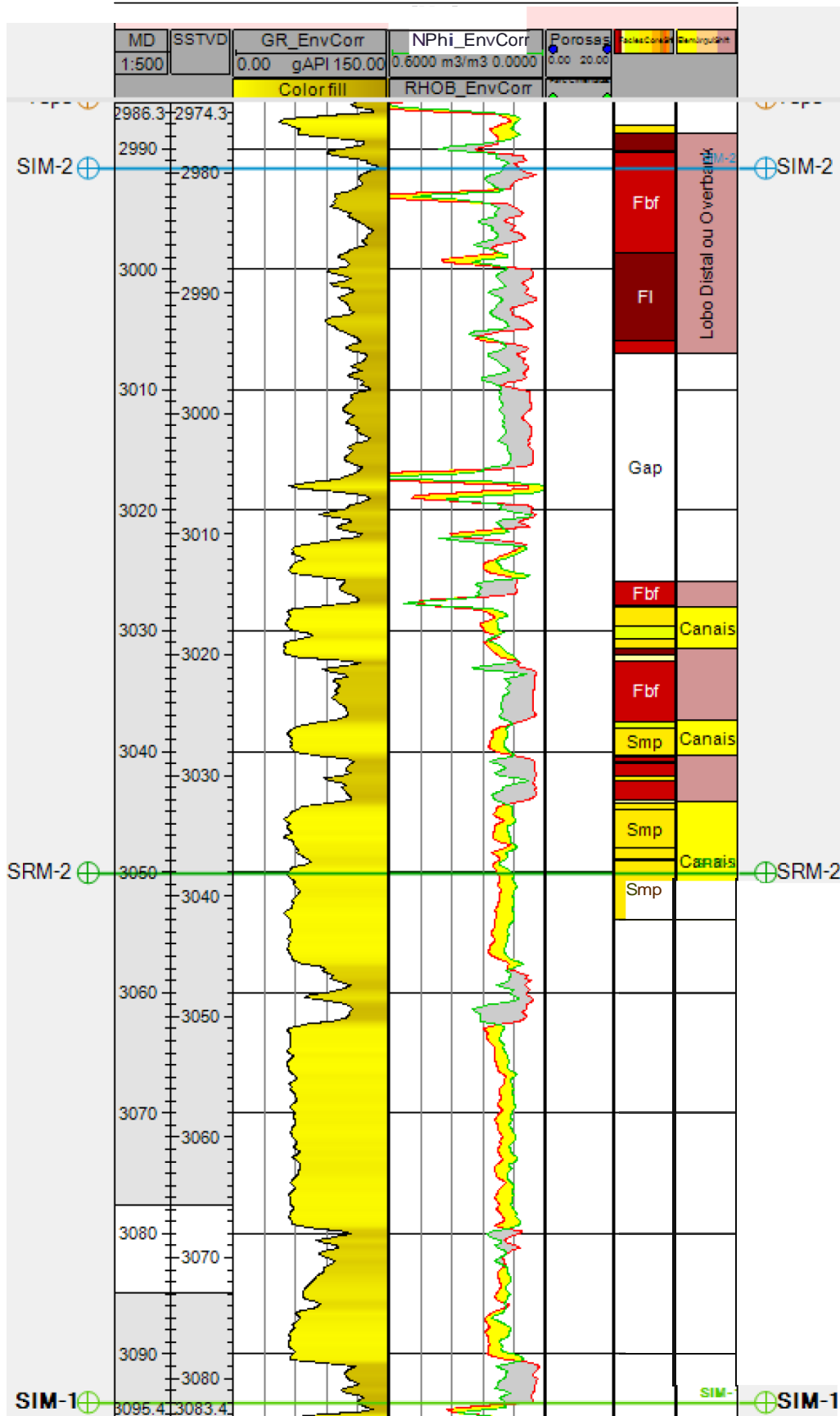


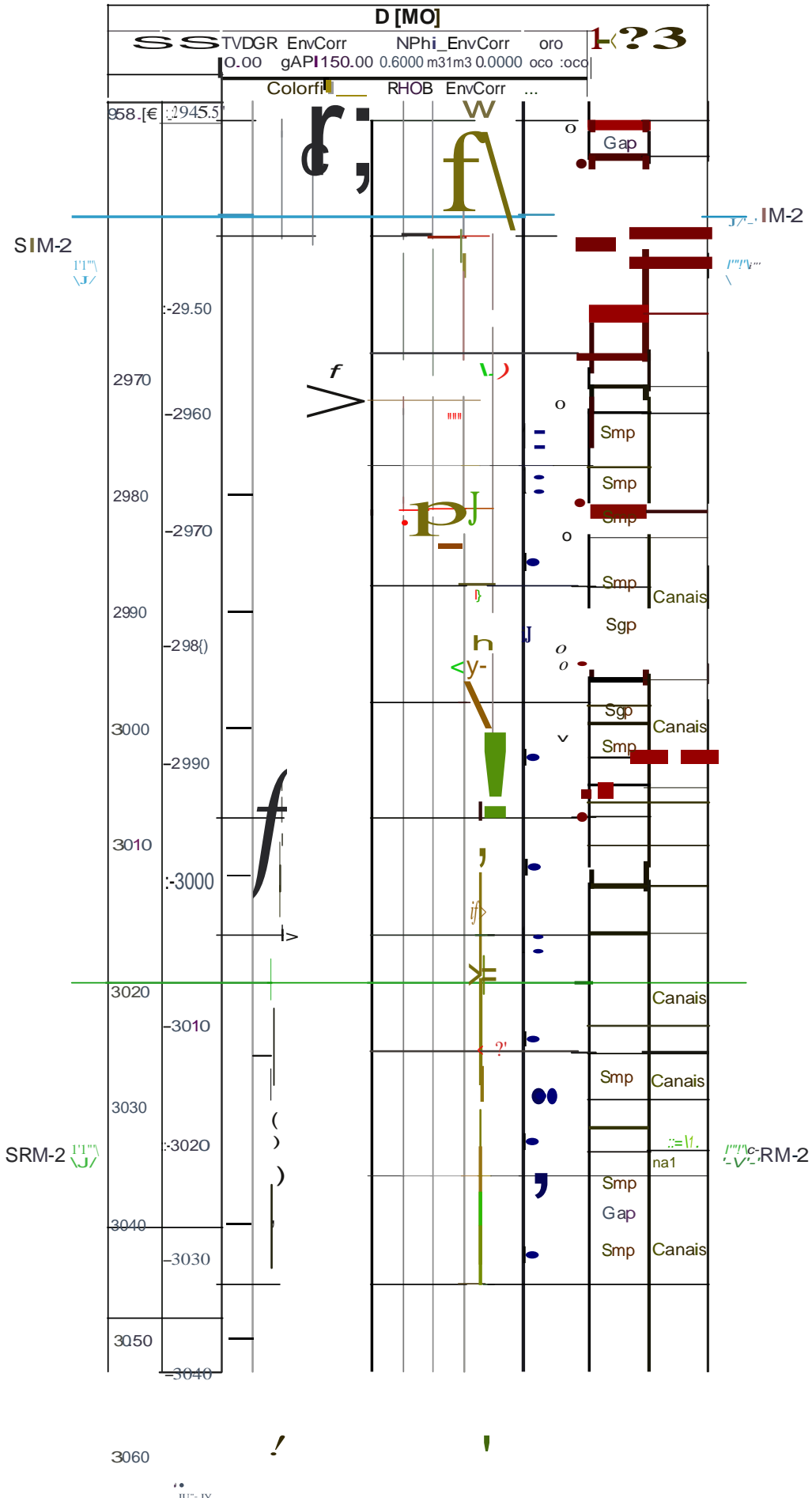
Anexo 3







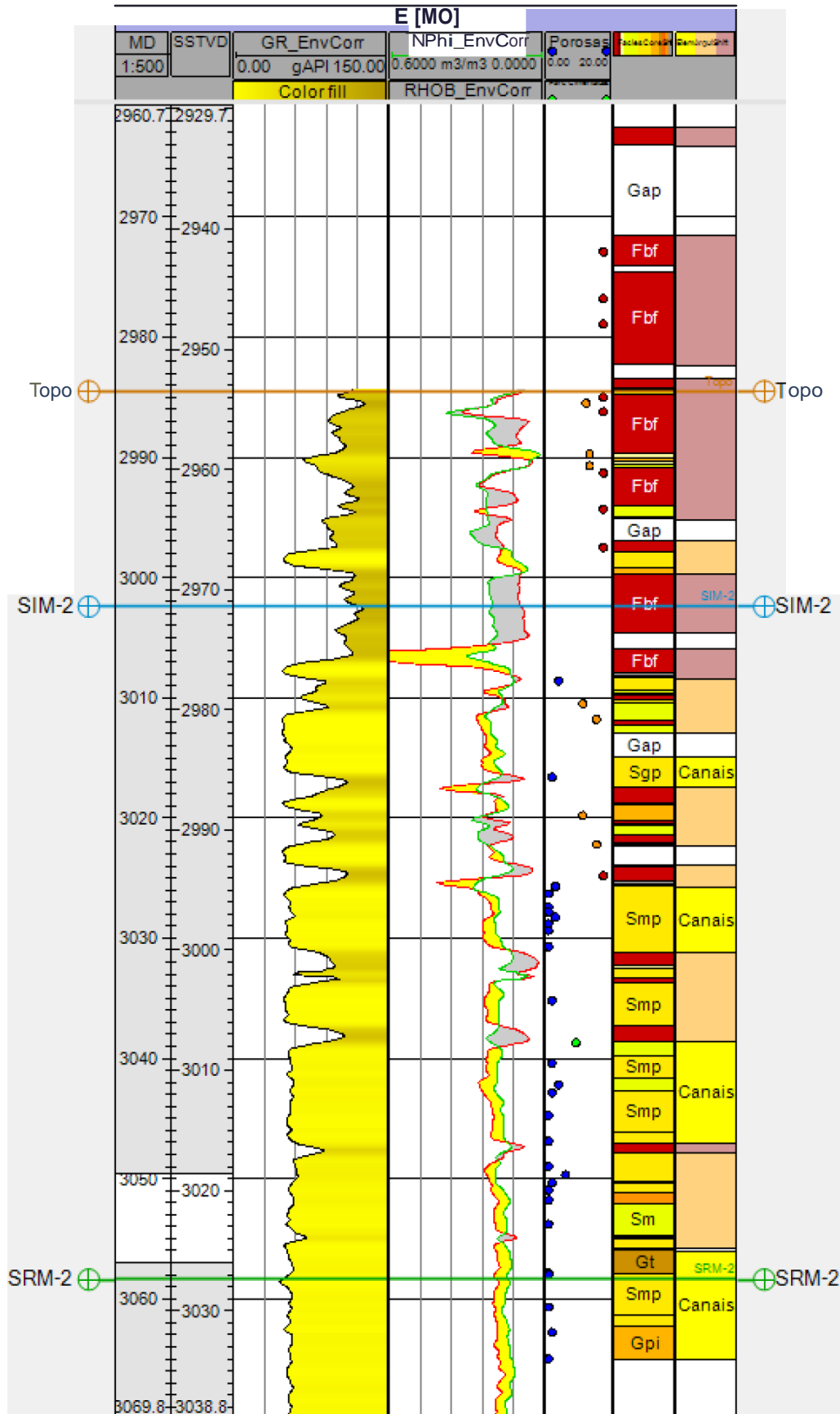




FRACALOSSO, F. G. 2013. Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos.

IID67A =OI'i4.ft

D [MO] Ç?



FRACALOSS, F. G. 2013. Análise faciológica e petrográfica dos arenitos cretácicos da Bacia de Campos.

Examinador: Prof. Rafael Manica

CONCEITO FINAL: **A (EXCELENTE)**

## **PARECER**

A dissertação de mestrado sobre "Análise Faciológica e Petrográfica dos Arenitos Cretácicos da Bacia de Campos", apresenta-se, na sua totalidade, muito bem estruturada, organizada e com objetivos claros e cumpridos. Destaco que o texto tem uma redação muito clara e agradável seguindo uma sequência lógica, a qual permite a leitura e entendimento dos leitores que nem mesmo sejam atuante da específica área.

Verifica-se que por trás do texto, houve um imenso trabalho de análises, discussões e obtenção de resultados, todas elas muito bem documentadas. Com o modelo deposicional apresentado no final, dá ao trabalho, um fechamento perfeito.

A Introdução e a revisão contextualizam muito bem o leitor sobre o tema. A metodologia apresentada está muito bem escrita, com mais variadas técnicas de petrologia e sedimentologia e áreas correlatas, assim como os resultados, com a presença de gráficos e tabelas muito elucidativos. A discussão final consegue unificar os todos os resultados e as conclusões respondem aos objetivos do trabalho.

Dessa forma, em termos gerais, o texto merece um conceito máximo, por traduzir muito bem, o que os autores pretendiam em termos de avanços no entendimento dos fenômenos naturais, condizentes com o escopo de uma dissertação de mestrado.

Dentro desse contexto, algumas considerações devem ser realizadas: Vou dividi-las em pequenos comentários (incluído erros de digitação, forma, falhas nos textos etc...) e em grandes comentários (o qual dei: claro alguns conceitos que não ficaram bem explicados).

Esses comentários podem ser mais úteis, se a autora pretender publicar tais resultados no futuro:

### **PEQUENOS COMENTÁRIOS:**

O separador decimal em português é vírgula e não ponto (pg. 55 p. ex)

Pag. 35 – 22 parágrafo –

Escrito: ...na formação lago Feia...

Correto:.. na formação lagoa Feia

Pag. 45 – 12 parágrafo –

Escrito: . .KUENE & Migliori

Correto:.. Kuenen & Migliorini

Pag. 53 – 22 parágrafo –

Escrito: ...é controlada cimentação

Correto :.. é controlada (pela) cimentação

Pag. 56– 4º paragrafo-

Escrito: ...um quadro evolutiva ...

Correto:.. um quadro evolutivo ...

Escrito: ...as fases de alma tectônica...

Correto:.. as fases de alta tectônica

Escrito: ...aguas profundas...

Correto:.. águas profundas...

Problemas de leitura da figura 63 (se bem que tem o ANEXO que a escala é maior)

Pag. 67- 2º paragrafo -(ocorre duas vezes e na legenda da figura 26 também)

Escrito: ...profundida...

Correto:.. profundida de

Pag. 80- 1º paragrafo-

Escrito: ...fig. 33B).Estes...(sem espaço)

Correto:.....fig. 338). Estes...

Pag. 97- 1º paragrafo –

Escrito: ...dissolução, gerando

Correto:.. ... dissolução, gerando

Pag. 147- 2º paragrafo –

Mesmas frase escrita duas vezes. ...A figura 80A representa ...

Pag. 175 - 1º paragrafo –

Escrito: ...de alguns em até ...

Correto: ..... de alguns centímetros até ...

A Bibliografia apresenta vários erros de digitação, cuidar em Moraes, M.A.S que a abreviação de Association não ficou muito feliz na redação.

Pires, F . A Turbilitos??? Entre outros.

## GRANDES COMENTÁRIOS:

Nesse parte vou focar mais a minha área de atuação, uma vez que há muitos conceitos de mecânica de Fluidos e Hidráulica com ERROS GRAVES. Como eles foram abordados na revisão bibliográfica, muito de;se erros não estão diretamente ligados a autora. Porém, é interessante esclarecê-los para que não se perpetuem no meio das ciências da terra.

Pagina 37

O CONCEITO DE VISCOSIDADE ESTÁ ERRADO.

A viscosidade dos fluidos é uma propriedade física associada a resistência que o fluido oferece a deformação por cisalhamento (ao seu escoamento). Pode-se dizer que não tem um fator que controla mais ou menos a viscosidade. Pode-se dizer que ela é função da temperatura, pressão e da presença de sedimentos/sais na sua composição.

Ainda nesse paragrafo, a definição de mistura de sedimento MAIS ÁGUA não existe no meio da Hidráulica, sendo um neologismo do referido autor citado. Ainda, o efeito que sedimentos coesivos (argila) causam no escoamento não está associado a o fenômeno MAIS AGUA acima.

Pagina 38. ...Fluidos podem ser Newtonianos ou Binghamianos...Erro Conceitual

Melhor seria escrever que os fluidos podem ser *Newtonianos* e *Non-Newtonianos*, o primeiro com uma relação linear de tensão vs deformação e o segundo que pode ser subdividido em

Plásticos (Binghamianos), Pseudo-Plásticos, dilatantes, Plásticos de Hershe!-Bulkey entre outros. Resumindo, o fluido Binghamiano é um entre vários tipos de comportamento reológico diferente do Newtoniana.

Pag 38. Fluxos são classificados em Laminares e Turbulentos...

Sim, com relação ao seu regime de fluxo eles são laminares e Turbulentos. Também está correto que o Número de Reynolds que faz a distinção. Entretanto evite dar números/intervalos de Reynolds, tais como  $RE < 500$  e  $RE > 2000$ ) Isso vale para uma certa condição de fluxo, no caso (fluxos em rios) Se o fluxo for dentro de uma tubulação, esses números são diferentes

Pag 39: Fluxos gravitacionais de Sedimentos correspondem a misturas de sedimentos *mais fluido...*

Essa afirmação está errada, pois Fluxos Gravitacionais de Sedimentos incluem todos os tipos de fluxos governados pela diferença de densidade, desde de Correntes de turbidez de baixa densidade até fluxo de detritos.

Pag 43: ...1) cabeça, que corresponde a porção frontal, é mais rápida e mais espessa...

Mais espessa pode até ser (não é regra geral), mas não é mais rápida. Muita bibliografia já discutiu isso e o corpo é mais rápido (ver Middleton, 1993, Kneller e Buckee, 2000 entre outros)

*Sugiro a leitura do livro "Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics. Autor: MIKE. LEEDER ED. Wiley Blackwell que apresenta perfeitamente esses conceitos discutidos acima, bem como minha tese, a qual pode auxiliar nesse item. Ainda, me coloco a disposição para esclarecimentos de alguns conceitos reológicos/hidráulicos que vierem a ser utilizados no futuro.*

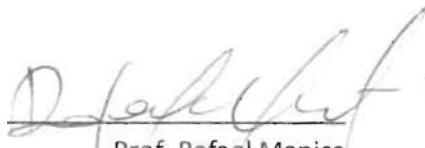
Pg 164. No item 4.2 Qualidade de Reservatório

Como sugestão apresento que algumas tendências apresentadas nos gráficos 96-100 poderiam ser melhor exploradas no sentido estatístico, através de regressão, buscando confirmar mais a descrição da relação direta/indireta entre as variáveis. Principalmente, no tratamento de pontos dos gráficos que ficaram isolados, e sua significância em relação aos demais.

Os gráficos 108 e 109 acredito que pode-se tentar buscar uma relação linear (regressão simples) para ver a significância desse resultado.

Após esses comentários finais, agradeço a Orientadora Prof. Karin e ao PPGeo participação nessa etapa e me coloco a disposição para eventuais dúvidas.

Porto Alegre 07 de outubro de 2013



Prof. Rafael Manica

Departamento de Hidrorreclânica e Hidrologia  
IPH - UFRGS

## ANEXO I

Título da Dissertação

**ANÁLISE FACIOLÓGICA E PETROGRÁFICA DOS ARENITOS CRETÁVICOS DA BACIA DE CAMPOS.**

Área de Concentração: ESTRATIGRAFIA

Autora: **Franciele Girolometto Fracalossi**

Orientador: Profa. Ora. Karin Goldberg

Examinador: Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim

Data: 17/10/2013

Conceito: 8 (Bom)

### PARECER:

A autora utiliza-se de dados de poços (testemunhos, perfis e petrofísica) e microscópicos de forma integrada e equilibrada. Sua análise abarca desde a escala estratigráfica, passando pelas associações de fácies, fácies até as petrofácies e petrofísica. Trata-se, pois de uma dissertação abrangente em seu escopo. Seu resumo e abstract estão bem escritos, com localização da área, objetivos, metodologia, resultados e conclusões. A mestranda demonstrou capacidade de desenvolver um projeto de pesquisa adquirindo os dados de forma sistemática e organizada, utilizando-se de métodos apropriados, os quais foram interpretados, em geral, de forma lógica e fundamentada. Merece, pois, o grau de mestre em ciências.

Por outro lado, percebi alguns problemas. Aqueles mais pontuais ou de menor vulto encontram-se em documento anexo que solicito seja repassado a autora para que os considere em futuras publicações, se assim o desejar. Alguns outros itens de cunho mais geral e/ou mais importantes que, em conjunto com o parágrafo acima, subsidiaram meu conceito, são a seguir referidos.

Revisão Conceitual e Estada da Arte – O Ambiente Marinho Profundo e Turbiditos (p.37 a 49): O texto apresentado, e muitas de suas figuras, é uma cópia levemente editada de grande parte do capítulo escrito por D'Avila *et a.* (2008), preservando sua sequencia descritiva e a maior parte das demais citações, estas mantidas no mesmo local em que aparecem no texto base, o que sugere que alguns dos artigos citados podem não terem sido lidos. Muitas figuras (e.g. Figs. 7, 9, 11, 12) possuem textos explicativos idênticos ou muito similares àqueles que constam no capítulo citado. Mesmo entendendo que o capítulo foi diversas vezes citado, percebe-se que, na verdade, o escrito é uma cópia editada do citado capítulo, e não um texto elaborado pela autora fruto de uma síntese concebida a partir da leitura dos artigos citados. De modo a apagar essa impressão sem causar muito trabalho, sugiro que esse ponto seja esclarecido no início do capítulo de



rev1sao conceitual, pois quase todo o esforço de leitura e de síntese dispendidos na escrita deste capítulo deriva, em verdade, do trabalho de terceiros.

Petrofácies: Das 17 petrofácies discriminadas, mais da metade (9) baseiam-se na descrição de apenas uma lâmina. Ou pouco mais: duas outras petrofácies baseadas em duas lâminas, outras duas baseadas em três lâminas e uma em quatro lâminas. Petrofácies representativas dentro do conjunto de lâminas analisada se restringem a três casos: um fundamentado na descrição de seis, outro em nove e, por fim, um último em onze lâminas. Como as petrofácies são distinguidas tomando por base muitas variáveis, incluindo aspectos texturais, composicionais, diagenéticos e de porosidade, existe um número ilimitado de possibilidades, praticamente podendo-se descrever uma petrofácies para cada lâmina (como, aliás, em grande parte dos casos descritos), pois todas serão diferentes de algum modo. Deste modo, eu uma futura publicação, sugiro diminuir o número de petrofácies definindo-as de modo mais abrangente baseado em um número mais significativo de lâminas.

Mapa de isópacas: Os mapas de isópacas construídos a partir dos poços com testemunhos (Fig. 8 – 5 testemunhos) e do total de poços analisados, com e sem testemunhos (Fig. 81 – 21 poços), diferem de forma significativa. E isto não foi explicado, nem comentado. A princípio, o mapa gerado a partir de todos os poços teria um valor estatístico maior. No entanto, apesar da localização do *trend* deposicional das areias + cascalhos diferir substancialmente nos mapas (figuras 80 e 81), influenciando desta forma na orientação dos elementos arquiteturais (canais, lobo proximal e lobo *distal* *overbank*), a autora considerou o mapa baseado nos testemunhos (Fig. 808) para delinear a orientação dos canais turbidíticos (p. 149, # 4). Considero que as diferenças nos mapas deveriam ser apresentadas, explicadas se possível, e que a orientação dos elementos morfológicos respeitasse a fonte mais sólida (mapa com todos os poços).

Qualidade de reservatório: Os dados apresentados nas figuras 96 e 97 não condizem com a dedução neles baseada de que existiria uma relação inversa entre a proporção de intraclastos lamosos / pseudo-matriz e a porosidade. Alguns dos mapas subsequentes também não apresentam uma correlação tão clara ou óbvia como o texto sugere. Em minha opinião, a autora deveria ser mais descritiva na análise qualitativa dos gráficos e construir curvas de regressão que demonstrassem (ou não) a existência, estatisticamente significativa, de correlação entre as variáveis consideradas, quantificando a dispersão e o erro.

O item conclusão deveria ser mais sucinto, trazendo a tona apenas aquelas conclusões maiores que permitem caracterizar o sistema turbidítico analisado em seus grandes traços, evitando repetir, item a item, tudo que foi dito no decorrer da interpretação dos resultados.



Assinatura:

Data: 17/10/2013

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

# **Título da Dissertação:** ANÁLISE FACIOLÓGICA E PETROGRÁFICA DOS ARENITOS CRETÁDICOS DA BACIA DE CAMPOS.

**Autora:** Franciele Girolometto Fracalossi

## **SUGESTÕES E CORREÇÕES**

Prof. Paulo Sérgio Gomes Paim

Siglas utilizadas: página (p.); parágrafo(#); e linha (l)

Contexto geológico

P. 22 (#1, L2 a 3): ..."*preenchimento da bacia com mais de 900 m de sedimentos do Cretáceo Inf. ao Holoceno*". Uma espessura total de novecentos metros de para a Bacia de Campos parece incorreto - ver, por exemplo, Fig. 5 onde é indicado cerca de 3,5 km de espessura.

P. 22 (#2, L4): A carta crono-estratigráfica apresentada por Rangei (Fig. 3) não tem um foco lito-estratigráfico, como citado, do mesmo modo que a de Winter et ai. (2007), citada posteriormente (P.26, #. 1 e Fig. 4)

Evolução Tectono-Sedimentar

P.30 (#1, L.6 a 10): apontar variações globais do nível do mar com um aspecto distintivo em termos de potencial petrolífero da Bacia de Campos em relação as demais bacias da margem leste brasileira me parece sem qualquer sentido. Sugiro deixar apenas os demais itens citados.

P. 31 {#1}: Além de incluir uma nova subdivisão (Megasquência Pré-Rifte de Mohrlak *et al.*, 1995) com denominação diferente da anteriormente citada (Supersequências - P. 27 e Fig. 4) como a mais moderna (Winter et ai, 2007), a autora informa que a Megasquência Pré-Rifte é caracterizada por riftes abortados (Recôncavo-Tucano-Jatobá) preenchidos por sedimentação pré-rifte, na região noroeste (???), enquanto que na margem sudoeste (???) ocorria o preenchimento das bacias (quais?Paraná?Pelotas/Santos/Campos?) por derrames basálticos. O parágrafo contém, a meu ver, diversos erros grosseiros e necessita ser totalmente revisado.

P.32 (#1, L.13 a 15): Não entendi o sentido da frase "*Esta megassequência (transicional, creio eu) desempenhou um papel fundamental como principal transportadora de hidrocarbonetos gerados a partir de rochas geradoras continentais e de transição do sistema petrolífero da Bacia de Campos (Mello et ai., 1994), bem como controle de migração do óleo através de falhas lítricas.*" O que vem a ser uma transportadora de hidrocarbonetos? Talvez a idéia fosse indicar as falhas lítricas que afetam o sal e que teriam servido como rota de migração de hidrocarbonetos desde as geradoras continentais / transicionais até os turbiditos da seção pós-sal, como referido adiante, na pag. 35 (#1, última frase).

P.33 (# 1): A deposição do sal está associada à terceira fase do esquema evolutivo de Cainelli & Mohriak (1999) e não a quarta fase, como citada pela autora. A quarta representa a sedimentação marinho rasa carbonática (ver Fig. 6) posteriormente afogada (quinta fase).

Sistema Petrolífero

P.35 (#2, L.14 a 16): Não entendi a proposta de Carvalho et ai. (1996) sugerindo ao mesmo tempo um lago interior sem influencia marinha e um corpo d'água epicontinental (golfo restrito ou lagoa). Parece-me mal escrito, pois como está fica sem um sentido claro.

## Bacia de Campos

P. 50 (#2, L3): ... foram definidos 198 turbiditos na área de estudo... Como assim? 198 camadas? 198 sistemas turbidíticos? Esclarecer.

### Arcabouço estratigráfico

P. 70 (#2): Não necessariamente a superposição de fácies mais finas sobre fácies mais grossas, ou vice-versa, representam padrões de empilhamento retrogradacional ou progradacional, respectivamente. Ciclos de compensação em lobos turbidíticos geram padrões granocrescentes, mas não representam progradação. E padrões granodecrescentes podem estar associados simplesmente ao preenchimento e/ou migração e abandono de canais turbidíticos, e não retrogradação. Nesse contexto se insere a questão de diferenciar alociclos e autociclos e assim o problema de associar tais padrões a demarcação de superfícies limítrofes e tratos de sistemas de caráter alocíclico. Sugiro esclarecer isso no texto.

P. 71 (#1): As definições de SIM e SRM não estão corretas. A SIM não é formada quando a taxa de subida ultrapassa a taxa de sedimentação, pois nesta situação forma-se a superfície transgressiva, essa sim dando início ao deslocamento da linha de costa em direção ao continente. A SIM se forma quando a taxa de subida alcança o seu máximo e a linha de costa alcança sua máxima posição continente adentro. E a SMR não se forma quando a taxa de sedimentação ultrapassa a taxa de subida do nível do mar (situação essa típica de uma regressão normal durante o trato de mar alto), mas sim quando, após a máxima queda (regressão forçada), a taxa de subida finalmente ultrapassa a taxa de sedimentação. Fazer as devidas correções no texto.

Associações de petrofácies: faltou indicar no texto qual a proporção relativa das quatro associações de petrofácies, pois isto daria uma visão mais completa acerca da qualidade do reservatório.

Fácies deposicionais Na descrição, sugiro sublinhar os itens considerados na formulação do código, de modo a facilitar a dedução das principais características das fácies a partir da simples leitura do código de fácies.

P.116 (#4, L.1): Porquê trativo? Apesar do texto não informar, a foto da Fig. 48 sugere um paraconglomerado de matriz arenosa. Se for o caso, seria mais lógico interpretar a facies como um corrente com alta concentração de grãos em suspensão (corrente de turbidez de alta densidade, por exemplo). Mas não trativo.

P. 7 (#2, L.2): A partir apenas da descrição seria impossível deduzir que se trata de uma fácies associada ao preenchimento de canais. Esta dedução deve vir de um conjunto de informações ainda não apresentadas. E o Miall (1978), citado como suporte para essa interpretação, se referia à fácies fluviais, o que parece não ser o caso nessa dissertação.

P.120 (#1 e 2): Considerando a granulometria e feições sedimentares presentes, a própria interpretação da autora e a abordagem adotada por ela para as demais fácies, por que esses depósitos não foram associados a fácies FS do Mutti? As lâminas podem ser relacionadas a carpetes de tração, mas não a fácies em si, corretamente vinculada a corrente de turbidez arenosa de alta densidade.

P. 21 (#1 e 2): A Fig. 54 sugere um amplo predomínio dos arenitos finos, o que nos remeteria as fácies F7 e 8 de Mutti – faltou descrever a proporção dos distintos tamanhos de grão desde grosso até fino. Além disso, sendo a gradação normal uma feição conspícua, é inevitável vincular seu transporte à turbulência fluída, com aumento de concentração dos grãos em suspensão ocorrendo apenas na fase deposicional, forçando o escape de fluidos e assim produzindo a convolução da laminação e a formação de estruturas em prato e pilar. Aliás, a presença de laminação, mesmo que parcialmente fluidizada, indica tração. Desse modo, o

conjunto de pontos levantados sugere correntes de turbidez mais diluídas do que interpretado, um misto de FB e F9

P.121 (#1): Maciço e gradação normal não são termos antagônicos. Uma rocha pode ser maciça e apresentar, ou não, gradação normal. Sugiro dizer "*maciço, por vezes com gradação normal*".

P.121 (#2): A gradação normal, como referido anteriormente, sugere correntes não muito densas. Além disso, o intervalo Tb é caracterizado por laminações plano-paralelas de regime de fluxo superior, feição essa não descrita. Uma associação com a fácies FB do Mutti é mais lógica.

P.123 (#1 e 2): A presença eventual de gradação normal e laminação incipiente e/ou convoluta indicam tração e turbulência fluída como eventuais mecanismos de transporte da carga de fundo e suspensa. E, assim, sugerem correntes de turbidez mais diluídas do que interpretado, um misto de FB e F9.

P.125 (#3 e 4): Considerando que as camadas foram vinculadas pela autora a correntes de turbidez de baixa densidade, assumir camadas com 7,40 m de espessura nos remeteria a mega eventos deposicionais (mega-beds). Creio que a autora se refere, em verdade, a intervalos de ocorrência desta fácies, pois os planos de acamamento são difíceis de distinguir.

P.126 (#1 e 42): Considerando que a fácies foi vinculada a sedimentação pelágica, assumir intervalos de até 8,30 m de espessura como camadas nos remete a mega eventos deposicionais (mega-beds). Creio que a autora se refere a espessura dos intervalos, pois outra vez os planos de acamamento são de difícil distinção.

P. 127 (#3): Dizer que apenas o poço C possui mais do que 50% de siltitos e folhelhos (ver Fig. 64) não está correto, pois o poço B também mostra predomínio de finos sobre os arenitos e conglomerados.

P. 128 (#1) e Fig. 64 (p. 129): Não concordo com diversas assertivas. Dizer que os arenitos e conglomerados dominam na área central não está correto, pois os mesmos dominam do centro para oeste ao longo da faixa central da área (onde estão os poços A e D, fato esse, aliás, que corroborou a interpretação da Associação de Fácies de Canal Turbidítico – p. 132). Dizer que as maiores espessuras de arenitos e conglomerados apresentam uma orientação aproximada NE-SW na porção leste da área estudada e NNW-SSE no limite oeste da área não condizem com o mapa da Fig. 64 que mostra um eixo deposicional praticamente E-W na região centro-oeste da área. Não concordo também que o poço C seja tão diferente, na questão das razões areia +cg / lama, de todos os demais, pois se assemelha ao B neste quesito.

#### Mapas de isópacas

P. 149 (# 3. L. 6 a 8): Diferentemente do que é dito na última frase do parágrafo, não visualizo na figura BOA que o trend principal de deposição tenha ocorrido na porção central da área estudada, tendo em vista que as isópacas mostram uma maior espessura no quadrante NW da figura. Além disso, não consigo localizar o poço E, citado no texto (aumentar e alterar cor da fonte).

P. 149 (# 4): Como já mencionado, não visualizo uma calha deposicional NW-SE na porção oeste da área estudada, mas sim um eixo deposicional WNW-ESSE (quase E-W) na região centro-oeste da área. Não visualizo nenhum poço no limite SE da área. Também não consigo localizar os poços C e B, citados no texto (aumentar e alterar cor da fonte).

P. 149 (# 5): Não visualizo uma menor espessura de lama na região central da área de estudo, conforme indicado no texto, mas sim na porção centro-sul, ou mesmo ao longo de uma calha NE-SW. Também não consigo localizar o poço E, citado no texto (aumentar e alterar cor da fonte).

P. 150 (# 3): Discordo que as menores espessuras se localizem apenas na porção SSW da área estudada, pois situação similar pode ser apontada para o quadrante NE. Também não consigo localizar o poço E, citado no texto (aumentar e alterar cor da fonte).

P. 150 (# 4): Discordo que as menores espessuras de areia se localizem apenas na porção SSW da área estudada, pois situação similar pode ser apontada para o quadrante NE. Também não consigo localizar os poços A, E, 10 e 6, citados no texto (aumentar e alterar cor da fonte).

P. 150 (# 5): Diria que as maiores espessuras de lama se localizem na porção leste área estudada.

#### Qualidade de reservatório

Pag. 164 (#3, L. 6 a 9) e Fig. 96: Discordo da afirmação de existir uma relação inversa entre porosidade total e quantidade de intraclastos lamosos (IP). E se existe uma relação, essa parece direta, pois quanto maior a % de IP maior a porosidade (Fig. 96). Além disso, os poucos valores anormalmente altos de IP correspondem a porosidades intermediárias; os valores mais baixos de IP (em torno de 0 a 1%) se relacionam a um amplo espectro de porosidade (0 a 21%) e os valores moderados de IP (2 a 5%) se associam também de forma ampla em termos de porosidade (12 a 19%).

Pag. 164 (#4, L. 1 a 3) e Fig. 97: Discordo também da afirmação de haver uma relação inversa entre porosidade e proporção de pseudo-matriz (PM). A ausência de PM se associa a um amplo espectro de porosidade (0 a 17%) e praticamente todos os demais casos (PM entre 0 a 3,5 %) se vinculam também a um ampla gama de porosidade (3 a 16%), sem qualquer tendência manifesta. Essa relação inversa pode ser visualizada apenas em dois casos onde ocorre uma proporção anormalmente alta de PM com a porosidade caindo a 0%.

## Redação

Abstract: O segundo parágrafo está mal escrito e precisa ser corrigido.

#### Evolução Tectono-Sedimentar

P.30 (#2): Apesar de compreensível, o parágrafo está mal escrito, pois as fases (rifte, pós-rifte e drifte) não são unidades, como sugere o texto, mas sim episódios esses sim representados por unidades com características tectono-sedimentares específicas.

P.32 (#1, L.1 e 2): Colocar parênteses- A transição da fase rifte (Megasequência Continental) para a fase Drifte (Megasequência Marinha)....

P.32 (#1, L.9 e 11): Corrigir "A movimentação deste sal...", "sub-bacias intratalude cercados domo de sal"

P.35 (#2, L.20): Corrigir "...como resultado da liberação de células toxinas na água...". Creio que basta retirar a palavra células.

#### Bacia de Campos

P. 50 (#1, L3): ...*sedimentológicas e morfológicas, estudos diagenéticos entre outros...* Colocar vírgula após "*diagenéticos*".

P. 50 (#2, LB e 9): ...*de oito sequências para quatro e parte de uma quinta...* quarta e quinta o quê?

P. 53 (#2, L. 2 e 3):... *fácies diagenéticas dos arenitos turbidíticos arcóseos do Cretáceo...* Ou arenito, ou arcóseos ou arenito arcoseanos.

P. 53 (#2, L.6): ...permeabilidade dos arenitos é controlada cimentação... Acrescentar "pela"

P. 56 (#1, L.4): Mudar de *correspondente* para *corresponde*.

P. 56 (#4, L.1 e 2):..., *Fetter (2007) fi. Fetter & Fetter et al (2009) estabeleceu um quadro evolutiv<sup>a</sup>* ... Corrigir (colocar e), estabeleceram e evolutivQ.

P. 56 (#4, L.S):..., *as fase de alma tectônica e*...Isto é novidade para mim. Brincadeira a parte, alterar de *alma* para *calma*.

Petrografia e petrofácies de reservatório

P. 60 (#3, L.4):..., *composição primáriQ*...mudar para primári<sup>a</sup>.

Arcabouço estratigráfico

P. 70 (#2, L.2 e 3):..., *ocorre quando fácies distais sendo* recobertas...mudar *sendo* para *são*.

Petrografia

P. 73 (#1, L. 3): Faltou a letra C após a palavra *poço* na frase "O *poço não possui lâminas delgadas*".

P. 75 (#3, L. 4): Corrigir a frase "*...em todas as amostras, em geral em pequenas quantidades...*".

P. 77 (#4, L. 2 e 3): Corrigir a frase "*...Este constituinte é sempre como intragranular...*"

P. 82 (#4, L. 2 e 3): Corrigir a frase "*...biotitas (...) são levemente mais predominantes do que moscovitas...*", pois como algo pode ser mais predominante do que outra? Poderia ser menos predominante? Ou é simplesmente predominante ou mais abundante?

Associações de petrofácies

P.113 (#4, L.3): A frase que inicia com "*Intraclastos*" está incompleta.

P.113 (#4, L.5): A frase que inicia com "*Calcita*" está incompleta.

P.114 (#1, L.4 e 5): A frase que inicia com "*Pseudomatriz famosa*" está incompleta.

P.114 (#3, L.2 e 3): A frase que inicia com "*Pseudomatriz (3 a 33%)*" está incompleta.

P.115 (#3, L.4): As frase "*Calcita substitutiva (raro)*" está incompleta.

P.115 (#3, L.4): As frase "*Sem porosidade*" está incompleta.

Associação de fácies

P. 131 (#1, L. 1 e 2): A frase " *...A associação de fácies de Canal turbidítico representa o preenchimento de canais turbidíticos, ...*"é redundante.

Estratigrafia de Sequencias

P. 140 (#1, L. 3 e 4): Retirar a palavra "*corresponde*", pois já está escrito "*correspondendo*" logo atrás.

Trato de sistema

P. 141 e 142: Ao falar em **tratos** de sistemas, usar a palavra sistema sempre no plural (sistemas), ao contrário do que aparece no texto, pois o conceito se refere a sistemas deposicionais geneticamente associados e um segmento da curva de acomodação.

Mapas de isópacas

P. 149 (# 2 e 3): A última frase do #2 e a primeira do # 3 são idênticas. Sugiro retirar a última frase do # 2, pois a frase trata da Fig. 8A e o # 3 aborda exclusivamente essa figura.

P. 149 (#1, LI): Mudar de *Raio Gama* para *raio gama* (idem p. 150, #2, L. 4 e 6 e, possivelmente, em outros locais do texto).

P. 150 (# 1, L. 2): mudar de "em deslocado" para "deslocado"?

P. 170 (# 1, L. 3): retirar "como" da frase "...*demonstrando que grande parte da sílica como é um constituinte....*".

## **Figuras**

Fig. 4: Grande parte do texto em fonte muito pequena, de difícil visualização.

Fig. 60: Mudar estratificação para laminação cruzada

Fig. 80 e 81: Nem os poços com testemunhos (Fig. 80) nem aqueles sem testemunhos (Fig. 81) são Indicados. Portanto, referências tais como "... o poço E, localizado na porção central da área..." (p. 149, # 3) ou "... o poço C, localizado... encontra-se o poço B..." (p. 149, # 4) são impossíveis de serem verificadas, pelo menos de forma direta na figura citada. Nenhum código de cores ou valor absoluto é indicado para as isópacas, tornando difícil sua interpretação de forma mais precisa.

Fig. 83: as indicações à direita e à esquerda encontram-se invertidas.

Fig. 95: as indicações à direita e à esquerda encontram-se invertidas.



# ANÁLISE FACIOLÓGICA E PETROGRÁFICA DOS ARENITOS CRETÁCICO DA BACIA DE CAMPOS.

Area de Concentração: Estratigrafia

Autora: Franciele Girometto Fracalossi

Orientadora: Profa. Ora. Karin Goldberg

Examinador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Data: 14/10/2013

Conceito: A

Parecer:

A dissertação analisada trata-se de um trabalho de boa qualidade, onde a autora realizou uma análise sedimentológica, estratigráfica e petrográfica de depósitos turbidíticos da seção cretácica da Bacia de Campos. Um dos pontos fortes da dissertação consiste na integração de diferentes métodos e técnicas visando contribuir com o entendimento dos fatores deposicionais e diagenéticos que controlam a qualidade e heterogeneidades dos reservatórios areníticos cretácicos.

O texto está bem escrito, com os objetivos claros e bem definidos, sendo na sua grande maioria plenamente atingidos. As figuras são em geral de boa qualidade, apresentando um caráter elucidativo e complementar ao texto, sendo na sua grande maioria inéditas. Entretanto, existem algumas fotos (principalmente das fácies) que não são legíveis, sendo necessária uma melhoria da qualidade das mesmas para publicações futuras. A bibliografia utilizada é um pouco reduzida, cobrindo de forma um tanto genérica os diferentes assuntos abordados na dissertação.

A revisão conceitual e o estado da arte aborda quase que exclusivamente os processos e fácies associadas a ambientes marinho profundo, mais especificamente a sistemas turbidíticos. A autora faz uma revisão parcial sobre processos gravitacionais vinculados a sistemas turbidíticos, fundamentada principalmente na revisão de o-AviLA et. ai. (2008). Acredito que tenha faltado

neste capítulo uma revisão, mesmo que sucinta, sobre elementos arquiteturais/associações de fácies e modelos deposicionais de sistemas turbidíticos. Isto serviria como base para contextualização do modelo deposicional proposto pela autora no capítulo 3.2.2.

As metodologias utilizadas são compatíveis com os objetivos propostos e estão suficientemente detalhadas no corpo da dissertação. O capítulo de resultados está bem estruturado, sendo apresentada de forma independente cada uma das áreas abordadas na dissertação: petrografia, faciologia e estratigrafia de sequências. A petrografia é apresentada de forma competente, envolvendo desde a descrição dos diferentes litotipos (arenito e lutitos), passando pela diagênese e finalizando com as petrofácies e associações de petrofácies. Entretanto, os capítulos de análise faciológica (3.2) e estratigrafia de sequências (3.3, 3.4, 3.5 e 3.6) apresentam alguns problemas conceituais que precisam ser melhorados para publicações futuras, entre os quais cabe destacar:

- A divisão das fácies parece exagerada (15 fácies), podendo algumas das litofácies descritas serem agrupadas em uma mesma litofácies, visto que representam o mesmo processo deposicional. Por exemplo as fácies Smchip e Sm são muito similares, tendo a suas gêneses vinculadas ao mesmo processo deposicional. A mesma argumentação vale para as fácies Sgp e Sms e para as fácies Slg e Sli.
- A interpretação das fácies está muito genérica. Os processos deposicionais poderiam ser discutidos de forma mais detalhada. Em casos como este, onde a descrição e interpretação são resumidas, é melhor construir uma tabela ao invés de apresentar individualmente as litofácies.
- A interpretação da fácies Smchip está errada. Arenitos maciços não podem corresponder ao intervalo Tb de Bouma (1962).
- As fotos da litofácies estão muito pequenas. Na maioria delas não se podem identificar as feições descritas.

- A descrição e interpretação das associações estão muito genéricas. Faltou uma interpretação mais sustentada nos dados. Por exemplo, o que permite interpretar a associação de fácies como canais turbidíticos? A associação tem uma base erosiva ou forma sucessões com granodescendência ascendente? Esta associação não poderia representar depósitos gravitacionais cascalhosos com uma geometria em lençol? Além disso, faltou a autora ilustrar melhor as associações de fácies. A figura síntese das associações de fácies não tem escala vertical.
- Faltou a autora discutir melhor o modelo deposicional. O modelo proposto pela autora é muito generalista, refletindo os modelos iniciais de Walker (1972). Reading & Richard (1994) propuseram 12 modelos de sistemas turbidíticos. Qual o modelo em que se enquadram os turbidíticos arenosos cretácicos da bacia de campos? A definição mais precisa do modelo permite que se façam inferências mais confiáveis das dimensões dos leques submarinos e da distribuição das areias dentro dos leques.
- O capítulo de estratigrafia de sequências, tratos e superfícies traz algumas inconsistências conceituais que necessitam de uma discussão mais detalhada para futuras publicações. A autora admitiu a existência de depósitos turbidíticos tanto nos intervalos transgressivos, quanto regressivos. Entretanto, inúmeros autores (e.g. Catuneanu et. al., 2011; Posamentier and Kolla, 2003; Van der Merwe et al., 2010; Winker and Booth, 2000) têm destacado que os depósitos turbidíticos ocorrem predominantemente do trato de sistema de estágio de queda e no trato de sistema de nível baixo (porção média-final do trato regressivo de Embry & Johannessen, 1992), estando praticamente ausente nos tratos de sistemas transgressivo e de trato de nível alto (porção inferior do trato regressivo de Embry & Johannessen, 1992). É importante que

autora justifique a sua interpretação, comparando o modelo proposto com outros estudos de caso publicados.

O capítulo de correlação rocha-perfil está bem fundamentado, servindo como um modelo qualitativo para o desenvolvimento de campos associados a sistemas turbidíticos cretácicos da bacia de Campos.

Em suma, apesar dos pontos destacados anteriormente, considero a dissertação de boa qualidade, estando a aluna Franciele e a orientadora Profa. Ora. Karin Goldberg de parabéns.



Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer  
Depart. Paleontologia e Estratigrafia/UFRGS

#### Bibliografia:

Catuneanu, O., Galloway, W.E., Christopher, G., Kendall, C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M. 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, Vol. 44/3, 173--245.

Posamentier, H.W., Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research* 73,3, 367-388.

Van der Merwe, W. C., Flint, S. S., Hodgson, D. M., 2010. Sequence stratigraphy of an argillaceous, deepwater basin-plain succession: Vischkuil Formation (Permian), Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology* 27, 321-333.

Winker, C. D., Booth, J. R., 2000. Sedimentary dynamics of the salt-dominated continental slope, Gulf of Mexico: integration of observations from the sea floor, near-surface and deep subsurface. In: Weimer, P., Slatt, R. M., Coleman, J., Rosen, N. C., Nelson, H., Bouma, A. H., Styzen, M. J., Lawrence, D.T. (Eds.), *Deepwater Reservoirs of the World*. Gulf Coast Society of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 20th Annual Research Conference, p. 1059-1086.