



**CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS DOS CORPOS ARENOSOS
EM DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS - BACIA DE ADANA, TURQUIA**

Porto Alegre, 2015

MATEUS DALCHIAVON GENEROSO

**CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS DOS CORPOS ARENOSOS
EM DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS - BACIA DE ADANA, TURQUIA**

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

Orientador(a): Prof.^a Dra. Karin Goldberg

Supervisor(a): Daniel Bayer da Silva

Porto Alegre, 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**Reitor:** Carlos Alexandre Netto**Vice-Reitor:** Rui Vicente Oppermann**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS****Diretor:** André Sampaio Mexias**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Generoso, Mateus Dalchiavon

Caracterização de reservatórios dos corpos arenosos em depósitos turbidíticos - Bacia de Adana, Turquia. / Mateus Dalchiavon Generoso. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.
[101 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): Karin Goldberg
Coorientador(es): Daniel Bayer da Silva

1. Bacia de Adana 2. Arenitos turbidíticos 3. Qualidade de reservatório 4. Diagenese I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank

CRB 10/571

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS DOS CORPOS ARENOSOS EM DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS - BACIA DE ADANA, TURQUIA**”, elaborado por Mateus Dalchiavon Generoso, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Ma. Ana Santana

Ma. Renata Alvarenga

Dr. Sérgio Rebello Dillenburg

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, Ana e João Batista.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Ana e João Batista. Graças a eles cheguei até aqui.

Muitíssimo obrigado Karin Goldberg, minha excepcional orientadora. Você é um exemplo de profissional.

Muito obrigado professores que se dedicaram à nossa formação.

Obrigado aos colegas que tornaram esta jornada inesquecível, especialmente o André Santos, a Denise Stolnik, a Franciele Andres, o Glauber Minsen, o Henrique Anzolin, o Lucas Crippa, a Manoela Portella, o Maurício Aliprandini, o Marcelo Barrios, o Ricardo Anoni, o Romelito e a Yolanda.

Obrigado Nena por ter sido a ouvinte exclusiva e atenciosa de todas as minhas apresentações.

Agradeço também à Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela formação como Geólogo.

E, por fim, obrigado à ANP e à PETROBRAS por financiarem este trabalho.

“There are still discoveries to be made, but it won't be the computer that tells us what it all means; for that, we always have to go back to the rock.”

- Arnold H. Bouma

RESUMO

Arenitos turbidíticos são formados em ambiente marinho profundo, onde o suprimento sedimentar proveniente da plataforma continental e/ou talude é transportado ao longo de canais ou cânions submarinos, sendo depositado a longas distâncias no fundo oceânico, formando um leque submarino. Estes arenitos são excelentes rochas-reservatório em diversas bacias petrolíferas devido à alternância de espessos e contínuos pacotes arenosos com lutitos, estes últimos servindo potencialmente como rocha geradora de petróleo e selante das rochas-reservatório. A área de estudo compreende depósitos formados em dois leques submarinos interdigitados, localizados na porção norte da Bacia de Adana, na Turquia. Esta bacia é do tipo *foreland* e marca o fechamento do Oceano Neo-Tethys (Mioceno Inferior a Médio). O objetivo deste trabalho foi caracterizar petrograficamente arenitos turbidíticos das porções proximal, média e distal dos dois leques submarinos (Leques Leste e Oeste), visando determinar a qualidade de reservatórios e potencial de armazenamento de hidrocarbonetos. Onze amostras foram analisadas através de ensaio petrofísico, petrografia quantitativa e microscopia eletrônica de varredura. Os arenitos estudados são arcóseos líticos, de granulometria areia média, mal selecionados, com estrutura maciça e porosidade baixíssima. A mesma foi destruída principalmente pela compactação mecânica, responsável pela diminuição do volume intergranular e formação de pseudomatriz lítica, seguida da cimentação por calcita (ferrosa ou não-ferrosa). A formação de pseudomatriz ocorreu devido ao esmagamento de fragmentos de argilito e a cimentação por calcita foi favorecida pela presença de fragmentos carbonáticos, como litoclastos calcáreos e bioclastos, que serviram como pontos de nucleação para precipitação do cimento. Sendo assim, a composição detrítica foi o principal controle da qualidade de reservatório dos arenitos. Comparando-se as amostras dos dois leques, não há diferença quanto à qualidade de reservatório: em ambos, os arenitos turbidíticos possuem composições detríticas semelhantes e, conseqüentemente, evoluções diagenéticas semelhantes. Independente da porção do leque e da quantidade e/ou proporção entre os constituintes primários que controlam a qualidade de reservatório, em todos os arenitos estudados a evolução diagenética levou à total destruição da porosidade, resultando em péssima qualidade de reservatório. Portanto, os arenitos turbidíticos da Formação Cingöz foram classificados como não-reservatórios.

Palavras-Chave: Bacia de Adana. Arenitos turbidíticos. Qualidade de reservatório. Diagênese.

ABSTRACT

Turbidite sandstones are built in deep-water environments, where the sedimentary supply coming from the continental shelf or slope is transported through submarine channels or canyons and deposited over long distances in the deep ocean, building a submarine fan. These sandstones are excellent reservoir rocks in several petroleum basins due the interbedding of thick and continuous sandstones and shales, the latter serving as potential source rock and seal for the reservoir rocks. The study area comprises deposits formed in two interfingering submarine fans, located in the northern Adana Basin, Turkey. This is a foreland basin which marks the closing of the Neo-Tethys Ocean (Lower to Middle Miocene). The aim of this work was the petrographic characterization of turbidite sandstones in proximal, middle and distal portions of the two submarine fans (East and West Fans), in order to determine the reservoir quality and oil and gas storage potential. Eleven samples were analyzed through petrophysical test, quantitative petrography and scanning electron microscopy. The studied sandstones are lithic arkoses, medium sand-grained, poorly sorted, with massive structure and very low porosity. Porosity was destroyed mainly by mechanical compaction that decreased the intergranular volume and generated lithic pseudomatrix, followed by calcite cementation (ferrous or non-ferrous). The formation of pseudomatrix was due to the crushing of claystone fragments, and calcite cementation was enhanced by the presence of carbonate rock fragments, such as limestone lithoclasts and bioclasts, which acted as nuclei for cement precipitation. Therefore, the detrital composition was the main control of reservoir quality. Comparing the samples from the two fans, no difference arises in terms of reservoir quality: in both the turbidite sandstones display similar detrital compositions and, consequently, similar diagenetic evolution. Regardless the fan portions and the quantity/proportion between the primary constituents which control the reservoir quality, the diagenetic evolution of all sandstones led to total destruction of porosity, resulting in very poor reservoir quality. Therefore, the turbidite sandstones from the Cingöz Formation were classified as non-reservoirs.

Key words: Adana Basin. Turbidite sandstones. Reservoir quality. Diagenesis.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.** Mapa geológico da área de estudo com destaque para a Formação Cingöz, constituída pelos leques submarinos Leste e Oeste, na margem norte da Bacia de Adana. Fonte: adaptado de Satur *et al.* (2007).....21
- Figura 2.** Sequência de Bouma. Fonte: Bouma (1962). 23
- Figura 3. A)** Mapa mundi com a Turquia em destaque. Fonte: <[http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/6/6f/Turkey_in_the_world_\(W3\).svg/1280px-Turkey_in_the_world_\(W3\).svg.png](http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/6/6f/Turkey_in_the_world_(W3).svg/1280px-Turkey_in_the_world_(W3).svg.png)>. Acesso em: 16 jun. 2015.
B) Mapa político da Turquia com suas principais cidades. Fonte: modificado de <<http://www.exploreristanbul.com/Image/B/turkey-main-cities.jpg>>. Acesso em: 16 jun. 2015..... 25
- Figura 4.** Mapa geológico e estrutural do sul da Turquia, onde se localiza a área de estudo. Em vermelho está a localização aproximada dos leques submarinos alvos. Fonte: adaptado de Gürbüz e Kelling (1993). 26
- Figura 5. A)** Seção cronoestratigráfica da Bacia de Adana. **B)** Perfil *dip* da região noroeste da Bacia, com 6 km de comprimento e 500 m de altura. Fonte: adaptado de Satur *et al.* (2007). 28
- Figura 6.** Ilustração dos ambientes marinhos raso e profundo. A derivação dos sedimentos que constituem os fluxos gravitacionais ocorre normalmente da plataforma continental. Através dos processos desencadeadores, os sedimentos fluem talude abaixo por meio dos cânions submarinos, alcançando por vezes a planície abissal. Em destaque uma corrente turbidítica. Fonte: adaptado de Grotzinger e Jordan (2010). 30
- Figura 7.** Fotos dos equipamentos utilizados nas diferentes etapas de obtenção da porosidade aparente. **A)** Estufa para secagem das amostras. **B)** Balança para pesagem das amostras, após a secagem e a saturação. **C)** Amostras imersas na água para a saturação. 41
- Figura 8.** Foto do microscópio Leitz Laborlux 12 POL S utilizado no projeto e seus componentes básicos indicados. O polarizador superior não é visível na imagem, no entanto, tem a mesma aparência externa que a lente Amicci-Bertrand. 45
- Figura 9.** Interface do *software* PETROLEDGE® onde é realizada a identificação da lâmina.46

- Figura 10.** Imagem do gráfico resultante da análise granulométrica de uma das lâminas. Percebe-se o predomínio de grãos com granulometria mais grossa, evidenciada pela distribuição assimétrica. À esquerda, a tabela com os pontos medidos, e abaixo do gráfico o tamanho modal (granulometria mais frequente). ...47
- Figura 11.** Tela onde é realizada a descrição microscópica da lâmina. 48
- Figura 12.** Exemplo de análise quantitativa realizada no PETROLEDGE®. 49
- Figura 13.** Diagrama elucidando o número de pontos ou grãos contados vs. o provável erro em porcentagem, num nível de confiança de 95.4 %. Fonte: adaptado de Galehouse (1971).50
- Figura 14.** Exemplo de amostra preparada para o imageamento no MEV, medindo menos de 1 cm. 51
- Figura 15. A)** Visão geral do afloramento (ponto TK-11). **B)** Topo da camada, com marcas onduladas (amostra TK-11C). **C)** Intraclastos lamosos (setas) no meio da camada (amostra TK-11B). **D)** Detalhe da camada, amostrada na base (amostra TK-11A). Os círculos vermelhos indicam os locais de amostragem. 53
- Figura 16. A)** Aspecto geral da amostra TK-11A em lupa. **B)** Intraclasto lamoso (seta). Amostra TK-11B. 53
- Figura 17. A)** Laminação marcada por níveis de diferente composição e granulometria (setas). **B)** Porção rica em fragmentos carbonosos (setas). Amostra TK-11C. 54
- Figura 18. A)** Visão geral do afloramento (ponto TK-12). **B)** Detalhe da camada amostrada, indicada pela seta (amostra TK-12A). 54
- Figura 19. A)** Estratificação paralela marcada por níveis de diferente composição e granulometria. O nível inferior (seta preta) possui mais fragmentos carbonosos, biotitas e bioclastos. **B)** Fragmentos carbonosos substituídos por pirita (seta). **C)** Bioclasto de foraminífero planctônico (seta). **D)** Mica expandida (seta). 55
- Figura 20. A)** Visão geral do afloramento amostrado; detalhe refere-se à figura B. **B)** Detalhe do corpo arenoso amostrado (amostra TK-15B). A seta indica uma superfície de amalgamação rica em intraclastos argilosos. O círculo vermelho indica o local de amostragem. 56
- Figura 21. A)** Aspecto geral da amostra TK-15B em lupa. **B)** Porção rica em minerais opacos (pretos). 57

- Figura 22.** Seção colunar levantada no ponto TK-15. 58
- Figura 23.** Croqui da área do ponto TK-23. É possível ver a ocorrência de espessas sucessões arenosas referentes aos canais alimentadores proximais. 59
- Figura 24. A)** Visão geral do ponto TK-23 (UTM: 36 S; 0706867 mE; 4149141 mN) (mão na camada amostrada). **B)** Detalhe da camada amostrada. 60
- Figura 25.** Aspecto geral da amostra TK-23A em lupa. 61
- Figura 26. A)** Visão geral do afloramento do ponto TK-25. **B)** Detalhe da camada amostrada – base do corpo arenoso (amostra TK-25A). O círculo vermelho indica o local da amostragem. 62
- Figura 27. A)** Aspecto geral da amostra TK-25A em lupa. **B)** Bioclasto de foraminífero. **C)** Bioclasto de coral. **D)** Intraclasto lamoso. 63
- Figura 28. A)** Visão geral do afloramento do ponto TK-34 (mão indicando a camada amostrada). **B)** Detalhe da camada amostrada (amostra TK-34A). O círculo vermelho indica o local de amostragem. 64
- Figura 29. A)** Visão geral do afloramento do ponto TK-36. **B)** Detalhe da camada amostrada (amostra TK-36A). O círculo vermelho indica o local da amostragem. . 65
- Figura 30. A)** Aspecto geral da amostra TK-34A em lupa. **B)** Biotita oxidada e esmagada. 66
- Figura 31.** Aspecto geral da amostra TK-36A em lupa. 66
- Figura 32. A)** Visão geral do afloramento do ponto TK-26A (UTM: 36S; 0683338 mE; 4134037 mN) (círculo vermelho indicando a camada). **B)** Detalhe da camada amostrada (amostra TK-26A). O círculo vermelho indica o local da amostragem. .. 67
- Figura 33. A)** Estratificação cruzada da amostra TK-26A em lupa. **B)** Diferença granulométrica marcando a estratificação. 68
- Figura 34.** Mapa geológico da Formação Cingöz, com os pontos de amostragem identificados. O ponto localizado no vilarejo de Cingöz, no Leque Leste (TK-25), na verdade pertence ao Leque Oeste (dado recente não publicado). Fonte: adaptado de Satur *et al.* (2007). 70
- Figura 35. A)** Estrutura maciça. Polarizadores cruzados (XP). Amostra TK-35A. **B)** Estratificação paralela marcada por níveis ricos em minerais opacos (setas), além de sutil variação granulométrica. Polarizadores descruzados (//P). Amostra TK-12A. **C)**

Estratificação cruzada, com orientação sub-paralela dos grãos (//P). Amostra TK-26A. **D)** Laminação paralela marcada pela orientação das biotitas e acúmulo de bioclastos de foraminífero planctônico (//P). Amostra TK-11C. 71

Figura 35 (continuação). **E)** Arenito médio, mal selecionado (XP). Amostra TK-23A. **F)** Arenito fino, bem selecionado (XP). Amostra TK-12A 72

Figura 36. Composições detríticas original e atual das amostras quantificadas plotadas em diagrama de Folk (1968). 72

Figura 37. Principais constituintes detríticos. **A)** Quartzo monocristalino (seta vermelha) e quartzo policristalino (seta amarela) (XP). Amostra TK-11A. **B)** Ortoclásio (seta amarela) e plagioclásio (seta vermelha) (XP). Amostra TK-34A. **C)** Argilito compactado formando pseudomatriz (setas) (XP). Amostra TK-36A. **D)** Fragmentos calcáreos (setas) (XP). Amostra TK-34A. **E)** Fragmentos de chert (setas) (XP). Amostra TK-25A. **F)** Fragmentos vulcânicos (setas) (XP). Amostra TK-11B. 74

Figura 37 (continuação). **G)** Fragmentos de serpentinito (setas) (XP). Amostra TK-23A. **H)** Biotita caulinizada (seta) (XP). Amostra TK-11B. **I)** Bioclastos de foraminíferos planctônicos (setas) (XP). Amostra TK-12A. **J)** Bioclasto de foraminífero bentônico (seta) (XP). Amostra TK-36A. 75

Figura 38. **A)** Grãos fraturados (setas vermelhas) e pseudomatriz (seta amarela) (XP). Amostra TK-11A. **B)** Pseudomatriz lítica (setas) (XP). Amostra TK-15B. 76

Figura 39. **A)** Cimento de calcita não-ferrosa, de coloração vermelha (seta vermelha), e calcita ferrosa, de coloração violeta (seta preta), devido ao tingimento (//P). Amostra TK-26A. **B)** Cimento de calcita microcristalina (XP). Amostra TK-25A. **C)** Detalhe do cimento de calcita microcristalina (XP). Amostra TK-25A. **D)** Cimento de calcita macrocristalina (seta vermelha) e poiquilótópica (seta amarela) (XP). Amostra TK-23A. 77

Figura 39 (continuação). **E)** Cimento de calcita como mosaico fino (seta vermelha) e calcita micocristalina substituindo a pseudomatriz (setas amarelas) (XP). Amostra TK-11B. **F)** Intensa substituição dos constituintes detríticos no silito por calcita (XP). Amostra TK-11C. 78

Figura 40. Pirita framboidal substituindo o cimento de calcita intrapartícula de um macroforaminífero (seta) (XP). Amostra TK-12A. 78

Figura 41. **A)** Poro intragranular formado pela dissolução de plagioclásio (seta vermelha) e poros intergranulares resultados da dissolução da pseudomatriz (setas pretas) (//P). Amostra TK-15B. **B)** Poro móldico preenchido por siderita na borda

(seta) (//P). Amostra TK-35A. 79

Figura 42. Siderita microcristalina ao redor dos grãos e parcialmente substituindo a pseudomatriz (setas) (//P). Amostra TK-34A. 80

Figura 43. Óxido de manganês ao redor dos grãos (seta) (//P). Amostra TK-36A. . 81

Figura 44. A) Porosidade intergranular (setas) (//P). Amostra TK-26A. **B)** Poro intragranular formado pela dissolução de plagioclásio (seta vermelha) e porosidade intergranular formada pela dissolução localizada da pseudomatriz (setas amarelas) (//P). Amostra TK-15B. **C)** Poro móldico (seta) (//P). Amostra TK-35A. **D)** Porosidade de fratura em rocha (setas) (XP). Amostra TK-11C. 82

Figura 45. A) Feldspato detrítico (1), cimento de calcita microcristalina (2) e macrocristalina/poiquilotópica (3). **B)** Grãos detríticos (1), cimento de calcita em mosaico (2) e macrocristalina. 83

Figura 45 (continuação). C) Grãos detríticos (1) e cimento de calcita macrocristalina (2). **D)** Grão detrítico (1) e cimento de calcita microcristalina (2). Amostra TK-12A. 84

Figura 46. A) Grãos detríticos (1), pseudomatriz entre os grãos (2) e película de pseudomatriz envolvendo os grãos (3). **B)** Película de pseudomatriz envolvendo grão (1), calcita microcristalina substituindo a película de pseudomatriz e pseudomatriz ilitizada preenchendo poro e gerando microporosidade (3). 85

Figura 46 (continuação). C) Grãos detríticos (1) e pseudomatriz substituída por calcita (2). **D)** Grão detrítico (1) e pseudomatriz ilitizada, gerando microporosidade (2). Amostra TK-15B. 86

Figura 47. A) Grãos detríticos (1), fina película da pseudomatriz entre os grãos (2), calcita substituindo grão (3) e calcita macrocristalina preenchendo poro (4). **B)** Pseudomatriz (setas amarelas) parcialmente substituída por calcita em mosaico (setas vermelhas). 87

Figura 48. A) Microporosidade gerada pela pseudomatriz ilitizada (seta vermelha) Amostra TK-15B. **B)** Microporosidade na pseudomatriz ilitizada (seta vermelha) e pequeno poro intergranular primário (seta preta). Amostra TK-15B. 89

Figura 49. Diagrama modificado de Houseknecht (1987) relacionando o volume intergranular e de cimento, o que permite visualizar a porcentagem de perda da porosidade original devido à compactação mecânica vs. cimentação nas amostras dos Leques Leste e Oeste. Amostras TK-12A (seta azul) e TK-25A (seta preta)

indicadas para facilitar a relação com o texto. 91

Figura 50. Diagrama relacionando a quantidade de fragmentos calcáreos e bioclastos vs. o cimento nas amostras. Amostras TK-12A (seta azul) e TK-25A (seta preta) indicadas para facilitar a relação com o texto. 93

Figura 51. Diagrama relacionado a quantidade de constituintes dúcteis vs. o volume intergranular. Amostras TK-12A (seta azul) e TK-25A (seta preta) indicadas para facilitar a relação com o texto. 94

Figura 52. Ilustração da evolução diagenética dos arenitos estudados, mostrando a composição primária como o principal controle dos processos diagenéticos e, em última análise, da qualidade de reservatório. 95

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Dados referentes às análises de porosidade aparente dos arenitos turbidíticos. 69

Tabela 2. Comparação entre os valores de porosidade aparente e petrográfica das amostras estudadas. 88

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

cm: centímetro

dm: decímetro

Fm.: Formação

Fms.: Formações

Fig.: figura

m: metro

máx.: máxima

méd.: média

TBT's: Thin Bedded Turbidites

XP: polarizadores cruzados

//P: polarizadores descruzados

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	20
1.1 Justificativa.....	20
1.2 Problema.....	20
1.3 Premissas.....	22
1.4 Hipóteses.....	24
1.5 Objetivos Gerais e Específicos.....	24
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	25
3. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO	27
4. REVISÃO CONCEITUAL	29
4.1 O Ambiente Marinho Profundo e Seus Depósitos.....	29
4.2 Arenitos-reservatórios.....	30
4.3 Diagênese em Arenitos-reservatórios.....	31
5. ESTADO DA ARTE	33
6. MÉTODOS	39
6.1 Revisão Bibliográfica.....	39
6.2 Trabalho de Campo.....	39
6.3 Descrições Macroscópicas.....	39
6.4 Ensaio de Porosidade Aparente.....	40
6.5 Petrografia.....	41
6.5.1 Lâminas petrográficas.....	42
6.5.2 Microscópio óptico.....	42
6.6 O Método de Quantificação.....	46
6.6.1 Precisão da Técnica.....	50
6.7 Captação de imagens no MEV pelo método de elétrons secundários.....	51
7. RESULTADOS	52
7.1 Trabalho de Campo.....	52
7.1.1 Leque Leste.....	52
7.1.2 Leque Oeste.....	62
7.2 Porosidade Aparente.....	69
7.3 Petrografia.....	70
7.3.1 Estruturas, textura e fábrica.....	70
7.3.2 Composição detrítica.....	72
7.3.3 Diagênese.....	75
7.3.4 Processos e produtos diagenéticos.....	76
7.3.5 Porosidade petrográfica.....	81
7.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	82

8. DISCUSSÕES	88
8.1 Porosidade Aparente vs. Porosidade Petrográfica.....	88
8.2 Evolução Diagenética.....	90
8.2.1 Principais processos e produtos diagenéticos controlando a qualidade de reservatório dos arenitos.....	91
8.3 Qualidade dos Arenitos como Reservatórios de Petróleo.....	96
9. CONCLUSÕES	97
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99
11. APÊNDICE	103

1. INTRODUÇÃO

Arenitos turbidíticos são excelentes rochas-reservatório em diversas bacias petrolíferas, como por exemplo, a Bacia de Campos e o Golfo do México. Estudos petrográficos visando a caracterização da qualidade de reservatório nesses depósitos são, portanto, essenciais, contribuindo para tornar possível uma eficiente exploração de óleo e gás em reservatórios produtores.

A área de estudo compreende dois leques submarinos miocênicos da Formação Cingöz, Bacia de Adana, localizada no sul da Turquia. A ausência de estudos petrográficos visando a qualidade de reservatório nesses arenitos turbidíticos, além do fato de que cada depósito turbidítico é caracterizado pelo seu próprio padrão de variação petrográfica vertical (STANLEY, 1963), motivaram a realização do presente estudo, onde buscou-se determinar os mecanismos que controlam a qualidade de reservatório destas litologias.

1.1 Justificativa

A importância deste trabalho se deve ao fato de que não existem estudos petrográficos realizados nas sequências turbidíticas miocênicas da Bacia de Adana. Tratando-se de uma área com excelente preservação e exposição dessas sequências, com afloramentos representativos de todos os elementos arquiteturais de um sistema marinho profundo, os resultados da pesquisa poderão ser integrados ao conhecimento tectônico e estratigráfico da área, permitindo uma melhor compreensão sobre o contexto de formação destes depósitos.

Além disso, os resultados aqui obtidos poderão servir como análogos para trabalhos de exploração de reservatórios de petróleo em arenitos turbidíticos, auxiliando na avaliação da viabilidade econômica dos mesmos, principalmente aqueles formados em bacias *foreland*.

1.2 Problema

A Formação Cingöz é constituída por depósitos de dois leques submarinos miocênicos formados no norte da bacia de Adana, Turquia (Fig. 1). Os excelentes afloramentos dessa unidade permitem uma caracterização sedimentológica e estratigráfica, com detalhamento da arquitetura deposicional (GÜRBÜZ; KELLING, 1993; SATUR *et al.*, 2000). A qualidade de reservatório dos leques submarinos,

entretanto, nunca foi verificada. Logo, o presente estudo visa avaliar a qualidade de reservatório da Formação Cingöz por meio de um estudo petrográfico.

A partir da determinação dos fatores que controlam a qualidade de reservatório dos diferentes depósitos, ao longo do eixo proximal-distal dos dois leques submarinos, será possível verificar se os arenitos turbidíticos dos leques possuem boa porosidade e permeabilidade. Espera-se, desse modo, identificar quais porções dos leques constituiriam bons reservatórios e se há diferença na qualidade entre os leques Leste e Oeste. Com isso será possível comparar os leques, reconhecendo-se os fatores controladores de cada um, sejam eles influenciados pelas áreas fontes, evolução diagenética etc.

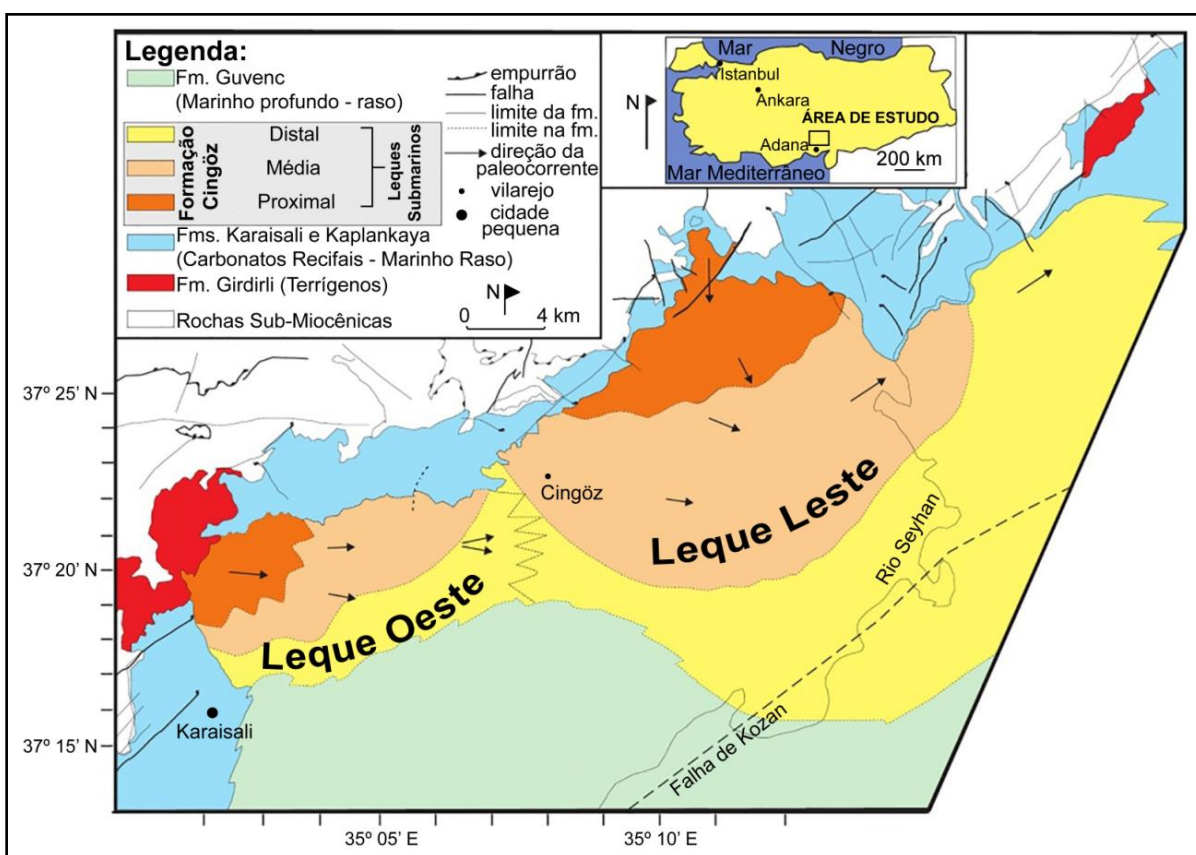


Figura 1. Mapa geológico da área de estudo com destaque para a Formação Cingöz, constituída pelos leques submarinos Leste e Oeste, na margem norte da Bacia de Adana. Fonte: adaptado de Satur *et al.* (2007).

1.3 Premissas

1) Arenitos turbidíticos são excelentes rochas reservatório de óleo e gás devido a ocorrência alternada de espessas camadas de arenito maciço subjacentes a arenitos com laminação paralela e marcas onduladas, (conforme sucessão ideal ilustrada pela sequência de Bouma; Fig. 2) e lutitos, o último servindo como rocha geradora de petróleo e selante da rocha-reservatório.

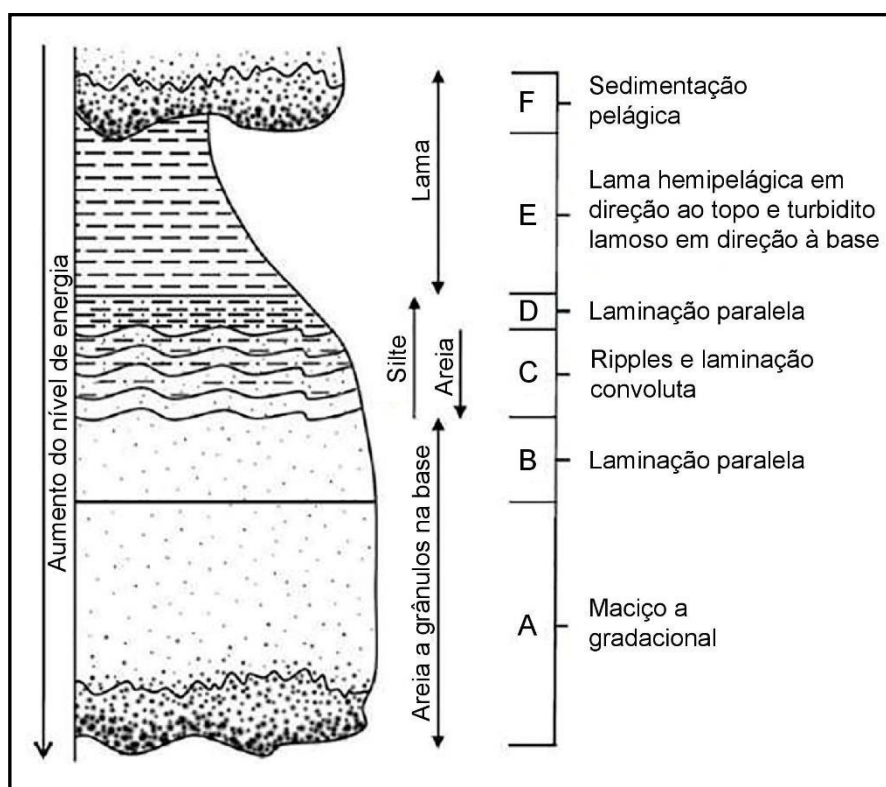


Figura 2. Sequência de Bouma. Fonte: Bouma (1962).

2) A qualidade desses reservatórios é dada por dois índices físicos: porosidade e permeabilidade. Quanto maior o valor de ambos, melhor a qualidade do reservatório.

3) Os principais fatores controladores da qualidade em escala microscópica são:

Granulometria: a granulometria afeta a permeabilidade. De modo geral, quanto menor a granulometria, menor a permeabilidade.

Grau de seleção: a seleção influencia na porosidade e permeabilidade. Quanto melhor selecionada a areia, melhor a qualidade de reservatório.

Composição detrítica: quanto maior a quantidade de quartzo, melhor tende a ser a

qualidade de reservatório, devido à maior resistência mecânica e química desse mineral, o que resulta numa menor compactação. Quanto maior a quantidade de minerais instáveis (como feldspatos e minerais ferro-magnesianos), menor a estabilidade química, o que resulta numa maior cimentação e/ou dissolução.

Presença de matriz sindeposicional: a presença de matriz sindeposicional resulta na diminuição da porosidade e permeabilidade.

Cimentação: uma maior quantidade de cimento implica na diminuição da porosidade. Já o hábito do cimento (seja preenchimento de poro ou recobrimento de grãos) irá afetar a permeabilidade.

Presença de argilominerais autigênicos: a precipitação de argilas autigênicas como cimento normalmente reduz a qualidade do reservatório; contudo, a formação precoce de alguns minerais autigênicos recobrindo os grãos pode resultar na estabilização do arcabouço, evitando uma posterior compactação ou cimentação e, conseqüentemente, preservando a porosidade.

Compactação: a compactação diminui a porosidade e permeabilidade através do rearranjo dos grãos, resultando num empacotamento mais apertado, deformação plástica de constituintes dúcteis, dissolução por pressão e fraturamento.

Dissolução: a dissolução dos minerais menos estáveis quimicamente pode aumentar significativamente a porosidade e permeabilidade da rocha, desde que as fases dissolvidas não sejam precipitadas em outras porções ou posteriormente na mesma rocha-reservatório.

4) Processos diagenéticos são capazes tanto de destruir completamente a porosidade (ex.: preenchimento total dos poros pelo cimento) como de preservar a mesma em altas profundidades (ex.: preenchimento parcial dos poros pelo cimento, auxiliando na sustentação do arcabouço, o que pode evitar a compactação mecânica).

5) Segundo Mansurbeg (2007), as modificações diagenéticas em turbiditos de bacia *foreland* incluem cimentação carbonática e compactação mecânica de abundantes fragmentos de rochas dúcteis, alterações diagenéticas que resultam na eliminação quase total da porosidade e da permeabilidade deposicionais. Além disso, a cimentação carbonática é mais comum durante baixas taxas de sedimentação e na presença de consideráveis quantidades de fragmentos carbonáticos, que atuam como pontos de nucleação para a cimentação.

1.4 Hipóteses

Primeiramente propõe-se que não haja diferenças relevantes entre a qualidade de reservatório dos leques Leste e Oeste, pois a composição dos arenitos de ambos é bastante similar, apresentando diferenças sutis relacionadas às áreas fontes (GÜRBÜZ; KELLING, 1993).

Outro aspecto importante é a semelhança na gênese de ambos os leques. Segundo Satur *et al.* (2000), os leques da Formação Çingöz, classificados em trabalhos anteriores como “dois leques submarinos contemporâneos”, são na verdade um único sistema clástico marinho profundo, alimentado por vários cânions submarinos. Além disso, devido a maior abundância de lutitos nas porções distais dos leques submarinos, espera-se que as porções proximais a medianas constituam melhores rochas-reservatório.

1.5 Objetivos Gerais e Específicos

O objetivo geral é a caracterização da qualidade de reservatório dos arenitos turbidíticos da Formação Çingöz, Mioceno da Bacia de Adana, visando a determinação do potencial para reservatórios de óleo e gás em dois leques submarinos, através do reconhecimento dos fatores responsáveis pela qualidade de reservatório.

Objetivos específicos:

- descrição sedimentológica dos afloramentos amostrados, com documentação fotográfica, além de descrição macroscópica das amostras de rocha;
- caracterização microscópica dos arenitos em porções proximais, médias e distais dos leques submarinos, com determinação dos constituintes primários, diagenéticos e tipos de poros;
- determinação dos controles na qualidade de reservatório dos corpos arenosos dos depósitos turbidíticos;
- comparação da qualidade dos diferentes reservatórios dos dois leques submarinos alvos.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Adana localiza-se ao norte da cidade de Adana, sul da Turquia (Fig. 3). Estruturalmente fica ao sul da cadeia de montanhas Taurus, a leste da zona de falha de Ecemiş e a noroeste do alto estrutural Misis (Fig. 4). A área de interesse do estudo localiza-se no norte da bacia e compreende dois leques submarinos denominados Leque Oeste e Leque Leste, como vistos anteriormente na Figura 1. Trata-se de uma bacia alongada do tipo *foreland* formada durante o Mioceno Inferior e Médio como resultado da colisão das placas Arábica e Eurasiana, ao longo da sutura Bitlis-Zagros, que se estende de Hakkari (sudeste da Turquia) até Adana (centro-sul da Turquia).



Figura 3. A) Mapa mundi com a Turquia em destaque. Fonte: <[http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/6/6f/Turkey_in_the_world_\(W3\).svg/1280px-Turkey_in_the_world_\(W3\).svg.png](http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/6/6f/Turkey_in_the_world_(W3).svg/1280px-Turkey_in_the_world_(W3).svg.png)>. Acesso em: 16 jun. 2015.

B) Mapa político da Turquia com suas principais cidades. Fonte: modificado de <<http://www.exploreristanbul.com/Image/B/turkey-main-cities.jpg>>. Acesso em: 16 jun. 2015.

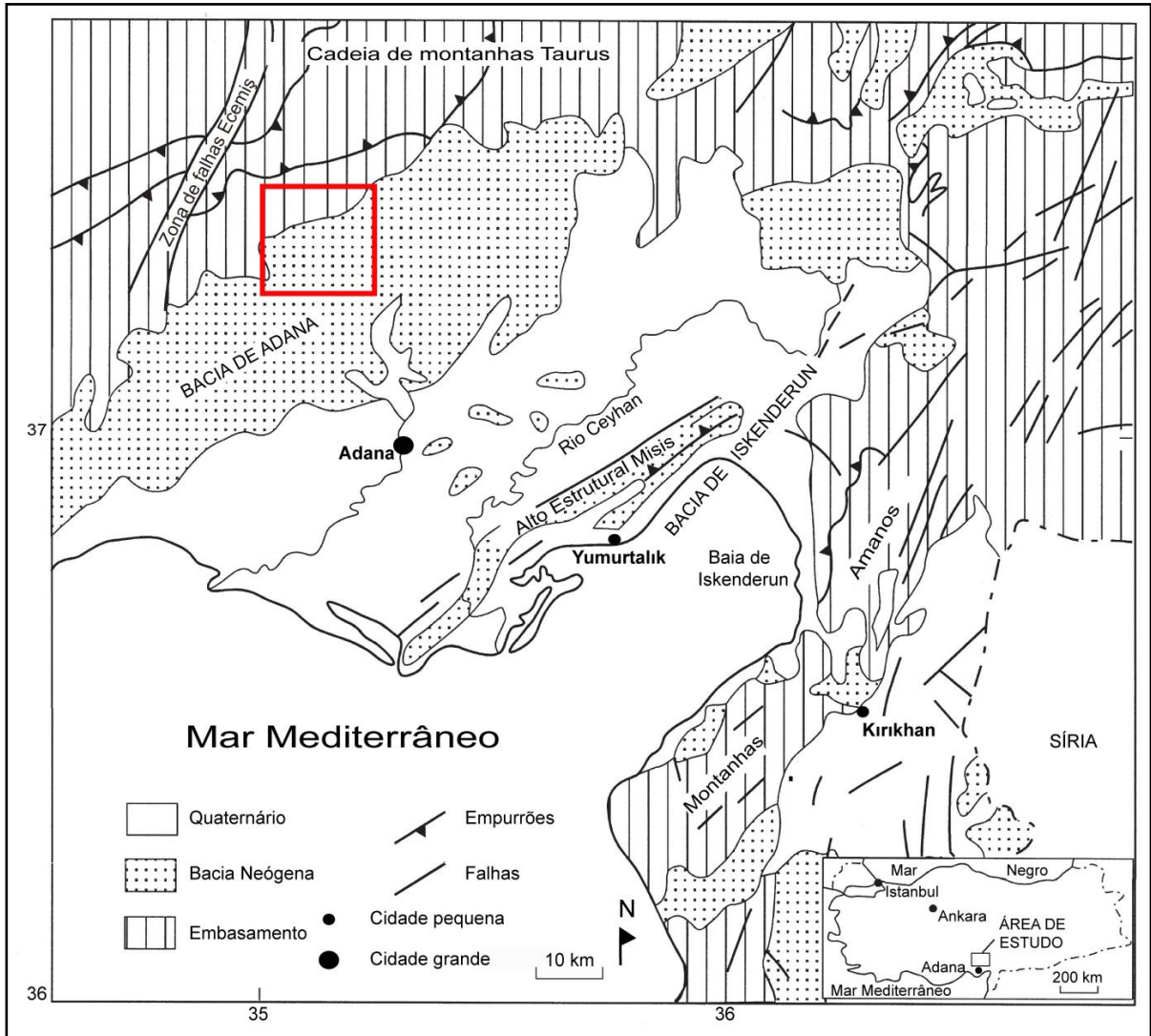


Figura 4. Mapa geológico e estrutural do sul da Turquia, onde se localiza a área de estudo. Em vermelho está a localização aproximada dos leques submarinos alvos. Fonte: adaptado de Gürbüz e Kelling (1993).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO

Durante o Mioceno Inferior, a região precedente à Bacia de Adana sofreu uma rápida subsidência acompanhada por falhamentos extensionais, dando origem a uma transgressão marinha e criação de uma bacia de mar profundo (GÜRBÜZ; KELLING, 1993). Segundo Satur *et al.* (2000), a bacia era limitada ao norte por uma plataforma carbonática estreita e de águas rasas e, posterior a esta, a cadeia de montanhas Tauride, que era responsável pelo suprimento dos largos volumes de sedimentos clásticos, abastecendo a bacia de mar profundo através de cânions submarinos. Atualmente foram identificados 4 cânions expostos ao longo da margem da antiga bacia, responsáveis pelo suprimento sedimentar deste extenso sistema de leques submarinos ricos em areia. Além destas áreas fontes, outra litologia presente ao longo de todo sistema marinho raso e profundo e que supriu a maior parte do material carbonático foi o embasamento calcário de idade mesozoica.

Apesar dos falhamentos pós-deposicionais e da tectônica responsável por soerguer esta bacia de mar profundo sobre a placa da Anatólia, a geometria deposicional e as relações espaciais entre a bacia, cânion, plataforma e áreas fontes terrestres são atualmente facilmente observadas.

Anterior à rápida subsidência e desenvolvimento da bacia, a área é interpretada como dominada por uma deposição fluvial, preservada como *red beds* da formação Gildirli. Com o aumento da subsidência e do nível do mar um *fan delta* se desenvolveu, gradando lateralmente para um sistema deposicional marinho profundo.

A Figura 5 ilustra a cronoestratigrafia da Bacia de Adana. Observa-se que a mesma experimentou condições de mar raso durante o Burdigaliano, seguido por um afogamento que se iniciou no Langhiano e teve seu auge durante o Serravalliano, predominando condições marinhas profundas até o Serravalliano Superior. Posteriormente houve uma queda do nível do mar, que iniciou no Tortoniano Inferior e prevaleceu até o final do Terciário (atual período Neógeno).

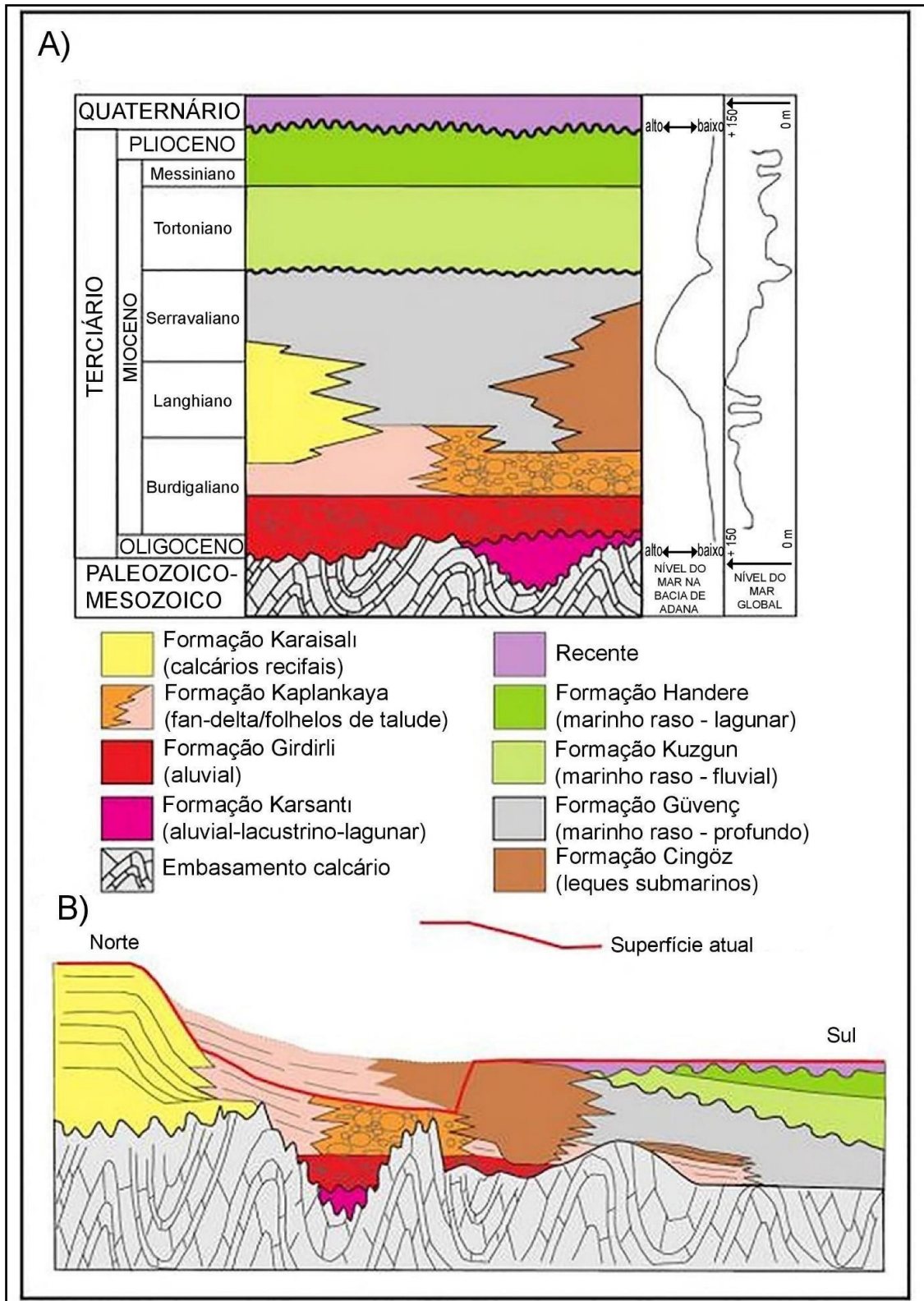


Figura 5. A) Seção cronoestratigráfica da Bacia de Adana. **B)** Perfil *dip* da região noroeste da Bacia, com 6 km de comprimento e 500 m de altura. Fonte: adaptado de Satur *et al.* (2007).

4. REVISÃO CONCEITUAL

4.1 O Ambiente Marinho Profundo e Seus Depósitos

Os depósitos alóctones marinhos profundos são formados através de fluxos de densidade de sedimentos subaquosos, provenientes da plataforma continental/talude, fluindo talude abaixo e podendo alcançar a planície abissal (Fig. 6). Os processos de fluxo atuantes neste sistema podem, num único fluxo submarino, transportar mais de 100 km³ de sedimentos. Este valor equivale a dez vezes mais que o fluxo sedimentar anual de todos os rios do mundo, podendo alcançar distâncias maiores que 1500 km (TALLING *et al.*, 2012). Os depósitos resultantes destes fluxos abrigam algumas das maiores reservas de óleo e gás.

Podemos distinguir 5 processos diferentes em fluxos gravitacionais de sedimentos, com base nos mecanismos de suporte sedimentar (LOWE, 1982; STOW; MAYALL, 2000):

1. avalanche de detritos;
2. deslizamento ou escorregamento;
3. avalanche granular;
4. fluxo de detritos;
5. correntes turbidíticas;

Esses fluxos são comumente desencadeados por terremotos, excesso de densidade sedimentar na plataforma/talude ou pela atuação de rios (fluxos hiperpicnais), transportados na maioria das vezes através de cânions submarinos (TALLING *et al.*, 2012). O depósito resultante será um turbidito ou um debrito, dependendo se os sedimentos são depositados incrementalmente (camada por camada) ou por consolidação *en masse* (ausência de gradação vertical, estruturas sedimentares e quebra no tamanho de grão) (TALLING *et al.*, 2012). Os diferentes depósitos dentro desses tipos de fluxos serão resultados principalmente da densidade e presença/quantidade de argila (TALLING *et al.*, 2012).

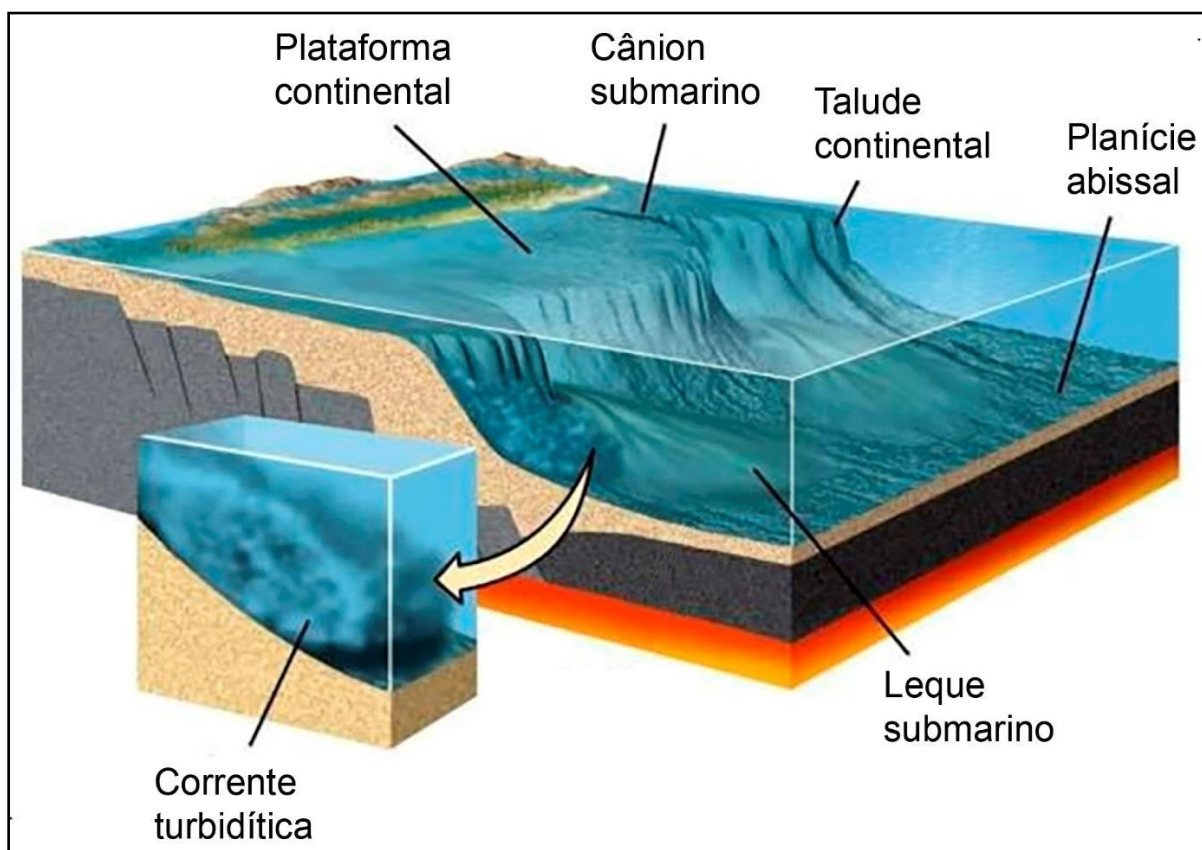


Figura 6. Ilustração dos ambientes marinhos raso e profundo. A derivação dos sedimentos que constituem os fluxos gravitacionais ocorre normalmente da plataforma continental. Através dos processos desencadeadores, os sedimentos fluem talude abaixo por meio dos cânions submarinos, alcançando por vezes a planície abissal. Em destaque uma corrente turbidítica. Fonte: adaptado de Grotzinger e Jordan (2010).

Os arenitos turbidíticos são as melhores rochas-reservatório formadas nesse ambiente. Os mesmos são depositados por correntes turbidíticas, formando uma sucessão vertical de camadas e estruturas sedimentares, como ilustrado anteriormente na sequência de Bouma (Fig. 2).

4.2 Arenitos-reservatórios

Arenitos constituem a maior parte dos reservatórios de petróleo, sendo suas características mais importantes a porosidade e a permeabilidade (BJØRLYKKE; JAHREN, 2010). A quantidade e distribuição desses fatores irão controlar a capacidade de armazenamento e de transmissão do petróleo e, conseqüentemente, a produção de óleo e gás (WORDEN; BURLEY, 2003). Essas características, por sua vez, dependerão principalmente da composição primária, do ambiente deposicional e dos processos diagenéticos atuantes.

As propriedades das rochas-reservatório podem mudar continuamente, desde

o momento em que o sedimento é depositado, durante o soterramento efetivo e, posteriormente, no soerguimento. De forma geral, as mudanças ocorrentes nas rochas serão resultado da compactação mecânica e dos processos químicos envolvendo dissolução e precipitação de minerais após a deposição e antes do metamorfismo.

Por fim, segundo Bjørlykke e Jahren (2010), os arenitos turbidíticos formam importantes reservatórios em muitas bacias e, embora a sua qualidade como reservatório seja normalmente inferior quando comparada a de arenitos formados em ambiente marinho raso, os arenitos turbidíticos formam, na maioria das vezes, extensas sequências de rochas-reservatório empilhadas verticalmente, o que pode compensar sua menor porosidade.

4.3 Diagênese em Arenitos-reservatórios

Segundo Worden e Burley (2003), “a diagênese compreende um amplo espectro de processos físicos, geoquímicos e biológicos pós-deposicionais pelos quais a assembleia mineral sedimentar original e as águas nos poros intersticiais interagem numa tentativa de alcançar um equilíbrio textural e termodinâmico com o seu ambiente.” O entendimento das alterações diagenéticas na qualidade da rocha-reservatório por meio de estudos petrográficos é fundamental para que se tenha uma melhor eficiência na exploração e exploração de hidrocarbonetos, pois fatores cruciais como a porosidade e permeabilidade são diretamente ligados a essas alterações.

Os processos diagenéticos ocorrem principalmente ao longo de três fases distintas (CHOQUETTE; PRAY, 1970).

1) A primeira fase, conhecida como eodiagênese, é atuante logo após a deposição e normalmente a pequena profundidade, diretamente influenciada pelo ambiente deposicional e sob baixas pressões e temperaturas. Na eodiagênese, as reações iniciais implicarão na modificação da composição primária, seja através da dissolução ou alteração dos constituintes. A ocorrência de precipitação e/ou cimentação também é comum nessa fase.

2) A segunda fase, a mesodiagênese, atuante após o soterramento efetivo (isolamento da superfície), ocorre sob influência de fluidos diagenéticos intersticiais

modificados pelas reações com os minerais, perante pressões e temperaturas mais altas.

3) Já a terceira fase, provocada pela re-exposição por soerguimento e erosão de rochas que já estiveram soterradas às condições superficiais, ou por infiltração de águas meteóricas, é denominada telodiagênese.

Os principais processos diagenéticos incluem compactação (mecânica e química), dissolução, precipitação, cimentação, autigênese e substituição. Sendo assim, a diagênese pode exercer um papel muito importante na qualidade dos reservatórios, pois seus processos são capazes tanto de destruir completamente a porosidade como de preservar ou gerar porosidade em grandes profundidades, dependendo da sequência diagenética, influenciando diretamente na qualidade dos reservatórios.

5. ESTADO DA ARTE

Trabalhos relacionados à diagênese e qualidade de reservatório dos arenitos

Vários trabalhos visaram a avaliação do impacto dos processos diagenéticos na qualidade de reservatório de arenitos turbidíticos em diferentes bacias. Bahlis (2011) abordou os padrões de autigênese de clorita e sua influência na qualidade de reservatório em um ambiente deposicional similar ao deste trabalho. Foram estudados arenitos turbidíticos cretácicos da Bacia de Santos, os principais reservatórios clásticos de hidrocarbonetos desta bacia. Alguns dos arenitos possuem altas porosidades em profundidades maiores que 4000 m, o que contrasta com a tendência comum do decréscimo de porosidade com a profundidade em reservatórios clásticos. A preservação desta porosidade foi atribuída à inibição da cimentação por crescimentos de quartzo e da dissolução por pressão, exercida por franjas e cutículas de clorita autigênica. As cloritas isolam as superfícies dos grãos de quartzo, reduzindo a nucleação de crescimentos secundários, contribuindo na preservação da porosidade. Porém, franjas e cutículas finas não foram capazes de inibir efetivamente a cimentação por quartzo, enquanto que as muito espessas reduziram consideravelmente a permeabilidade. Cutículas descontínuas permitiram a exposição da superfície dos grãos de quartzo, que serviram como pontos de nucleação para crescimentos secundários. O trabalho enfatiza que franjas de clorita exclusivamente neoformadas durante a mesodiagênese não apresentam capacidade de preservar a porosidade. Somente agregados *pore-lining*, desenvolvidos pela substituição e cobertura de precursores argilosos eogenéticos, pré-compactacionais, apresentam a continuidade e o “*timing*” necessários para inibir o crescimento de quartzo e a dissolução por pressão. Estudos que contribuam para a compreensão da gênese de cloritas autigênicas e sua distribuição são muito importantes para a exploração de reservatórios profundos, por contribuírem na redução dos riscos na exploração através da elaboração de modelos preditivos de qualidade desses reservatórios.

Outro estudo semelhante foi realizado na mesma bacia por Anjos, De Ros e Silva (2003). Os arenitos estudados estão entre 4 e 5 km de profundidade e possuem porosidade maior que 25 %, sendo a presença de clorita interpretada como principal fator na sua preservação. Quando há um contínuo revestimento de clorita, os arenitos demonstram compactação limitada e tem somente quantidades traço de cimento de quartzo, enquanto que arenitos desprovidos de cutículas de clorita são

pervasivamente cimentados por sobrecrescimentos de quartzo. Ainda não se tem uma explicação convincente dos mecanismos pelo qual as cutículas de clorita ou franjas efetivamente inibem a precipitação do quartzo na superfície dos grãos de quartzo, ou a dissolução por pressão intergranular. Sabe-se que a ação inibitória sobre a diagênese do quartzo não é puramente devido ao isolamento dos grãos contra os fluidos dos poros, mas é provavelmente relacionado a um microambiente geoquímico específico ainda por ser revelado.

Mansurberg *et al.* (2008) estudaram as alterações diagenéticas e subsequente evolução da qualidade de reservatório em arenitos turbidíticos da Bacia Shetland Faroese, na plataforma continental Britânica. Inicialmente o sistema deposicional é importante no controle da qualidade do reservatório, pois o mesmo irá controlar a textura e composição dos grãos (granulometria, seleção, mineralogia etc.), que são de suma importância na formação, evolução e qualidade da rocha reservatório. Neste artigo os efeitos da compactação mecânica e da cimentação de calcita foram responsáveis pela redução da porosidade original. Por outro lado, os processos de formação de porosidade intergranular e móldica contribuíram para o aprimoramento da qualidade de reservatório dos arenitos, e a presença de cutículas de clorita e illita impediram a gênese de extensivos sobrecrescimentos de quartzo.

Lima e De Ros (2003) estudaram o papel do ambiente deposicional e da diagênese na qualidade de reservatório dos arenitos plataformais da Formação Uerê, Bacia do Solimões (Devoniano Superior). Os principais processos diagenéticos foram compactação química e mecânica, autigênese de várias formas de sílica, carbonatos, argilominerais, dissolução e substituição de grãos detríticos. A redução da porosidade se deu principalmente por compactação mecânica e química, e pela cimentação mesodiagenética de quartzo. A manutenção parcial da porosidade ocorreu devido ao recobrimento dos grãos por cutículas de quartzo microcristalino e gênese de porosidade móldica. A grande quantidade de espículas de esponja nestes arenitos foi crucial na preservação da porosidade. Através da dissolução por pressão, estas espículas serviram como fonte principal de sílica para a precipitação de cimentos eogenéticos silicosos microcristalinos, que estabilizaram o arcabouço e inibiram a compactação e cimentação por preenchimento de poros.

Gier *et al.* (2008) trataram da evolução diagenética dos arenitos miocênicos na Bacia de Vienna, Áustria, visando desvendar os controles na qualidade dos reservatórios. Nestes arenitos, a ausência de cimento de quartzo nas amostras mais

rasas e o seu aparecimento nas amostras mais profundas sugerem um significativo controle no desenvolvimento deste cimento em função da profundidade e da temperatura. Mesmo assim, o cimento de quartzo não exerceu um controle importante na qualidade destes reservatórios. A presença de grãos detríticos dúcteis e a presença de cimento carbonático foram mais importantes no controle da porosidade. A quantidade de ambos é função da composição primária dos sedimentos. Os melhores reservatórios (mais porosos) são aqueles ricos em grãos de quartzo (composicionalmente maduros).

Hakimi, Shalaby e Abdullah (2012) estudaram os efeitos do ambiente deposicional e história diagenética na preservação, destruição e aumento da porosidade e permeabilidade nos arenitos do Cretáceo Inferior no Campo de óleo de Kharir, Bacia de Masila, Yemen. Estudos petrofísicos demonstraram que a porosidade e permeabilidade são controladas pelo ambiente deposicional, diminuindo dos canais fluviais entrelaçados para o ambiente marinho raso. Dados petrográficos indicaram que a compactação foi o fator mais importante na redução da porosidade. A larga ocorrência de calcita precoce (presente em arenitos com empacotamento frouxo) sugere uma significativa diminuição da porosidade primária em um estágio precoce da diagênese, junto da compactação mecânica. Além da calcita, a ocorrência de sobrecrescimentos de quartzo e argilominerais afetaram fortemente a qualidade dos reservatórios. Calcita poiquilótópica é o cimento mais prejudicial, pois preenche as gargantas dos poros, reduzindo também a permeabilidade. A posterior dissolução do cimento de calcita e lixiviação dos grãos de feldspato levou a melhoria na qualidade do reservatório (geração de porosidade secundária).

Schmid, Worden e Fisherm (2004) elucidaram o papel da diagênese na qualidade de reservatório dos arenitos do Campo de Corrib, Bacia de Slyne, no oeste da Irlanda. Durante a diagênese precoce houve uma abundante cimentação de dolomita nestes arenitos na forma de dolocrete, além da abundante formação de argilas, que foram os principais controladores da qualidade do reservatório. Nenhum dos controles tem relação com a profundidade, pois são resultados da diagênese precoce (crescimento de dolomita) e do ambiente deposicional (conteúdo de argilas). Os cimentos de dolomita, especialmente poiquilótópica, bloquearam as gargantas dos poros, reduzindo a permeabilidade mais do que os cimentos que revestem os grãos. Em Corrib, apenas amostras com pouca dolomita têm uma permeabilidade

alta. A dolomita neste campo tem diferentes impactos na qualidade do reservatório, dependendo da sua morfologia.

Zhang J., Qin e Zhang Z. (2008) estudaram a variação nas fácies sedimentares e intensa diagênese que afetaram fortemente a qualidade de reservatório nos arenitos silurianos da Bacia de Tarim, oeste da China. O ambiente deposicional exerceu um controle essencial na composição e textura dos arenitos, influenciando a subsequente diagênese, e, portanto, controlando a qualidade do reservatório. A granulometria e seleção influenciaram diretamente na porosidade e a presença ou não de argila na permeabilidade. A compactação mecânica e química e cimentação por sobrecrescimentos de quartzo, carbonatos e argilominerais foram os principais processos diagenéticos. A abundante cimentação eodiagenética de quartzo, feldspato potássico e calcita nos poros primários preveniu a posterior compactação. A dissolução do cimento de calcita precoce e de grãos instáveis (feldspatos e grãos líticos) gerou poros secundários e/ou ampliou os primários. Estes arenitos demonstraram uma relação direta entre a quantidade de grãos detríticos de quartzo e a ocorrência de cimento de quartzo. Os cimentos carbonáticos ocorrem na sua maioria preenchendo parcialmente a porosidade, deixando espaços bastante abertos, o que pode ter sido resultado da posterior dissolução do cimento.

Kassab, Hassanain e Salem (2014) analisaram a diagênese dos arenitos pré-cenomanianos na área de Sheikh Attia, Egito. Os eventos diagenéticos incluem compactação mecânica, cimentação por calcita, crescimentos de quartzo, autigênese de argilominerais, precipitação de óxido de ferro, dissolução e alteração de grãos instáveis e fraturamento dos grãos, induzido pelo tectonismo. A compactação mecânica foi evidenciada pelo fraturamento de grãos de quartzo e feldspato, deformação dúctil entre os grãos de quartzo, e contatos pontuais e retos. Onde a cimentação por calcita foi intensa, o efeito da compactação mecânica cessou, pois este cimento precipitou logo após a deposição, preservando consideráveis quantidades de macroporosidade em muitas áreas. Áreas onde a cimentação não foi intensa apresentam contatos retos, côncavo-convexos e suturados, devido à contínua compactação mecânica e química. A dissolução de fragmentos vulcânicos e feldspatos gerou porosidade secundária nos estágios finais e iniciais da diagênese.

Mansurbeg *et al.* (2012) realizaram um estudo nos arenitos turbidíticos da Bacia do Espírito Santo (Cretáceo Superior), alvos importantes na exploração de

hidrocarbonetos, visando caracterizar as condições da diagênese e o seu impacto na qualidade dos reservatórios. Segundo os autores, houve a dissolução e caulinição dos silicatos e a cimentação por pirita e siderita na eodiagênese. A caulinição é atribuída à circulação de água meteórica, pois as altas concentrações de cátions nas águas marinhas impedem a precipitação de caulinita. Porém, o mecanismo de fluxo da água meteórica nos arenitos turbidíticos é ainda enigmático, sendo os possíveis mecanismos a criação de um gradiente hidráulico ao longo das margens da bacia durante soterramento raso, a geração de um fluxo de água meteórica hiperpicnal ou o soerguimento com influxo de água meteórica na bacia durante a telodiagênese. Apesar da formação de porosidade secundária pela dissolução dos grãos, a diagênese resultou na considerável destruição da porosidade pela compactação mecânica e cimento de caulinita, e também da permeabilidade pelo último.

Morad *et al.* (2010) publicaram uma revisão sobre o impacto da diagênese na heterogeneidade dos arenitos-reservatórios. Segundo os autores, a diagênese exerce um forte controle na qualidade e heterogeneidade na maioria dos reservatórios clásticos. Além disso, as fácies deposicionais, composição detrítica, taxa de deposição e história térmica de soterramento controlam os caminhos e resultados finais da evolução do reservatório. Modelos geológicos baseados na conexão entre estes fatores dentro do arcabouço da estratigrafia de sequências podem otimizar a exploração e produção dos arenitos-reservatórios. A heterogeneidade dos reservatórios influencia fortemente o seu desempenho, por controlar o fluxo de fluidos e os fatores de recuperação. A composição detrítica influencia nos processos químicos e mecânicos da diagênese, controlando junto de outros fatores os produtos finais controladores da qualidade do reservatório. A geração, perda ou conservação da porosidade e/ou permeabilidade dependem muitas vezes da dissolução e/ou cimentação ou inibição desta, que podem refletir no grau de compactação mecânica do reservatório, compactação química etc. Já as fácies deposicionais têm impacto considerável na distribuição das alterações eodiagenéticas e mesodiagenéticas e, portanto, nos caminhos da evolução na qualidade do reservatório. As variações na geometria e dimensão dos corpos, tamanho de grão e taxa de sedimentação, controladas pelas fácies deposicionais, também influenciam na diagênese, controlando também a qualidade e heterogeneidade dos reservatórios.

As ocorrências diagenéticas típicas de depósitos turbidíticos, diretamente aplicável ao presente projeto temático, incluem:

- alterações eodiagenéticas mediadas por águas marinhas, que resultam na formação de pirita e concreções carbonáticas (normalmente calcita);
- formação de pseudomatriz pela compactação de intraclastos lamosos dúcteis em camadas com concentrações destes fragmentos, erodidos por depósitos de escorregamento, ou extensiva cimentação carbonática de bioclastos carbonáticos retrabalhados nos depósitos recifais, concentrados em camadas (*lags*), que resultam na heterogeneidade dos reservatórios;
- ocorrência de bioclastos silicosos, que resultam na dissolução destes e posterior formação de cutículas de quartzo microcristalino, ou na silicificação de intraclastos lamosos e pseudomatriz;
- alteração de fragmentos vulcânicos e minerais máficos, que promove a substituição por esmectita e também a formação de cutículas e franjas deste argilomineral;
- dissolução e caulinição de silicatos instáveis em arenitos de água profunda, o que requer a percolação de água meteórica ou ácidos orgânicos.

Por fim, os autores ressaltam que as heterogeneidades presentes no reservatório têm um maior impacto nos procedimentos de recuperação avançada de óleo do que em métodos mais convencionais. Permeabilidade heterogênea, inesperadas barreiras de fluxo dos fluidos e a pobre caracterização dos reservatórios são grandes problemas nesses processos mais caros de recuperação do óleo.

Todos os trabalhos citados nesse capítulo utilizaram como metodologia o estudo petrográfico de lâminas delgadas, comumente complementado por Microscopia Eletrônica de Varredura (com detector de elétrons retroespalhados), Microsonda Eletrônica, Espectrometria de Massa e Catodoluminescência.

6. MÉTODOS

6.1 Revisão Bibliográfica

As revisões bibliográficas foram executadas durante todo o projeto, com maior ênfase durante as etapas pré e pós-campo, nas quais buscou-se uma base teórica acerca da geologia da área de estudo e da diagênese em arenitos turbidíticos. Por fim, durante e após as quantificações petrográficas foram realizadas novas revisões bibliográficas, para um melhor entendimento dos produtos diagenéticos observados em lâmina.

6.2 Trabalho de Campo

O presente Trabalho de Conclusão de Curso está inserido no projeto de doutorado do aluno Daniel Bayer da Silva, orientado pela professora Karin Goldberg, e que objetiva a definição do arcabouço estratigráfico e da arquitetura deposicional do Mioceno da Bacia de Adana. O trabalho de campo foi realizado em conjunto, entre os dias 13 e 20 de setembro de 2014, nas cidades de Adana e Kahramanmaraş, Turquia, visando o reconhecimento da unidade estudada.

Ao longo dos dias de campo foram visitados diferentes afloramentos dos leques submarinos da Formação Cingöz, ao norte da Bacia de Adana. Nas diferentes porções dos leques foram descritos nove afloramentos e coletadas onze amostras dos arenitos turbidíticos para a posterior laminação, realização de ensaio petrofísico e microscopia eletrônica de varredura no Instituto de Geociências da UFRGS. Juntamente da coleta de amostras foram captadas fotografias dos corpos arenosos amostrados. Por fim, foi realizado o levantamento de uma seção colunar com um total de 7,6 m em escala 1:100 num afloramento de excelente exposição, contendo corpos arenosos com uma ótima continuidade lateral e intercalação com lutitos.

6.3 Descrições Macroscópicas

Após o trabalho de campo foram realizadas descrições macroscópicas (exceto da amostra TK-35A) das amostras coletadas, observadas sob uma lupa Leica S8APO. Essas amostras foram descritas ao longo das faces serradas (à exceção de uma), aplicando-se óleo mineral para facilitar a visualização. Além das descrições, foram obtidas fotografias por meio de uma câmera acoplada ao aparelho. O objetivo das descrições foi de se obter um conhecimento prévio da composição e textura das

rochas que posteriormente seriam descritas petrograficamente.

6.4 Ensaio de Porosidade Aparente

Este ensaio petrofísico foi realizado para a obtenção do volume da porosidade aparente (referente aos poros interconectados) das amostras de rocha, possibilitando a posterior comparação entre os valores aqui obtidos e a porosidade petrográfica. Seguindo a norma NBR 15845 da ABNT, as seguintes etapas foram executadas:

- 1) pesagem das amostras numa balança industrial;
- 2) secagem das amostras numa estufa à 70 °C durante 24 horas. Após este período as mesmas foram pesadas novamente. Caso a diferença entre o peso inicial e o peso final fosse maior do que 0,1 %, as amostras voltavam à estufa para a secagem, sendo re-pesadas até que a diferença de peso fosse menor que 0,1 %;
- 3) imersão de 1/3 da altura das amostras em um recipiente; após 4 horas mais 1/3 foi preenchido e 4 horas após isso as amostras foram totalmente imergidas em água. Esperou-se então passar um período de 40 horas de saturação;
- 4) passadas 48 horas do início da saturação, as amostras saturadas foram pesadas (Fig. 7).



Figura 7. Fotos dos equipamentos utilizados nas diferentes etapas de obtenção da porosidade aparente. **A)** Estufa para secagem das amostras. **B)** Balança para pesagem das amostras, após a secagem e a saturação. **C)** Amostras imersas na água para a saturação.

6.5 Petrografia

A petrografia com uso de microscópio óptico foi o principal método empregado. Tal método é essencial para a caracterização de rochas-reservatório, pois permite identificar e quantificar os fatores controladores da qualidade dos potenciais reservatórios de hidrocarbonetos, o que inclui:

- aspectos texturais (granulometria, seleção, grau de compactação etc.);
- composição detrítica, como controladora da diagênese;
- composição diagenética, controlando a porosidade e a permeabilidade (quantidade e localização do cimento, presença de argilas autigênicas etc.);

- processos e produtos diagenéticos (compactação mecânica e química, recristalização, dissolução, precipitação etc);
- tipos e geometria dos poros.

6.5.1 Lâminas petrográficas

Para a realização da petrografia foram confeccionadas lâminas delgadas a partir das 11 amostras de rocha coletadas na etapa de campo. As mesmas foram impregnadas com resina *epoxy* azul para se visualizar a porosidade.

6.5.2 Microscópio óptico

O microscópio óptico, conhecido também como microscópio petrográfico ou de luz polarizada, é um instrumento essencial para a análise de uma rocha, permitindo-se estimar a composição mineralógica e história de formação do material estudado através da análise das propriedades ópticas e morfológicas dos minerais e suas relações. A técnica utilizada no presente trabalho é a microscopia de luz transmitida, que permite identificar minerais anisotrópicos através da interação com a luz polarizada. Nessa técnica a luz é transmitida de uma fonte posicionada anteriormente à lâmina delgada, permitindo que atravesse o material estudado e chegue à lente objetiva. A luz proveniente da fonte localizada na base do microscópio, antes de chegar ao material de estudo, passa através de um analisador, que a torna polarizada e, por um condensador, que a direciona à lâmina, dando uma iluminação maior. Após passar pela lâmina a imagem vai através das lentes objetivas para as oculares, onde a imagem ampliada é vista. O microscópio óptico utilizado neste estudo é composto por:

- 1) *Fonte de luz*: localizada na parte inferior do microscópio, é normalmente composta por uma lâmpada halógena. A luz é conduzida por um sistema de lentes que atravessa o material, permitindo que seja observado.
- 2) *Iluminador*: parte do microscópio por onde a luz proveniente da fonte é direcionada ao campo de análise da amostra. Acima do iluminador uma peça de vidro azul atua como filtro, tornando a luz amarelada da lâmpada halógena próxima da luz branca natural.
- 3) *Polarizador (também polarizador inferior)*: posicionado logo acima do iluminador

e abaixo do condensador, o polarizador filtra a luz não polarizada (que vibra em todas as direções) emitida da fonte, reduzindo os planos de vibração da luz a um único plano, na direção N-S (podendo em alguns modelos ser E-W), resultando na luz polarizada. Sua função é fornecer luz polarizada que, com o movimento de rotação da platina do microscópio, poderá incidir em diferentes direções na superfície do mineral (NARDY; MACHADO, 2009).

4) *Condensador*: trata-se de um conjunto de duas ou mais lentes designadas a convergir os raios de luz sob o material em análise. Junto ao condensador existe um diafragma que permite alterar a intensidade da iluminação. A diminuição da intensidade da luz é ideal para se observar feições morfológicas dos minerais, como suas bordas e relevo.

5) *Platina*: plataforma metálica que abriga a lâmina delgada, posicionada logo abaixo das lentes objetivas. No centro da platina existe um buraco por onde a luz passa, iluminando a amostra. A platina pode ser rotacionada ao longo dos 360º graduados no seu contorno, auxiliando na medida de ângulos entre direções morfológicas e ópticas dos minerais. Além disso, pode ser movida para cima e para baixo para se obter o foco ideal.

6) *Charriot*: peça posicionada sobre a platina e que prende a lâmina, auxiliando na movimentação da mesma.

7) *Lentes objetivas*: são lentes que ampliam a imagem do objeto em diferentes magnitudes, dependendo do aumento da lente utilizada. O microscópio utilizado é composto por 4 lentes objetivas com aumentos de 2,5x, 6,3x, 16x e 40x acopladas ao revólver. A imagem coletada pela objetiva será ampliada de acordo com o aumento da lente e, posteriormente, com o aumento da ocular utilizada. Por exemplo: como as oculares do microscópio utilizado tem um aumento de 10x, a imagem final, utilizando-se a objetiva de 2,5x, possuirá um aumento de 25 vezes.

8) *Revólver*: peça que suporta as lentes objetivas de diferentes ampliações, podendo ser rotacionada para se alcançar o aumento desejado.

9) *Analizador (também polarizador superior)*: peça posicionada entre a objetiva e a ocular, orientado para que a sua direção de polarização seja perpendicular à do polarizador inferior (NARDY; MACHADO, 2009). Pode ser movido para dentro e

para fora do caminho da luz, estando assim os polarizadores cruzados ou descruzados. Com o analisador para fora (polarizadores descruzados) a imagem obtida será resultante da interação entre a luz polarizada na direção N-S (ou E-W) e o mineral, o que resultará em dois raios de luz perpendiculares incongruentes (que não interferem entre si). Nesta imagem podem-se obter características morfológicas (forma, relevo, relação com outros constituintes), além da cor do mineral, presença de pleocroísmo etc. Inserindo o analisador, os raios de luz perpendiculares incongruentes passam a vibrar em um único plano, E-W (podendo em alguns modelos ser N-S), interferindo um com o outro. Neste modo é possível visualizar grande parte das feições ópticas dos minerais, como birrefringência, ângulo de extinção, cor de interferência etc.

10) *Lente Amicci-Bertrand*: localizada abaixo da ocular, pode ser introduzida para se observar a figura de interferência, visualizada sob luz convergente.

11) *Placas comparadoras (calcita, quartzo ou mica)*: peça que pode ser inserida para determinar a birrefringência positiva ou negativa do mineral quando se observa a figura de interferência ou, avaliar o sinal de alongação.

12) *Par de lentes oculares*: são lentes que têm como função trazer a imagem ampliada pelas objetivas ao investigador, sendo ajustáveis individualmente quanto ao foco e a distância interpupilar. Além disso, uma das lentes possui dois fios reticulares perpendiculares entre si, facilitando a localização e posicionamento dos constituintes. O fio horizontal possui um micrômetro que possibilita a medição de tamanho dos constituintes.

13) *Parafusos macrômetro e micrômetro*: botões deslizantes que permitem o ajuste do foco, através da subida e descida da platina.

14) *Regulador da intensidade da luz*: botão deslizante que permite aumentar ou diminuir a intensidade da luz transmitida pelo iluminador.

A Figura 8 ilustra o microscópio utilizado nesse trabalho, indicando todos os componentes anteriormente descritos.

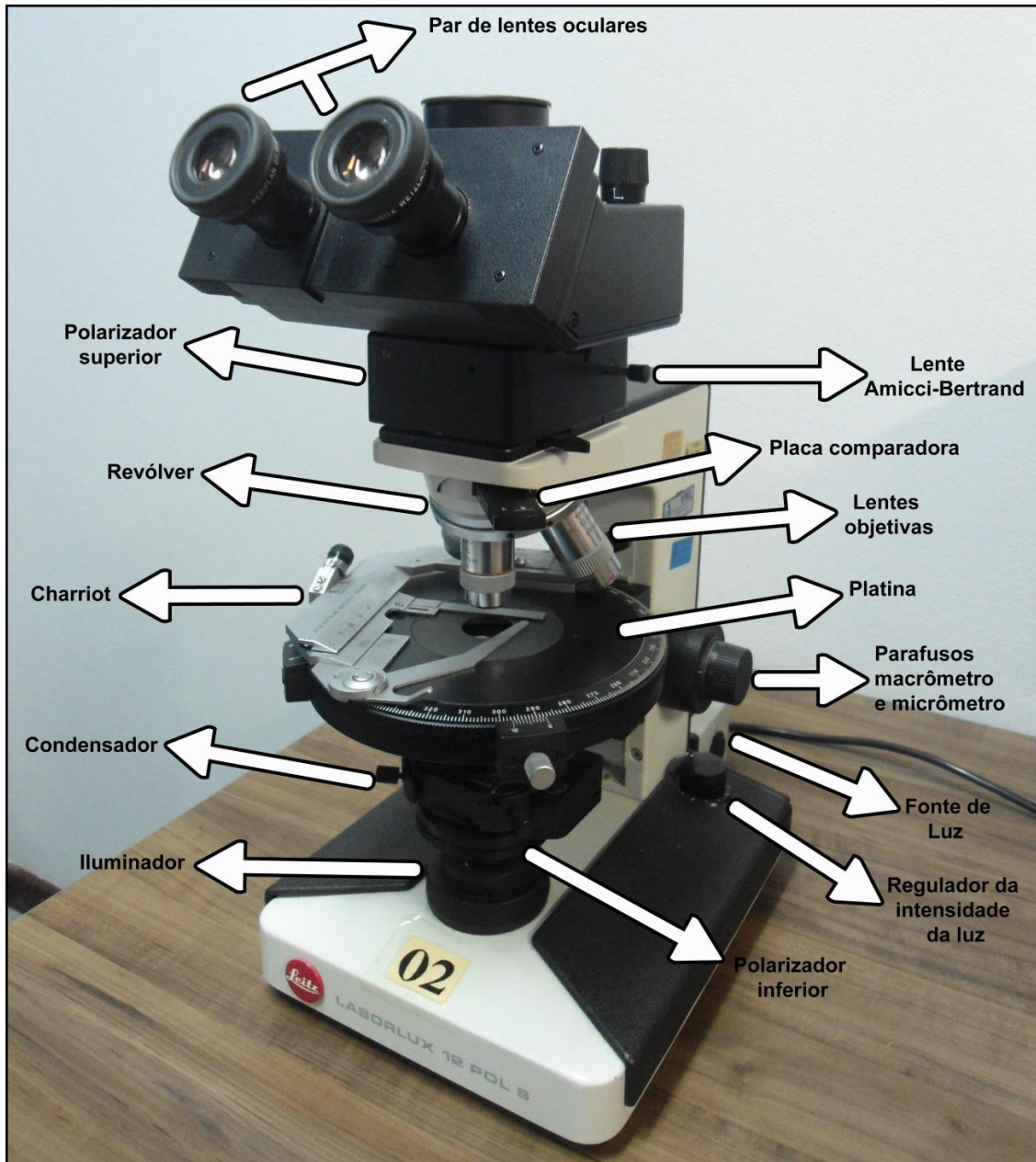


Figura 8. Foto do microscópio Leitz Laborlux 12 POL S utilizado no projeto e seus componentes básicos indicados. O polarizador superior não é visível na imagem, no entanto, tem a mesma aparência externa que a lente Amicci-Bertrand.

6.6 O Método de Quantificação

As 11 lâminas delgadas dos arenitos turbidíticos foram descritas no aplicativo PETROLEDGE® (DE ROS *et al.*, 2007), *software* que permite o armazenamento e processamento dos dados petrográficos. As descrições qualitativas e quantitativas das lâminas se deram da seguinte forma:

1) *Identificação da descrição*: o primeiro passo anterior à quantificação da lâmina é a sua identificação. Nesta etapa, dados como código de identificação da lâmina, nome da bacia, nome do afloramento, uso da descrição, entre outros, são inseridos. A Figura 9 ilustra esta etapa no programa PETROLEDGE®.

Lâmina #	Plug #	Prof. do topo (m)
TK-11A		0.0

Testemunho #	Caixa #	Prof. da base (m)
0		0.0

Observações importantes
Arenito muito grosso, arcóseo lítico, mal selecionado, com estrutura maciça. Presença de abundantes fragmentos de rocha plutônica, uma quantidade considerável de fragmentos calcários, além de chert e vulcânicos em menor quantidade. O espaço intergranular está preenchido por pseudomatrix lítica formada pela compactação de constituinte indiferenciado. Há substituição da pseudomatrix e dos constituintes primários por calcita ferrosa, bem como cimentação dos abundantes poros de fratura em grão. Porosidade nula.

Figura 9. Interface do *software* PETROLEDGE® onde é realizada a identificação da lâmina.

2) *Análise granulométrica*: nessa etapa, 100 grãos aleatórios e uniformemente distribuídos em quatro quadrantes da lâmina são medidos com auxílio do micrômetro presente no fio do retículo. As medidas dos eixos maior e menor foram inseridas em uma tabela no programa PETROLEDGE®, que gera automaticamente um histograma com a frequência de cada fração granulométrica, bem como a moda (fração que mais ocorre) da lâmina. A Figura 10 é um exemplo do resultado final de uma análise granulométrica.

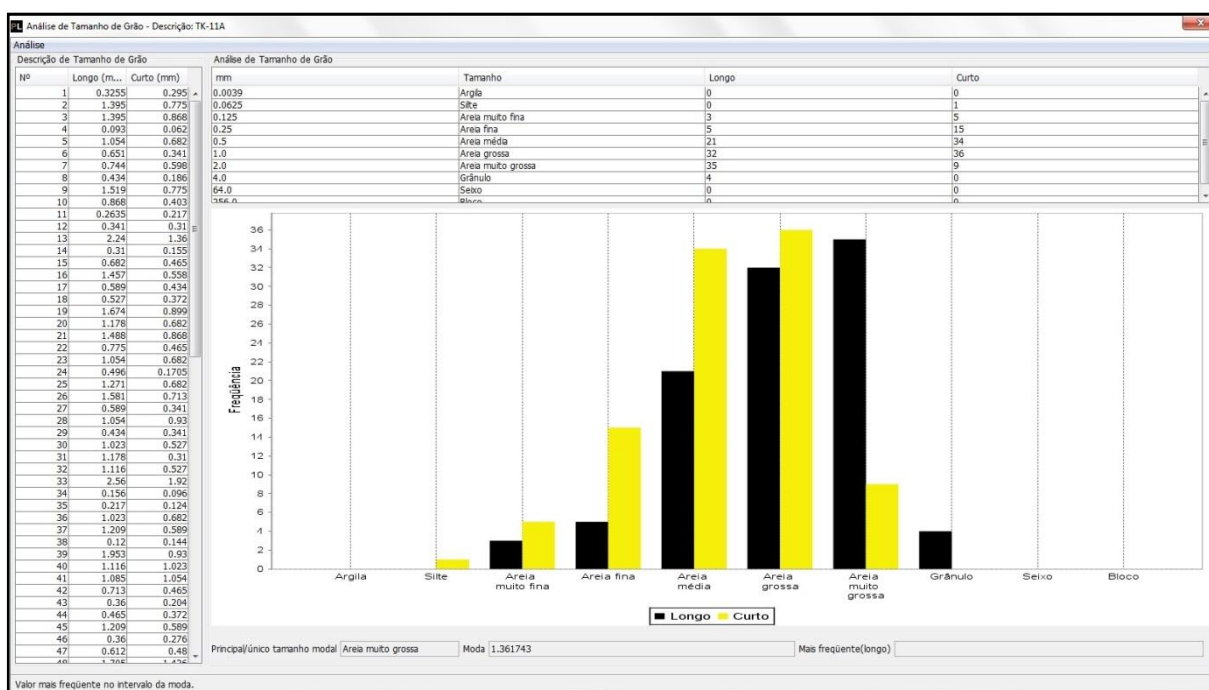


Figura 10. Imagem do gráfico resultante da análise granulométrica da lâmina TK-11A. Percebe-se o predomínio de grãos com granulometria mais grossa, evidenciada pela distribuição assimétrica. À esquerda, a tabela com os pontos medidos, e abaixo do gráfico o tamanho modal (granulometria mais frequente).

3) *Descrição Microscópica*: nessa etapa são inseridos dados acerca do tipo de estrutura visível em lâmina e dados texturais, como o intervalo granulométrico, moda granulométrica, graus de arredondamento e esfericidade, índice de empacotamento (estimado visualmente pelos tipos de contatos), tipos de contatos, suporte do arcabouço sedimentar etc. A Figura 11 ilustra o procedimento.

Figura 11. Tela onde é realizada a descrição microscópica da lâmina.

4) *Contagem de pontos*: Na quantificação composicional, 300 pontos, espaçados regularmente ao longo de travessas paralelas entre si e perpendiculares à estrutura da rocha foram analisados na lâmina e inseridos no programa. A quantificação ocorreu com o auxílio desse *grid*, no qual o constituinte quantificado (detrítico, diagenético ou um tipo de poro) é aquele localizado no cruzamento dos fios do retículo. O processamento desses dados diretamente pelo PETROLEDGE® fornece a porcentagem de cada constituinte presente, bem como a classificação da rocha (textural e composicional) e da área fonte. O programa contém um banco de dados com todos os constituintes possíveis, além de seus hábitos, forma de ocorrência, relação com os outros constituintes e características adicionais, como alterações. A Figura 12 ilustra a descrição quantitativa realizada para a lâmina TK-11A.

Identificação do Constituinte	Pontos	%	Quantidade No...	Observação
1 Quartzo detrítico monocristalino - Como grão monomineralico -	43	14.33		
2 Quartzo detrítico monocristalino - Em fragmento de rocha plutônica -	32	10.67		
3 Quartzo detrítico policristalino - Como grão monomineralico -	39	13.00		
4 Quartzo detrítico policristalino - Em fragmento de rocha plutônica -	1	0.33		
5 Ortocálcio detrítico - Como grão monomineralico -	13	4.33		
6 Ortocálcio detrítico - Em fragmento de rocha plutônica -	26	8.67		
7 Microclínio detrítico - Como grão monomineralico -	1	0.33		
8 Microclínio detrítico - Em fragmento de rocha plutônica -	4	1.33		
9 Plagioclásio detrítico - Como grão monomineralico -	13	4.33		
10 Plagioclásio detrítico - Em fragmento de rocha plutônica -	9	3.00		
11 Fragmento de argilito - Como fragmento de rocha sedimentar -	7	2.33		
12 Fragmento de siltito - Como fragmento de rocha sedimentar -	1	0.33		
13 Fragmento de calcário - Como fragmento de rocha sedimentar -	22	7.33		
14 Fragmento de chert - Como fragmento de rocha sedimentar -	12	4.00		
15 Fragmento de rocha vulcânica com textura afítica - Como fragmento de rocha vulcânica -	3	1.00		
16 Fragmento de rocha vulcânica com textura feibítica - Como fragmento de rocha vulcânica -	4	1.33		
17 Fragmento de rocha vulcânica com textura traquítica - Como fragmento de rocha vulcânica -	1	0.33		
18 Fragmento de meta-arenito - Como fragmento de rocha metamórfica -	2	0.67		
19 Fragmento de metavulcânica - Como fragmento de rocha metamórfica -	1	0.33		
20 Bióta - Como grão monomineralico -	1	0.33		
21 Muscovita - Em fragmento de rocha plutônica -	1	0.33		
22 Calcedônia detrítica - Como grão monomineralico -	3	1.00		
23 Rutílio - Como grão monomineralico -	1	0.33		
24 Bioclasto de foraminífero bentônico seriado - Como constituinte intrabacal -	1	0.33		
25 Bioclasto de coral - Como constituinte intrabacal -	1	0.33		
26 Pseudomafita ílica - Microcristalina - Intragranular preenchendo poro - - Compactação de <Constituinte primário> - Constituinte primário indiferenciado -	6	2.00		
27 Calcita ferosa - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte diagenético> - Pseudomafita ílica - Intragranular preenchendo poro -	3	1.00		
28 Calcita ferosa - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Constituinte primário indiferenciado -	1	0.33		
29 Calcita ferosa - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Fragmento de chert - Como fragmento de rocha sedimentar -	1	0.33		
30 Calcita ferosa - Mosaico fino - Intragranular preenchendo poro - - Em <poro> - Poro intergranular - Intersticial -	4	1.33		
31 Calcita ferosa - Mosaico grosso - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte diagenético> - Pseudomafita ílica - Intragranular preenchendo poro -	3	1.00		
32 Calcita ferosa - Mosaico grosso - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Quartzo detrítico policristalino - Como grão monomineralico -	2	0.67		
33 Calcita ferosa - Mosaico grosso - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Plagioclásio detrítico - Em fragmento de rocha plutônica -	2	0.67		
34 Calcita ferosa - Mosaico grosso - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Fragmento de argilito - Como fragmento de rocha sedimentar -	2	0.67		
35 Calcita ferosa - Macrocristalina - Intragranular preenchendo poro - - Em <poro> - Poro de fratura em grão - Arcabouço -	6	2.00		

Figura 12. Exemplo de análise quantitativa realizada no PETROLEDGE®.

6.6.1 Precisão da técnica

O número de 300 pontos por lâmina, definido para a contagem modal, foi determinado por Galehouse (1971), como ilustrado no seguinte gráfico (Fig. 13):

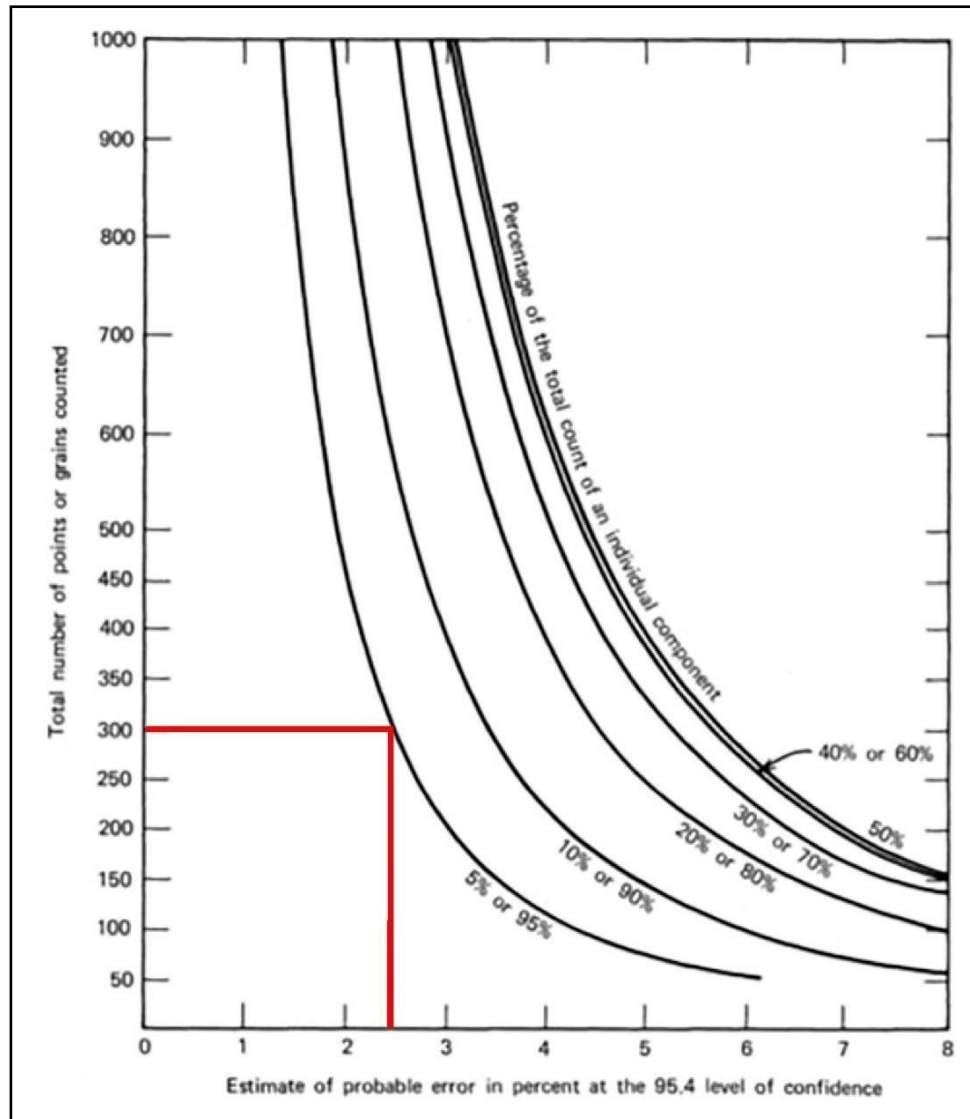


Figura 13. Diagrama elucidando o número de pontos ou grãos contados vs. o provável erro em porcentagem, num nível de confiança de 95.4 %. Fonte: adaptado de Galehouse (1971).

Percebe-se que acima de 300 pontos o percentual do provável erro diminui discretamente, enquanto que abaixo disso o valor aumenta rapidamente. Assim, o número de 300 pontos corresponde a um mínimo necessário para ter validade estatística (com margem de erro aceitável) num menor tempo gasto.

6.7 Captação de imagens no MEV pelo método de elétrons secundários

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) é um tipo de microscópio eletrônico que produz imagens de uma amostra através da interação de um feixe de elétrons de alta energia com a matéria, desenvolvido principalmente para suprir as limitações dos microscópios ópticos. Os elétrons interagem com os átomos da amostra, produzindo vários sinais, que podem ser detectados e que contém informações sobre a morfologia externa, composição química etc. Nas análises de MEV, a técnica aplicada foi a captação de imagens por elétrons secundários.

Neste método, por meio da interação do feixe de elétrons emitidos sobre a amostra, elétrons secundários são dissipados, permitindo a captação da morfologia da amostra. As imagens obtidas permitem observar em detalhe (neste trabalho, sob um aumento de 75 a 2200x) a inter-relação entre os constituintes primários (ou detríticos), diagenéticos e a porosidade.

Para a captação das imagens foram selecionadas 3 amostras, seguindo como critério valores de porosidade petrográfica contrastantes com os valores de porosidade aparente. Para o preparo das amostras utilizadas no imageamento foram retirados pequenos fragmentos das rochas (< 1 cm²), posteriormente posicionados sobre um *stub*, onde se utilizou uma fita adesiva de carbono condutora para fixar as amostras (Fig. 14). O último procedimento de preparação das amostras consistiu em recobri-las com uma película de ouro (processo realizado numa metalizadora modelo Denton Vacuum), tornando a sua superfície condutora e pronta para ser imageada no MEV.



Figura 14. Exemplo de amostra preparada para o imageamento no MEV, medindo menos de 1 cm.

7. RESULTADOS

7.1 Trabalho de Campo

A seguir são apresentadas breves descrições dos afloramentos das diferentes porções dos Leques Leste e Oeste. Foram adicionadas as fotografias de campo, croquis de alguns pontos, a seção colunar levantada no ponto TK-15, além das descrições macroscópicas das amostras de rocha (à exceção da amostra TK-35A, enviada a um laboratório para realização de um teste não incluso nesse trabalho), realizadas em laboratório e suas fotografias.

7.1.1 Leque Leste

Porção distal

Nessa porção do leque predominam os *TBT's* (*Thin Bedded Turbidites* – Turbiditos finos e acamadados), sucessão de camadas turbidíticas pouco espessas intercaladas a folhelhos, com baixa razão areia/lama. Conseqüentemente, o potencial de reservatório dos arenitos é reduzido, se comparado às porções média e proximal. A Figura 15 ilustra o afloramento do ponto TK-11 (UTM: 36 S; 0723979 mE; 4137099 mN) com *TBT's* intercalados com uma camada mais espessa de arenito, que grada de granulometria areia grossa na base à silte no topo, com marcas onduladas no topo e grandes intraclastos lamosos no meio. Neste ponto foram coletadas amostras da base (TK-11A), do meio (TK-11B) e do topo (TK-11C) da camada.

Macroscopicamente são arenitos médios, moderado (base da camada) a mal selecionados (no meio da camada, onde há intraclastos lamosos), maciços, de cor cinza claro. Os grãos são sub-arredondados e de esfericidade média (à exceção dos intraclastos lamosos) (Fig. 16). O arcabouço é composto de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, fragmentos plutônicos e vulcânicos, biotita e intraclastos lamosos. Comumente ocorre pirita ao redor dos grãos.

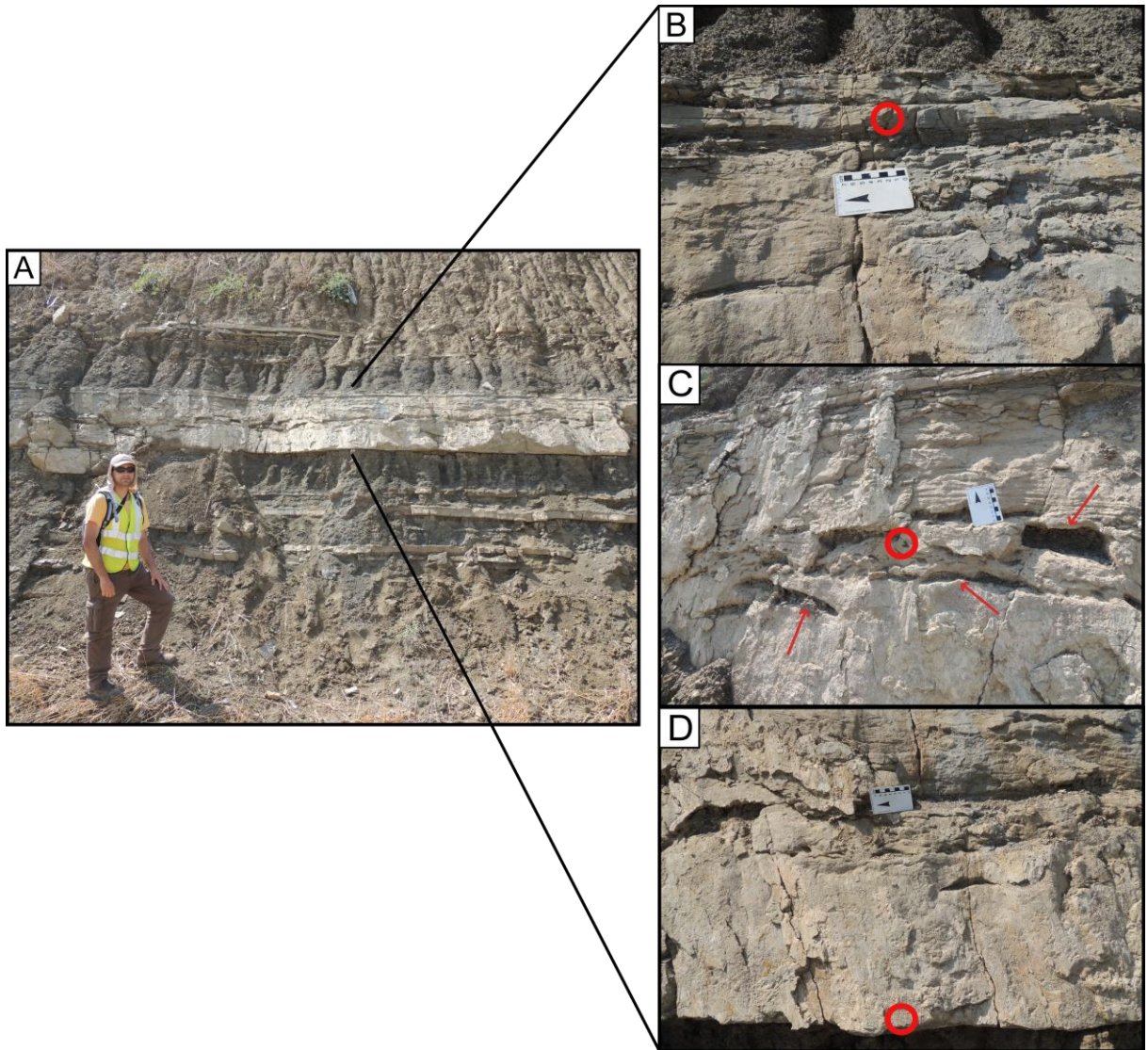


Figura 15. A) Visão geral do afloramento (ponto TK-11). **B)** Topo da camada, com marcas onduladas (amostra TK-11C). **C)** Intraclastos lamosos (setas) no meio da camada (amostra TK-11B). **D)** Detalhe da camada, amostrada na base (amostra TK-11A). Os círculos vermelhos indicam os locais de amostragem.

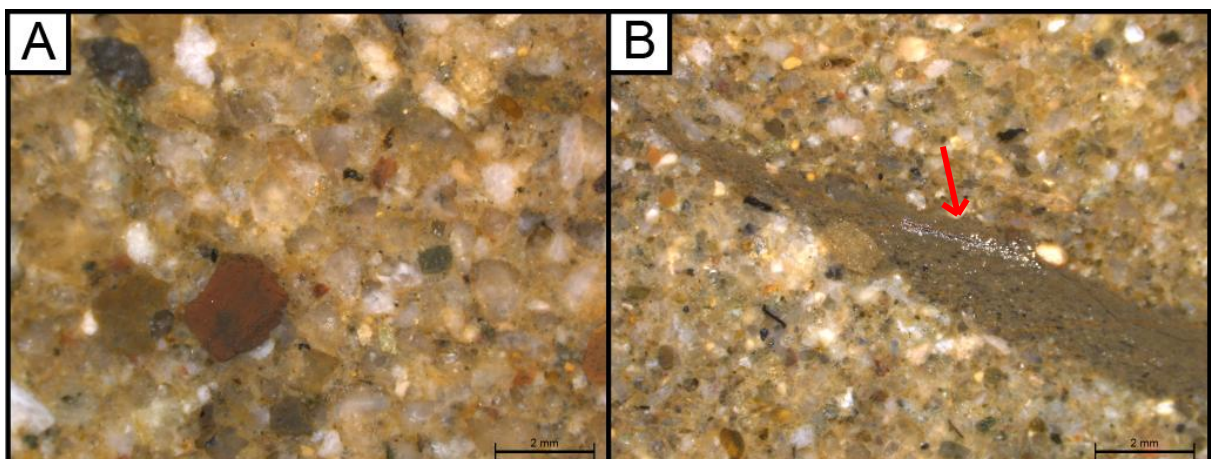


Figura 16. A) Aspecto geral da amostra TK-11A em lupa. **B)** Intraclasto lamoso (seta). Amostra TK-11B.

No topo da camada ocorre um lamito de cor cinza, laminado e bioturbado (Fig. 17). Composicionalmente possui quartzo, micas e fragmentos carbonosos.

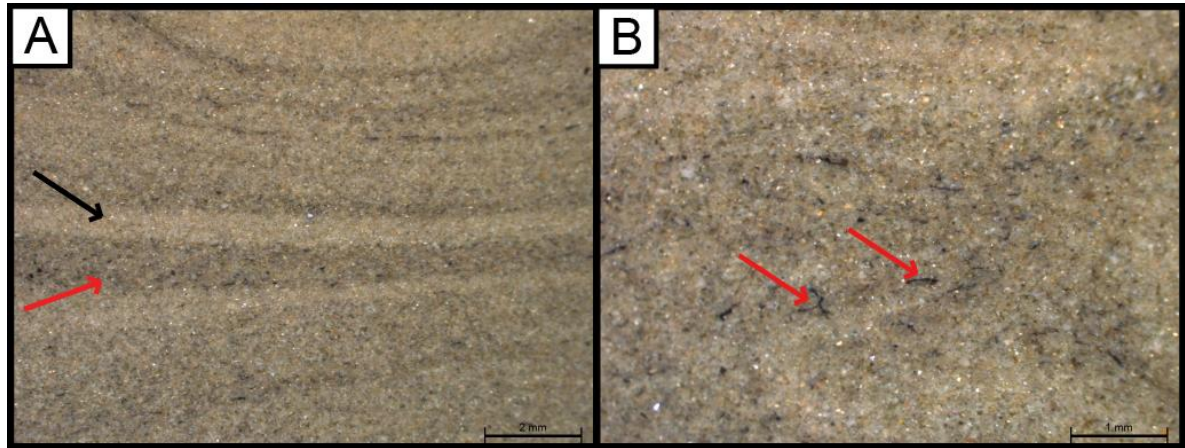


Figura 17. A) Laminação marcada por níveis de diferente composição e granulometria (setas). **B)** Porção rica em fragmentos carbonosos (setas). Amostra TK-11C.

Em outro afloramento da porção distal, referente ao ponto TK-12 (UTM: 36 S; 0723783 mE; 4137796 mN), também foram observados os *TBT's* com camadas de arenito variando de poucos cm a no máximo dm de espessura, com predomínio de folhelhos sobre arenitos (Fig. 18).

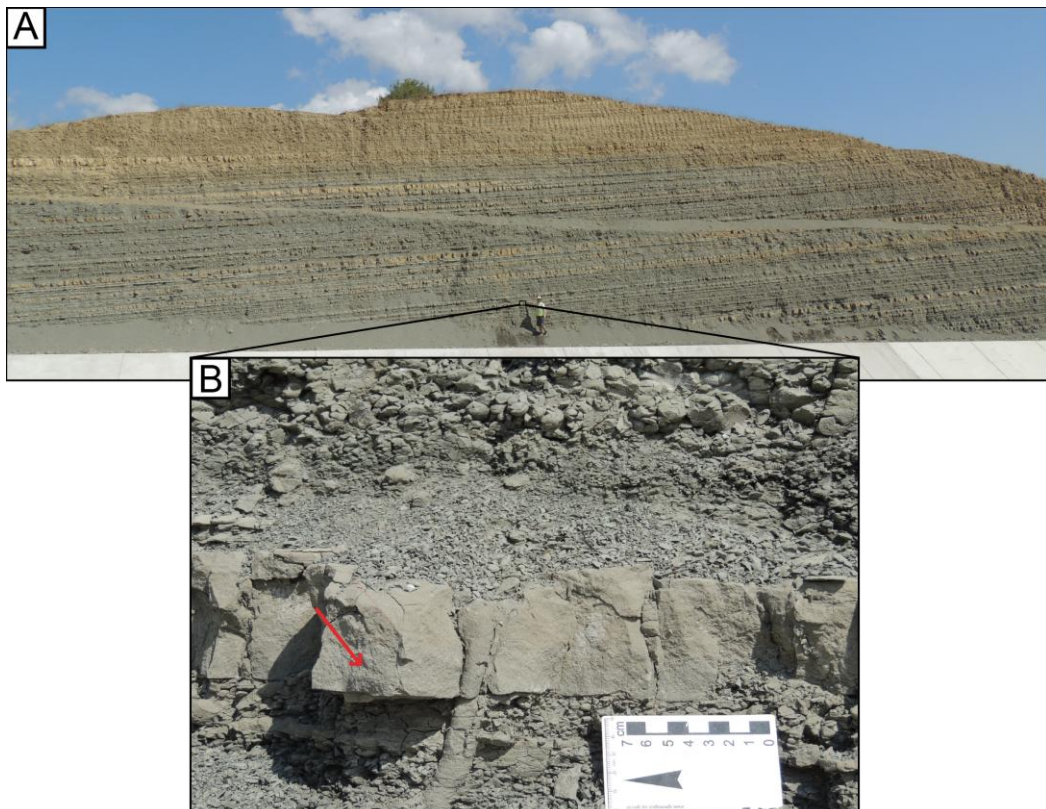


Figura 18. A) Visão geral do afloramento (ponto TK-12). **B)** Detalhe da camada amostrada, indicada pela seta (amostra TK-12A) .

Macroscopicamente a amostra TK-12A é um arenito fino, moderadamente selecionado, com estratificação paralela (Fig. 19 A), de cor cinza. Os grãos são subangulares a angulares, de esfericidade média. Possui uma grande quantidade de micas e fragmentos carbonosos, majoritariamente orientados segundo o plano de estratificação. Os fragmentos carbonosos estão parcialmente substituídos por pirita (Fig. 19 B); ocorrem também alguns bioclastos (Fig. 19 C) e micas expandidas (Fig. 19 D). O arcabouço é composto por quartzo, K-feldspato, biotita, bioclastos, fragmentos carbonosos (parcialmente substituídos por pirita framboidal) e intraclastos lamosos.

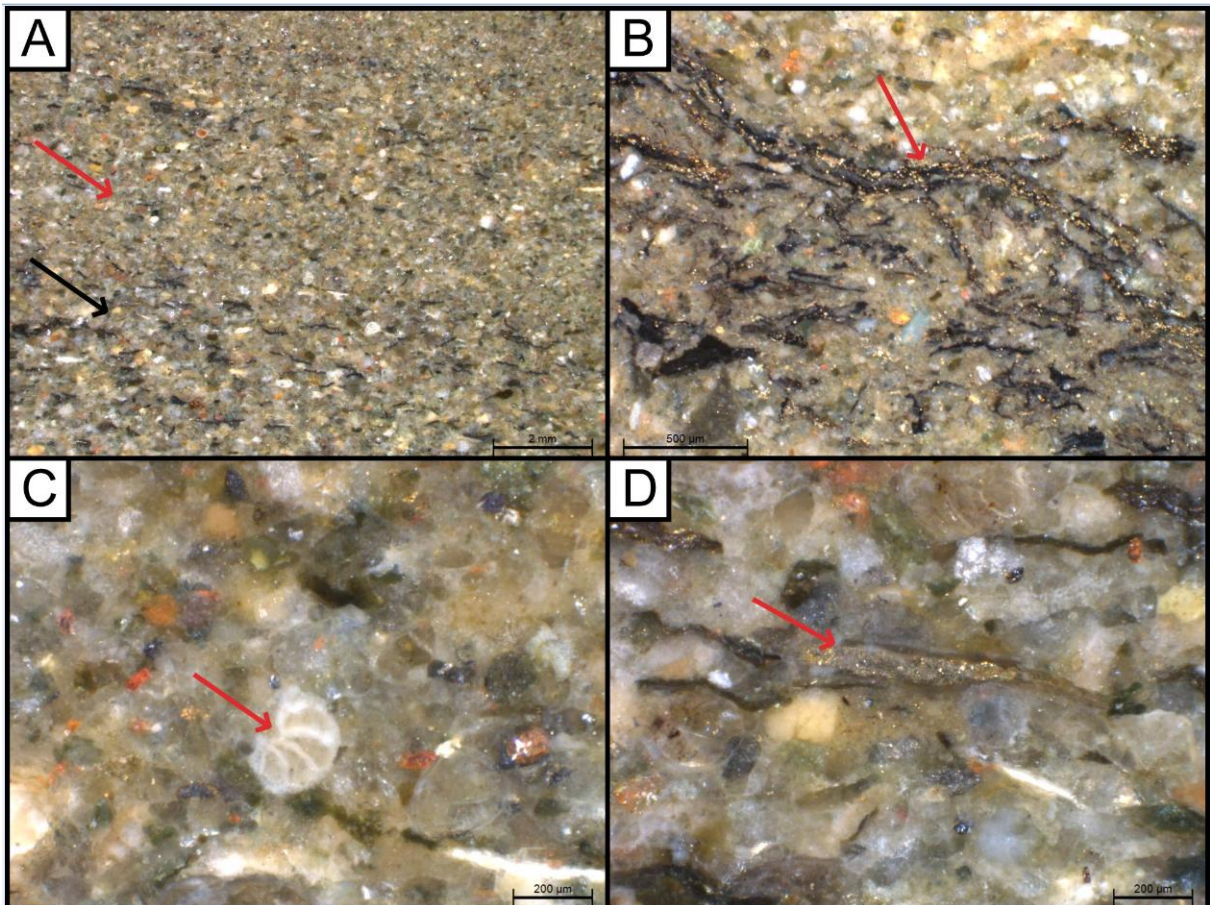


Figura 19. **A)** Estratificação paralela marcada por níveis de diferente composição e granulometria. O nível inferior (seta preta) possui mais fragmentos carbonosos, biotitas e bioclastos. **B)** Fragmentos carbonosos substituídos por pirita (seta). **C)** Bioclasto de foraminífero planctônico (seta). **D)** Mica expandida (seta).

Porção média

Nesta porção do leque ocorrem corpos arenosos mais espessos e de granulometria mais grossa, constituindo potenciais reservatórios de petróleo (em escala de afloramento), com folhelhos subordinados (Fig. 20). No ponto TK-15 (UTM: 36 S; 0715241 mE; 4144011 mN) foi amostrado um corpo arenoso espesso e contínuo, composto por 3 camadas de arenitos amalgamados.

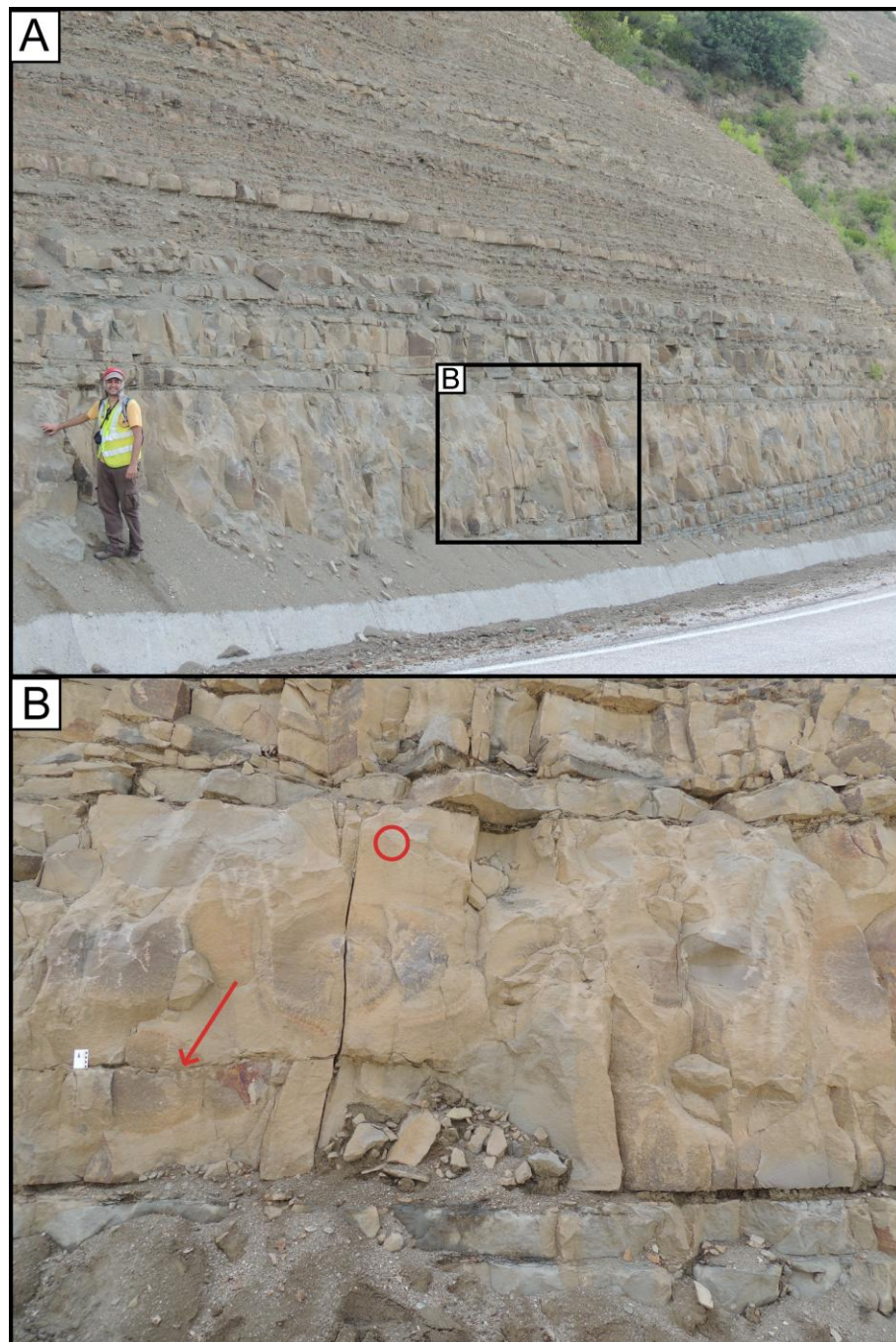


Figura 20. **A)** Visão geral do afloramento amostrado; detalhe refere-se à figura 20 B. **B)** Detalhe do corpo arenoso amostrado (amostra TK-15B). A seta vermelha indica uma superfície de amalgamação rica em intraclastos argilosos. O círculo vermelho indica o local da amostragem.

A amostra coletada é um arenito fino, moderadamente selecionado, maciço, de cor bege (Fig. 21 A). Os grãos são subangulares a subarredondados, de esfericidade média. A composição do arcabouço inclui quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, fragmentos vulcânicos e opacos, comumente concentrados em níveis (Fig. 21 B).

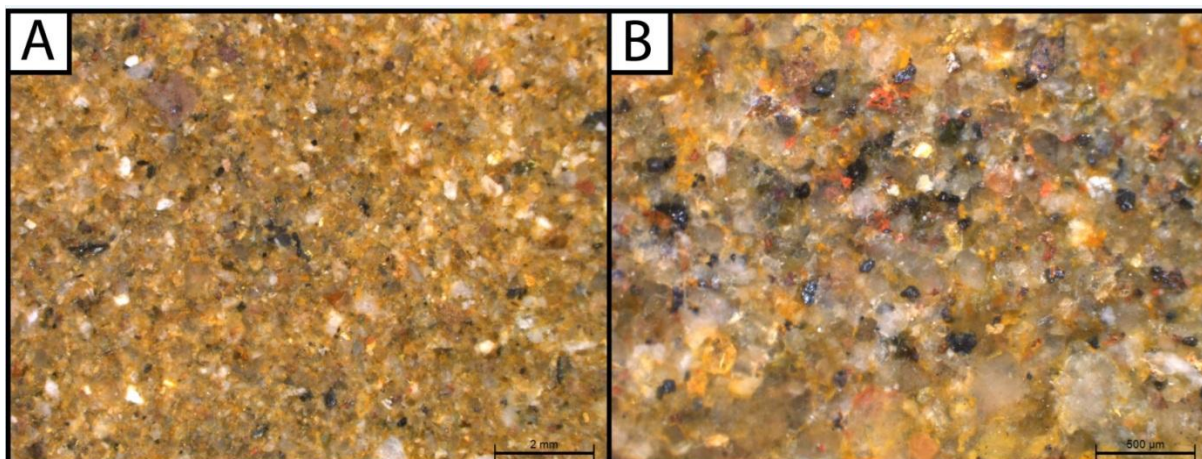


Figura 21. A) Aspecto geral da amostra TK-15B em lupa. **B)** Porção rica em minerais opacos (pretos).

Neste ponto foi realizado o levantamento de uma seção colunar, referente ao intervalo de coleta da amostra TK-15B (*vide* Fig. 20 A). A Figura 22 ilustra a seção colunar levantada.

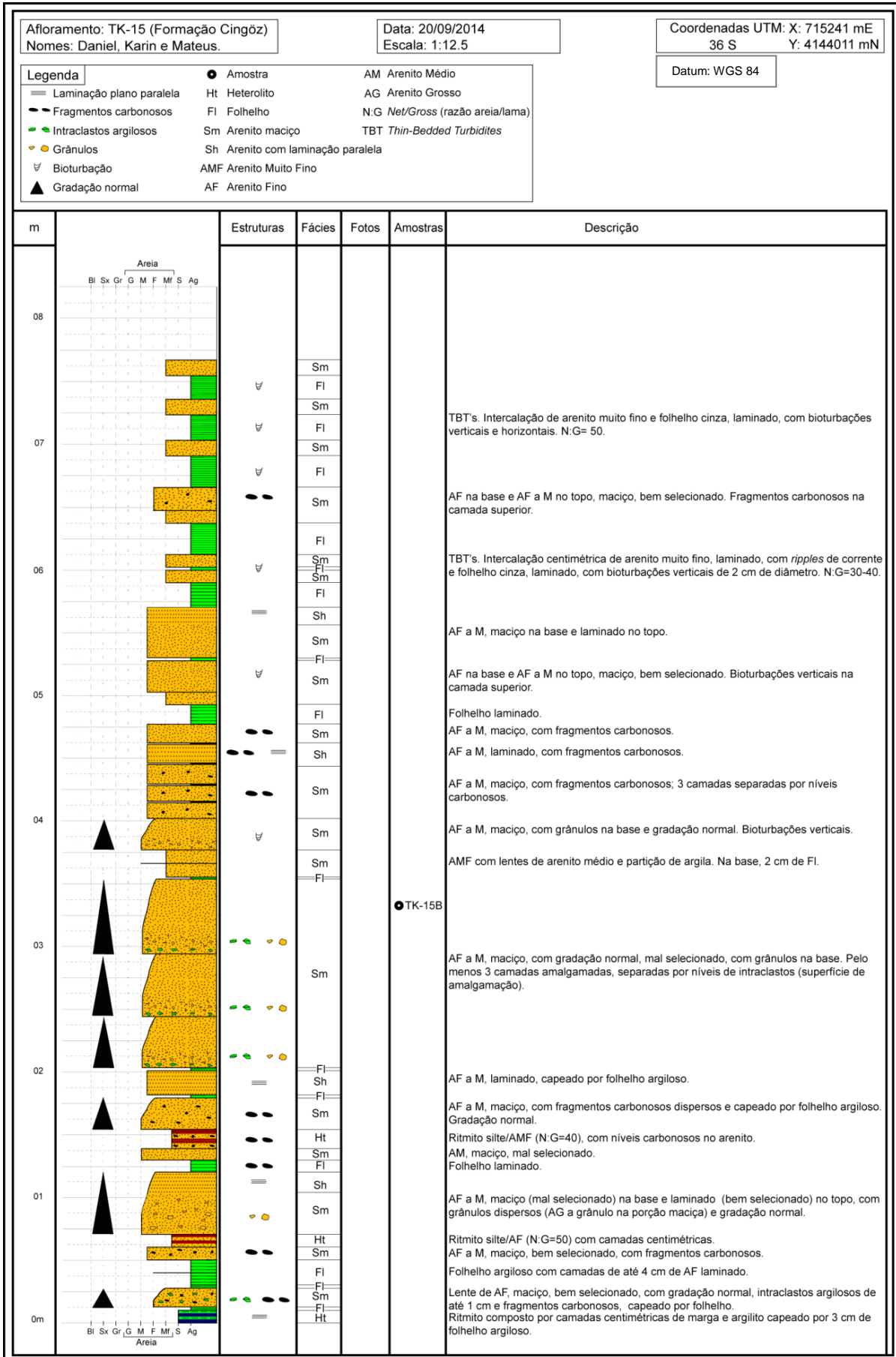


Figura 22. Seção colunar levantada no ponto TK-15.

Porção proximal

Nesta porção do leque foi descrito e amostrado um afloramento referente a um canal alimentador do leque submarino, caracteristicamente composto por espessas sucessões de arenitos de granulometria mais grossa. A Figura 23 ilustra de forma esquemática as espessas sucessões arenosas típicas de canais alimentadores proximais.

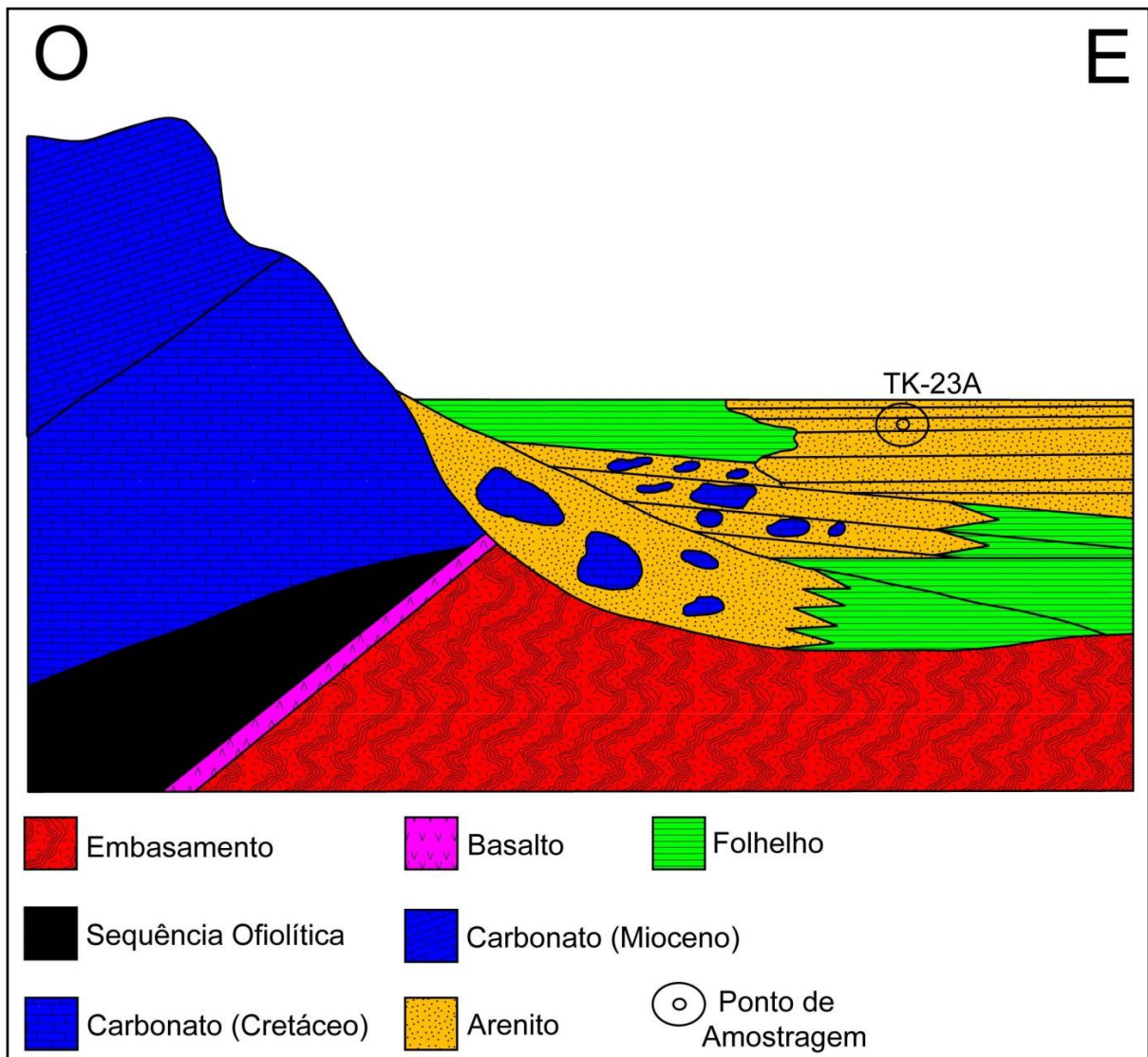


Figura 23. Croqui da área do ponto TK-23. É possível ver a ocorrência de espessas sucessões arenosas referentes aos canais alimentadores proximais.

Na Figura 24 é possível ver o predomínio de arenitos, variando desde camadas centimétricas até decimétricas.

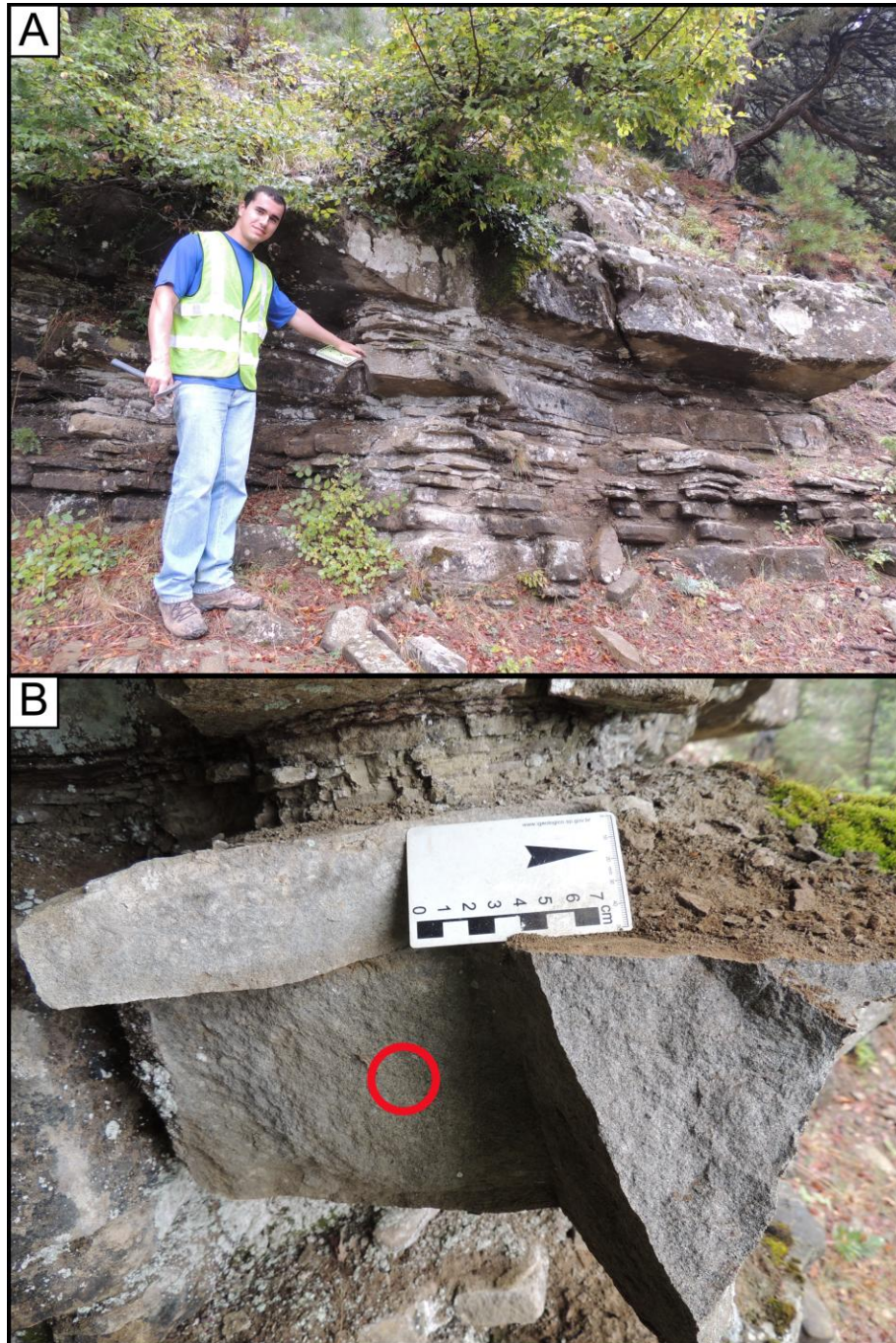


Figura 24. A) Visão geral do ponto TK-23 (UTM: 36 S; 0706867 mE; 4149141 mN) (mão na camada amostrada). **B)** Detalhe da camada amostrada.

A amostra TK-23A consiste em um arenito médio, bem selecionado, maciço, de cor cinza. Possui grãos subangulares e de esfericidade média (Fig. 25), compostos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, fragmentos vulcânicos, plutônicos e sedimentares, e bioclastos.



Figura 25. Aspecto geral da amostra TK-23A em lupa.

7.1.2 Leque Oeste

Porção média

A porção média do leque oeste possui os corpos arenosos mais espessos dentre os afloramentos descritos. No ponto TK-25 (UTM: 36S; 0700062 mE; 4137960 mN) foi amostrado um arenito maciço, que atinge 3.2 m de espessura e é composto por 3 superfícies de amalgamação (Fig. 26).

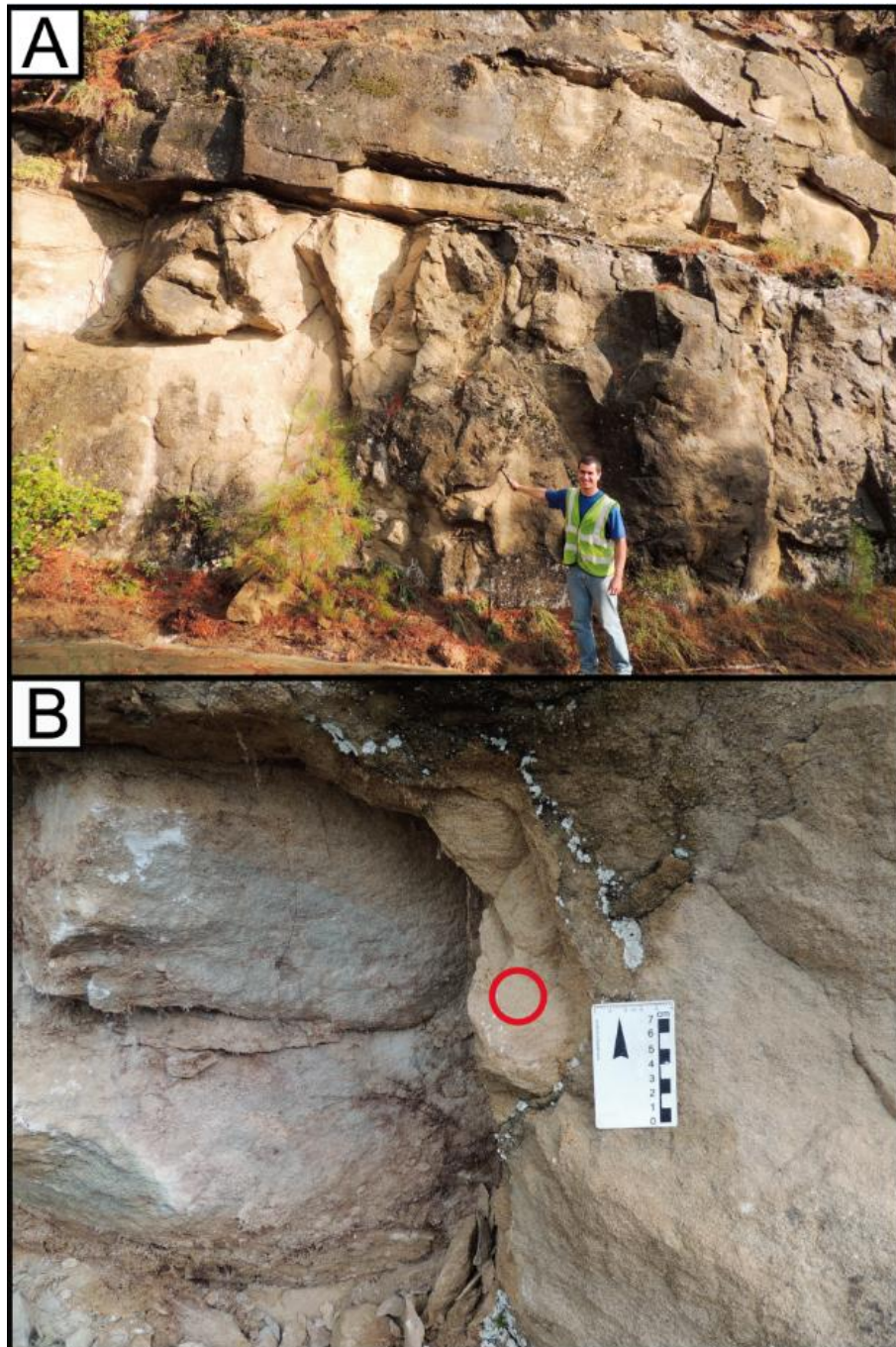


Figura 26. A) Visão geral do afloramento do ponto TK-25. B) Detalhe da camada amostrada – base do corpo arenoso (amostra TK-25A). O círculo vermelho indica o local da amostragem.

A amostra coletada é um arenito médio, mal selecionado, maciço, de cor cinza (Fig. 27 A). Possui grãos subarredondados e de esfericidade média, compostos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, muscovita, fragmentos vulcânicos, sedimentares (arenito) e plutônicos, bioclastos (foraminíferos e fragmentos de coral; Fig. 27 B e C), e intraclastos lamosos (Fig. 27 D).

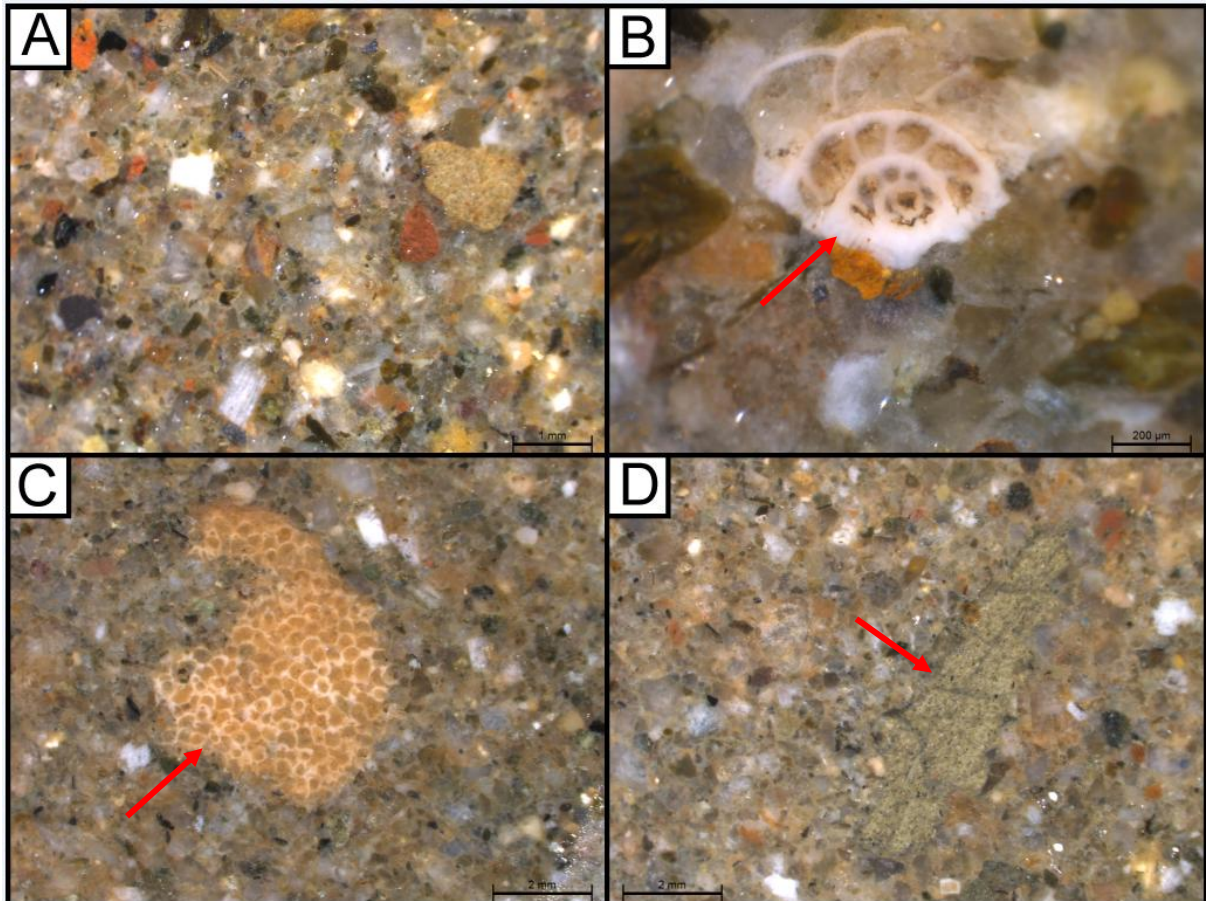


Figura 27. **A)** Aspecto geral da amostra TK-25 em lupa. **B)** Bioclasto de foraminífero. **C)** Bioclasto de coral. **D)** Intraclasto lamoso.

Ainda na porção média, os afloramentos dos pontos TK-34 (UTM: 36 S; 0693542 mE; 4136933 mN) e TK-36 (UTM: 36 S; 0693433 mE; 4136531 mN) apresentam sucessões de arenitos de cerca de 1 m de espessura, separados por finas camadas de folhelhos (Figs. 28 e 29).

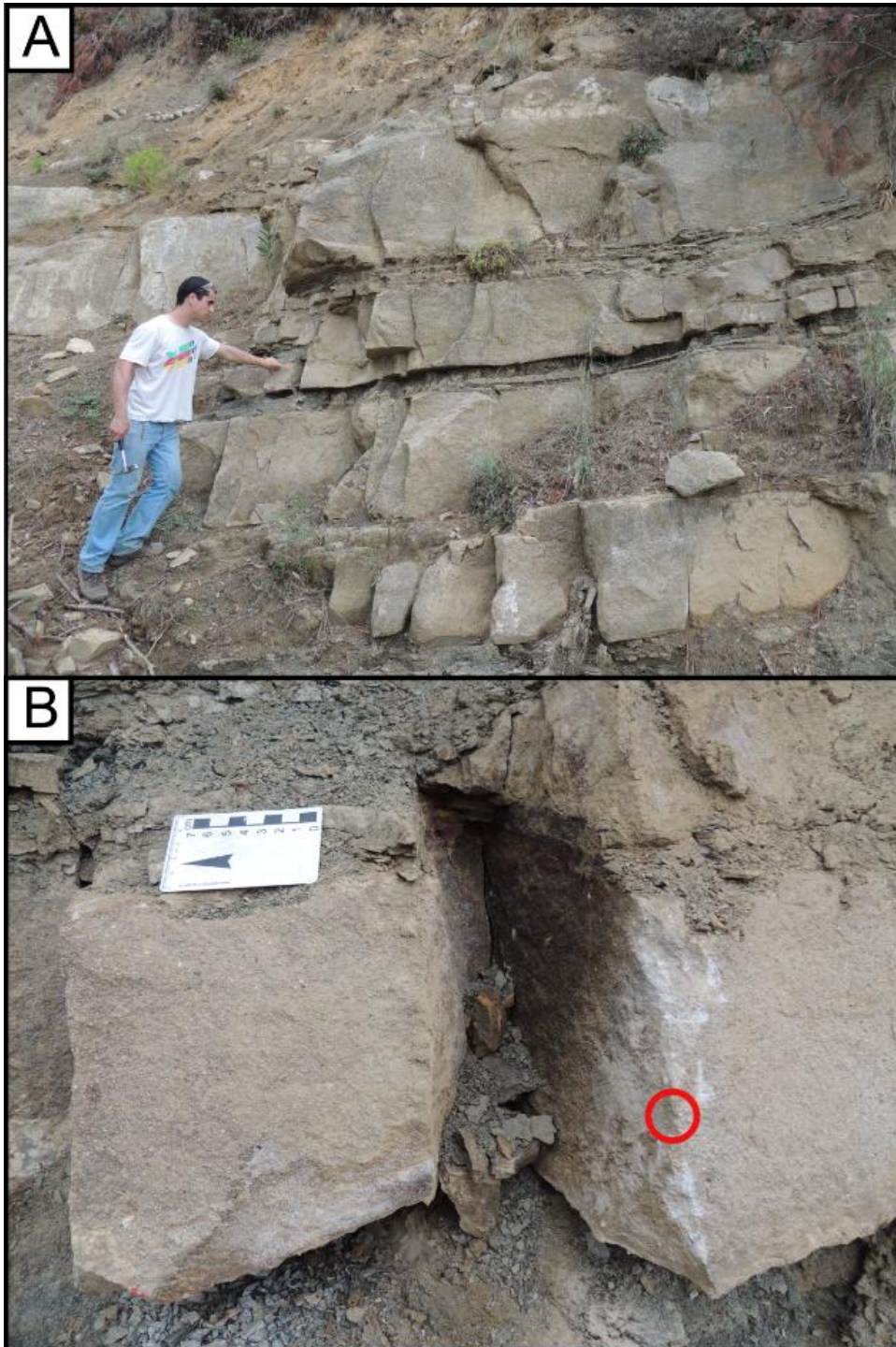


Figura 28. A) Visão geral do afloramento do ponto TK-34 (mão indicando camada amostrada). B) Detalhe da camada amostrada (amostra TK-34A). O círculo vermelho indica o local da amostragem.

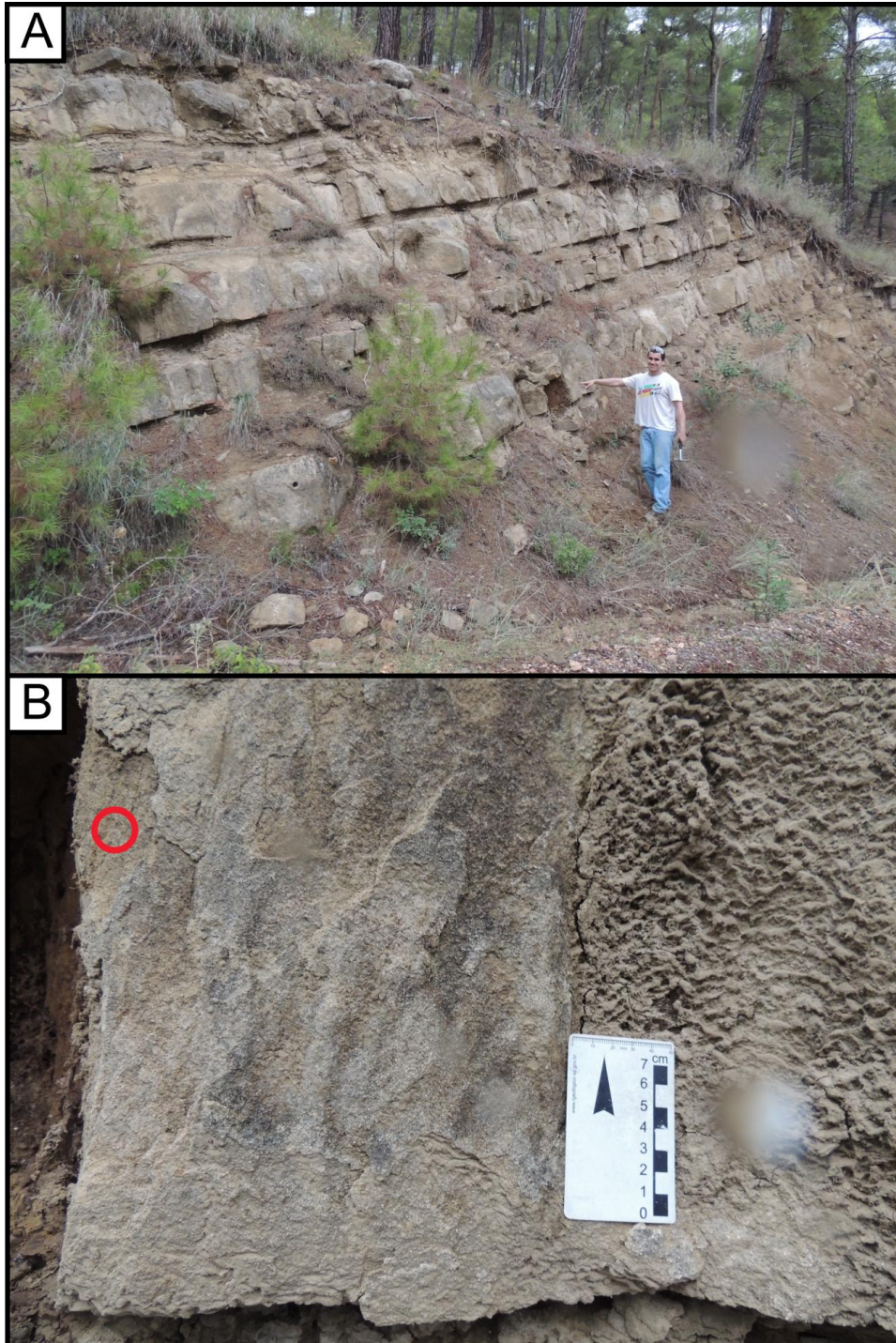


Figura 29. A) Visão geral do afloramento do ponto TK-36. **B)** Detalhe da camada amostrada (amostra TK-36A). O círculo vermelho indica o local da amostragem.

Macroscopicamente a amostra TK-34A é um arenito fino, moderadamente selecionado, com gradação inversa e marcas de ferramenta na base, de cor cinza claro. Possui grãos subarredondados e de esfericidade média (Fig. 30), compostos por quartzo, K-feldspato, biotita, fragmentos vulcânicos e sedimentares.

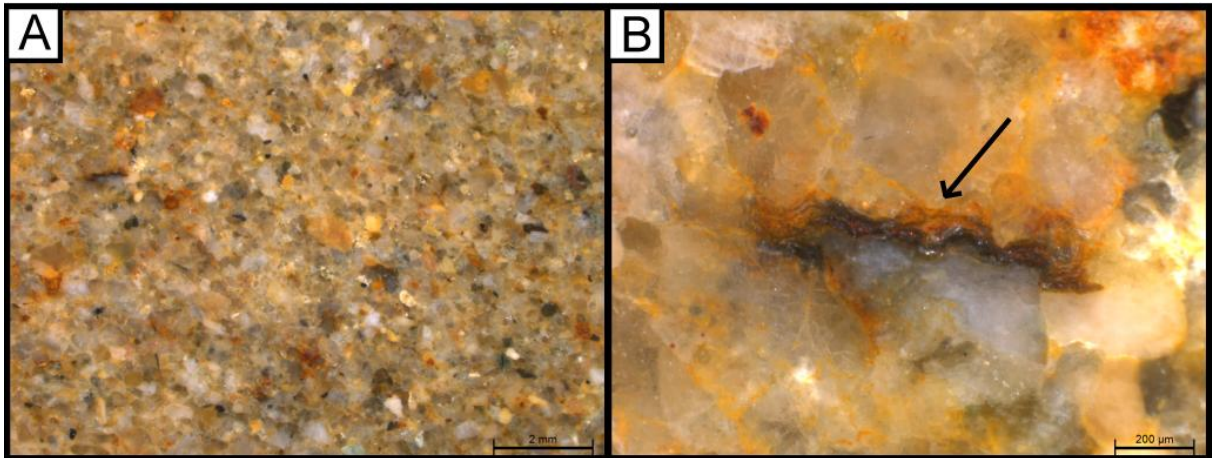


Figura 30. A) Aspecto geral da amostra TK-34A em lupa. B) Biotita oxidada e esmagada.

Já a amostra TK-36A consiste num arenito médio, bem selecionado, maciço, de cor cinza amarelado. Possui grãos subarredondados a subangulares e de esfericidade média (Fig. 31). Composicionalmente possui quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita.



Figura 31. Aspecto geral da amostra TK-36A em lupa.

Porção proximal

Nesta porção do leque oeste ocorrem arenitos e conglomerados ricos em bioclastos, separados por finas camadas de folhelho e marga.

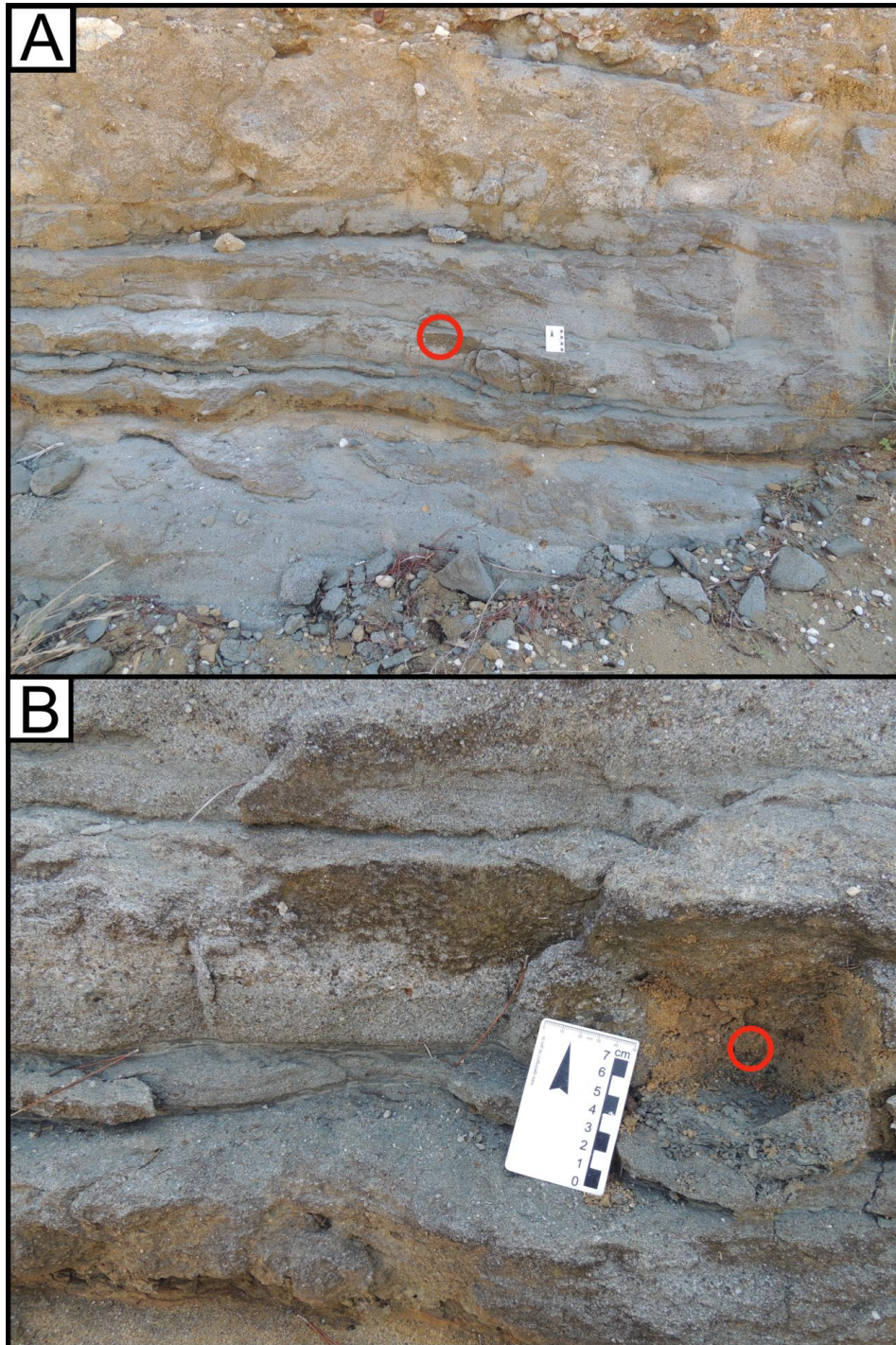


Figura 32. A) Visão geral do afloramento do ponto TK-26A (UTM: 36S; 0683338 mE; 4134037 mN) (círculo vermelho indicando a camada). **B)** Detalhe da camada amostrada (amostra TK-26A). O círculo vermelho indica o local da amostragem.

A amostra TK-26A consiste num arenito médio, mal selecionado, com estratificação cruzada (Fig. 33 A), de cor cinza. A estratificação é marcada pela variação granulométrica (Fig. 33 B). Possui grãos subarredondados e de esfericidade média. Composicionalmente possui quartzo, K-feldspato, muscovita, biotita, fragmentos vulcânicos e metamórficos.

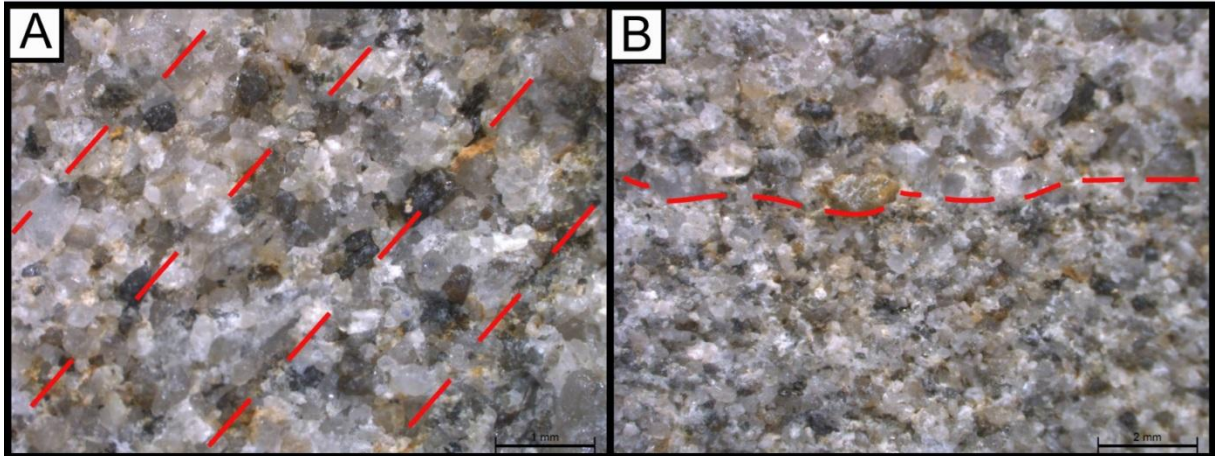


Figura 33. A) Estratificação cruzada da amostra TK-26A em lupa. **B)** Diferença granulométrica marcando a estratificação.

7.2 Porosidade Aparente

Através da pesagem das amostras após a realização dos procedimentos de secagem e saturação descritos na metodologia foi possível calcular a porosidade aparente em porcentagem. A Tabela 1 contém os dados coletados para as amostras estudadas. Foram analisadas um total de 10 amostras, onde a porosidade aparente varia entre 2,66 % e 12,26 %, com uma média de 6,31 %.

Tabela 1. Dados referentes às análises de porosidade aparente dos arenitos turbidíticos.

Amostra	Massa seca (A) (g)	Massa saturada (B) (g)	Massa imersa (C) (g)	B-A (g)
TK-11A	846,01	866,43	511,37	20,42
TK-11B	1195,59	1233,52	518,45	37,93
TK-11C	199,97	209,22	123,46	9,25
TK-12A	1001,71	1034,73	620,96	33,02
TK-15B	318,07	330,70	196,08	12,63
TK-23A	680,38	689,62	418,05	9,24
TK-25A	939,98	949,78	581,38	9,80
TK-26A	695,96	721,67	419,82	25,71
TK-34A	452,15	461,38	280,05	9,23
TK-36A	878,12	926,67	530,98	48,55
B-C Volume (g/cm ³)	Massa específica aparente seca (g/cm ³)	Massa específica aparente saturada (g/cm ³)	Absorção de água aparente (%)	Porosidade aparente (%)
355,06	2,38	2,44	2,41	5,75
715,07	1,67	1,72	3,17	5,30
85,76	2,33	2,43	4,62	2,78
413,77	2,42	2,50	3,29	7,98
134,62	2,36	2,45	3,97	9,38
271,57	2,50	2,53	1,35	3,40
368,4	2,55	2,57	1,04	2,66
301,85	2,30	2,39	3,69	8,51
181,33	2,49	2,54	2,04	5,09
395,69	2,21	2,34	5,52	12,26

7.3 Petrografia

Foram quantificadas um total de onze lâminas petrográficas, referentes às diferentes porções dos Leques Leste e Oeste, que constituem a Formação Cingöz (Fig. 34). Uma tabela Excel com todas as descrições quantitativas, bem como as descrições completas de cada lâmina junto de suas fotomicrografias, em formato PDF, estão no CD-ROM como apêndice desse trabalho.

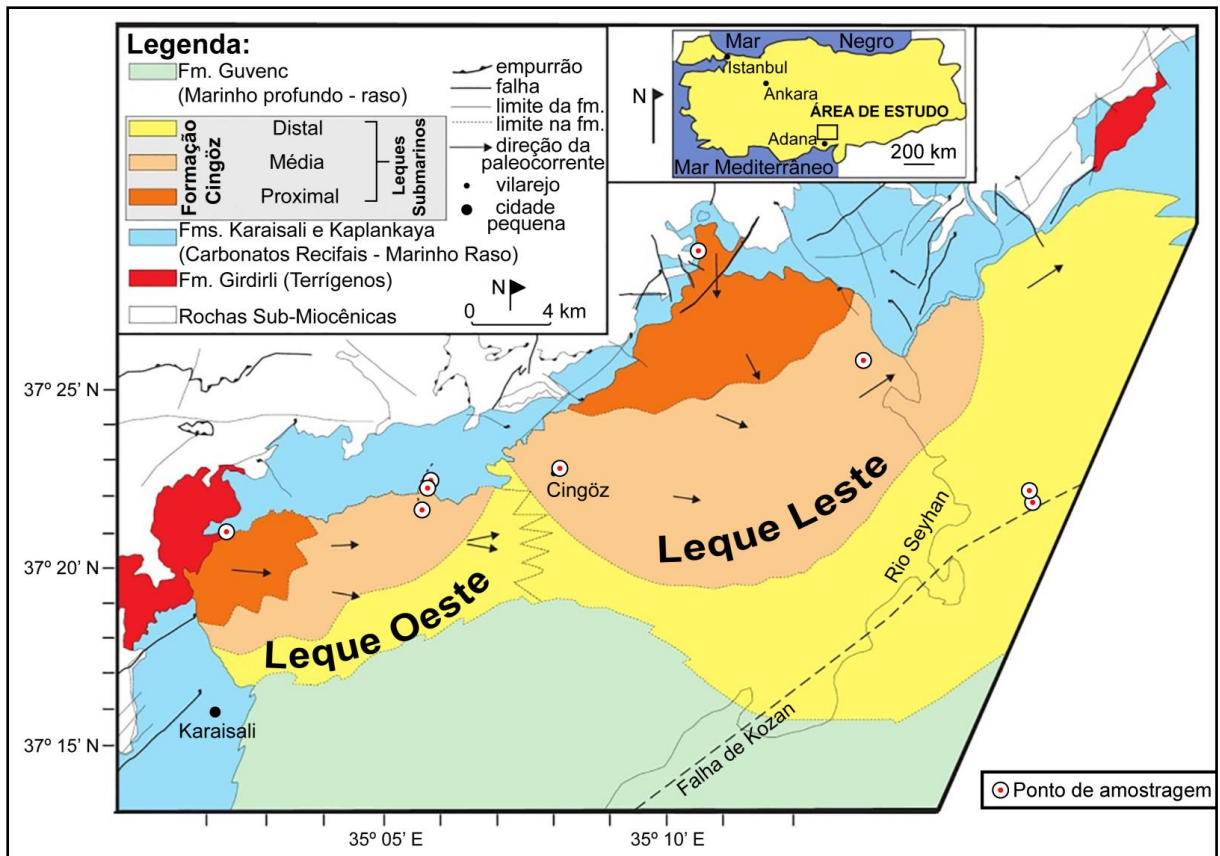


Figura 34. Mapa geológico da Formação Cingöz, com os pontos de amostragem identificados. O ponto localizado no vilarejo de Cingöz, no Leque Leste (TK-25), na verdade pertence ao Leque Oeste (dado recente não publicado). Fonte: adaptado de Satur *et al.* (2007).

7.3.1 Estruturas, textura e fábrica

A maior parte das amostras estudadas apresenta estrutura deposicional maciça, resultando num arcabouço onde os grãos estão dispostos caoticamente (Fig. 35 A). Aquelas onde se observou um tipo de estrutura diferente, como estratificação paralela, estratificação cruzada e laminação paralela (Fig. 35 B, C e D) possuem grãos com orientação paralela ou sub-paralela.

Em todas as amostras analisadas, o suporte do arcabouço é feito pelos grãos.

O empacotamento é predominantemente normal, com contatos pontuais e longos. Apesar destes tipos de contatos granulares normalmente indicarem uma compactação mecânica não muito acentuada, em certas amostras essa estimativa não é válida devido à abundância de grãos dúcteis, visto que a presença de pseudomatriz indica uma alta taxa de compactação.

Texturalmente predominam arenitos de granulometria média, mal selecionados (Fig. 35 E), ocorrendo também arenitos muito grossos, arenitos finos e siltitos. Os arenitos finos (Fig. 35 F) e siltitos são os únicos que possuem uma boa seleção granulométrica. O grau de arredondamento dos grãos varia de angular a sub-arredondado, predominando o último, e a esfericidade é média.

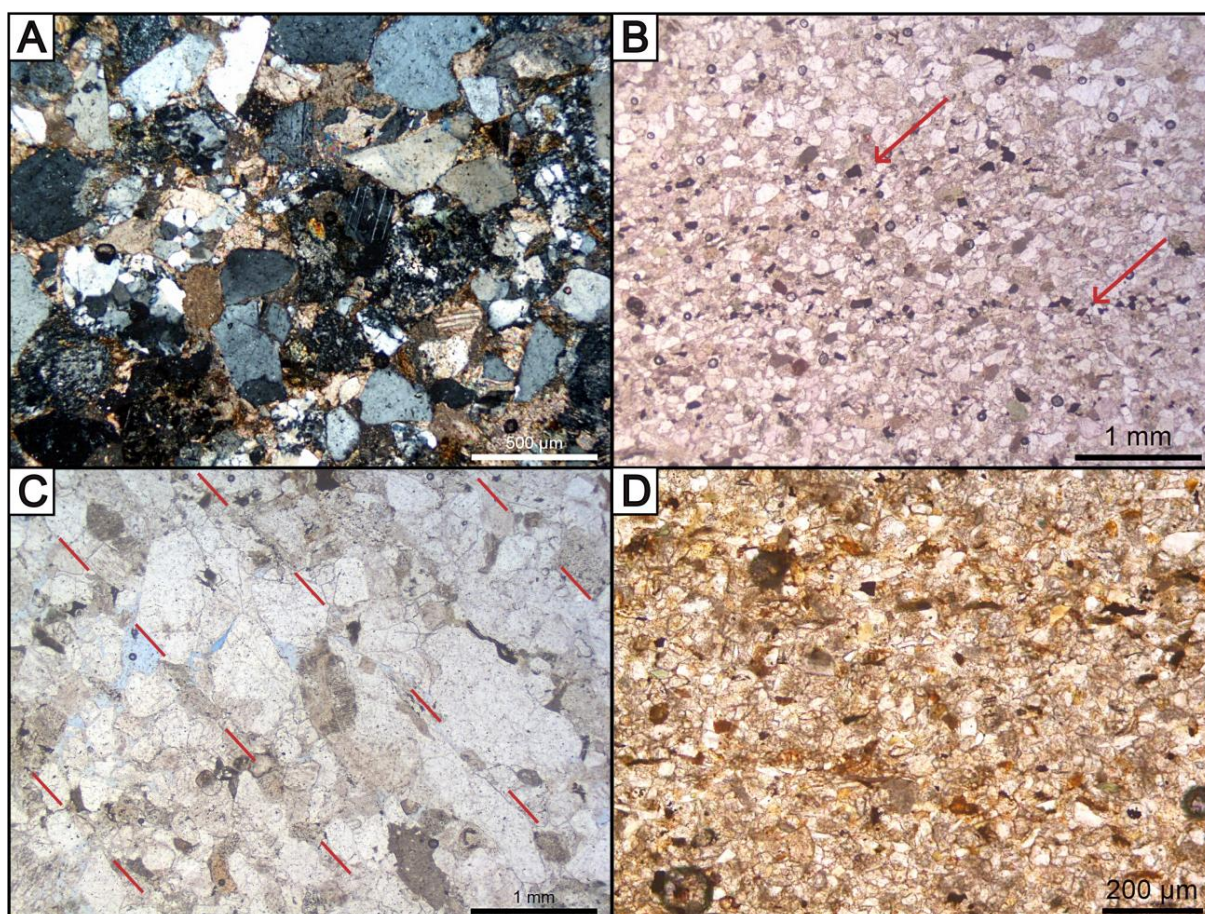


Figura 35. **A)** Estrutura maciça. Polarizadores cruzados (XP). Amostra TK-35A. **B)** Estratificação paralela marcada por níveis ricos em minerais opacos (setas), além de sutil variação granulométrica. Polarizadores descruzados (//P). Amostra TK-12A. **C)** Estratificação cruzada, com orientação sub-paralela dos grãos (//P). Amostra TK-26A. **D)** Laminação paralela marcada pela orientação das biotitas e acúmulo de bioclastos de foraminífero planctônico (//P). Amostra TK-11C.

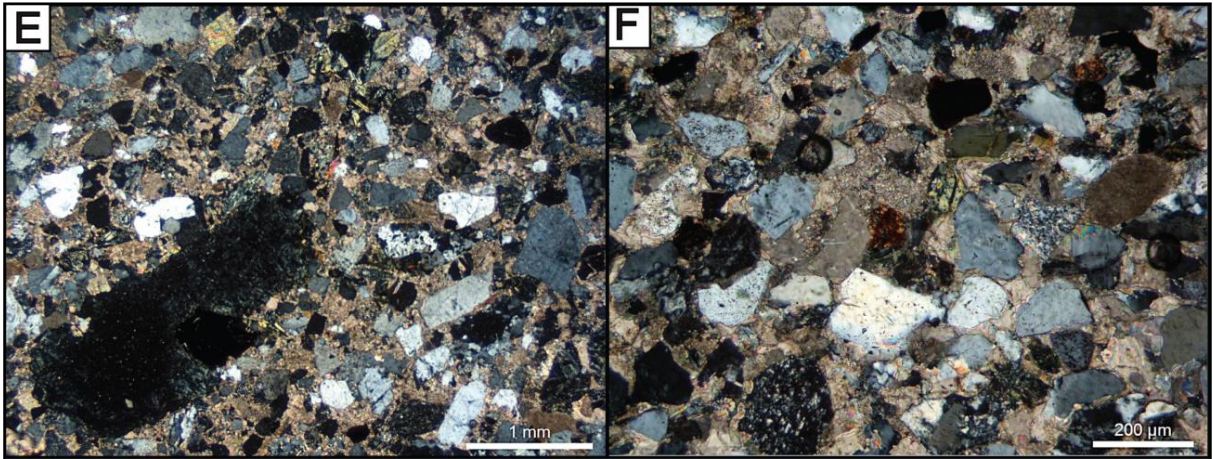


Figura 35 (continuação). E) Arenito médio, mal selecionado (XP). Amostra TK-23A. F) Arenito fino, bem selecionado (XP). Amostra TK-12A

7.3.2 Composição detrítica

A composição detrítica original de todos os arenitos quantificados, plotadas no diagrama de Folk (1968), classifica os mesmos como arcóseos líticos (Fig. 36). Durante a diagênese a composição original foi pouco modificada, predominantemente relacionada à destruição de fragmentos líticos e geração de pseudomatrix, em uma lâmina, passando de arcóseo lítico para arcóseo na composição atual, e/ou, em menores proporções, pela substituição da composição detrítica por calcita.

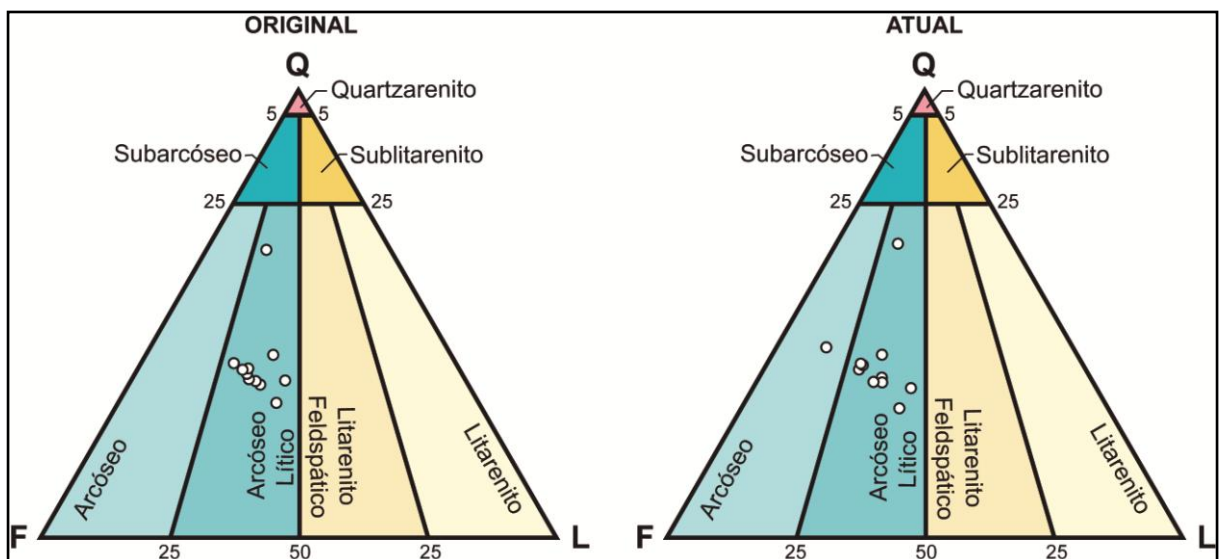


Figura 36. Composições detríticas original e atual das amostras quantificadas plotadas em diagrama de Folk (1968).

Comparando-se a composição média entre os leques, o Leque Leste possui arenitos levemente mais ricos em quartzo e fragmentos líticos, enquanto os arenitos do Leque Oeste possuem mais feldspatos (Leste = Q₄₀F₃₆L₂₅; Oeste = Q₃₇F₄₂L₂₁).

Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos (méd.= 22,5 %; máx.= 32,7 %; Fig. 37 A) e subordinadamente policristalinos (méd.= 11,7 %; máx.= 16,3 %; Fig. 37 A). Os feldspatos presentes são ortoclásio (méd.= 14,2 % e máx.= 20 %; Fig. 37 B), plagioclásio (méd.= 6,8 % e máx.= 9,7 %; Fig. 37 B) e microclínio (méd.= < 1% e máx.= 1,7 %).

Os fragmentos líticos mais presentes são fragmentos de rocha sedimentar, tal como argilito (méd.= 2,8 %; máx.= 10,7 %; Fig. 37 C), calcáreo (méd.= 6,8 %; máx.= 10,3 %; Fig. 37 D), *chert* (méd.= 1,9 %; máx.= 5 %; Fig. 37 E), arenito (méd. e máx. = < 1 %), lamito (méd. e máx. = < 1 %) e silito (méd. e máx. = < 1 %). Estão presentes também fragmentos de rocha vulcânica (méd.= 3,2 %; máx.= 5,3 %; Fig. 37 F) e, por fim, fragmentos de rocha metamórfica em quantidades menores, sendo eles serpentinito (méd.= < 1 %; máx.= 3 %; Fig. 37 G), metaarenito (méd.= < 1 %; máx.= 2,3 %), metavulcânica (méd. e máx. = < 1 %), e xisto (méd. e máx. = < 1 %).

Os acessórios mais comuns são a biotita (méd.= 1 %; máx.= 3 %; Fig. 37 H), muscovita (méd. e máx. = < 1 %) e clorita detritica (méd.= 0,2 %; máx.= 1,3 %). Os minerais pesados são raros, estando presentes opacos (méd.= < 1 %; máx.= 1,7 %), zircão (méd. e máx. = < 1 %) e titanita (méd. e máx. = < 1 %).

Como constituintes intrabaciais foram encontrados calcedônia detritica (méd.= < 1 %; máx.= 1,7 %), pelóide carbonático (méd.= < 1 %; máx.= 6,0 %) e bioclasto de foraminífero planctônico (méd.= < 1 %; máx.= 3,3 %; Fig. 37 I), além de outros constituintes mais raros, como bioclasto de foraminífero bentônico (méd. e máx. = < 1 %; Fig. 37 J), bioclasto de coral (méd. e máx. = < 1 %), bioclasto de bivalve (méd. e máx. = < 1 %), bioclasto de macroforaminífero (méd. e máx. = < 1 %), bioclasto de braquiópode (méd. e máx. = < 1 %), glauconita (méd. e máx. = < 1 %), bioclasto de radiolário (méd. e máx. = < 1 %), calciesfera (méd. e máx. = < 1 %), oóide carbonático (méd. e máx. = < 1 %), bioclasto de gastrópode (méd. e máx. = < 1 %), bioclasto de alga vermelha (méd. e máx. = < 1 %) e bioclasto de alga indiferenciada (méd. e máx. = < 1 %).

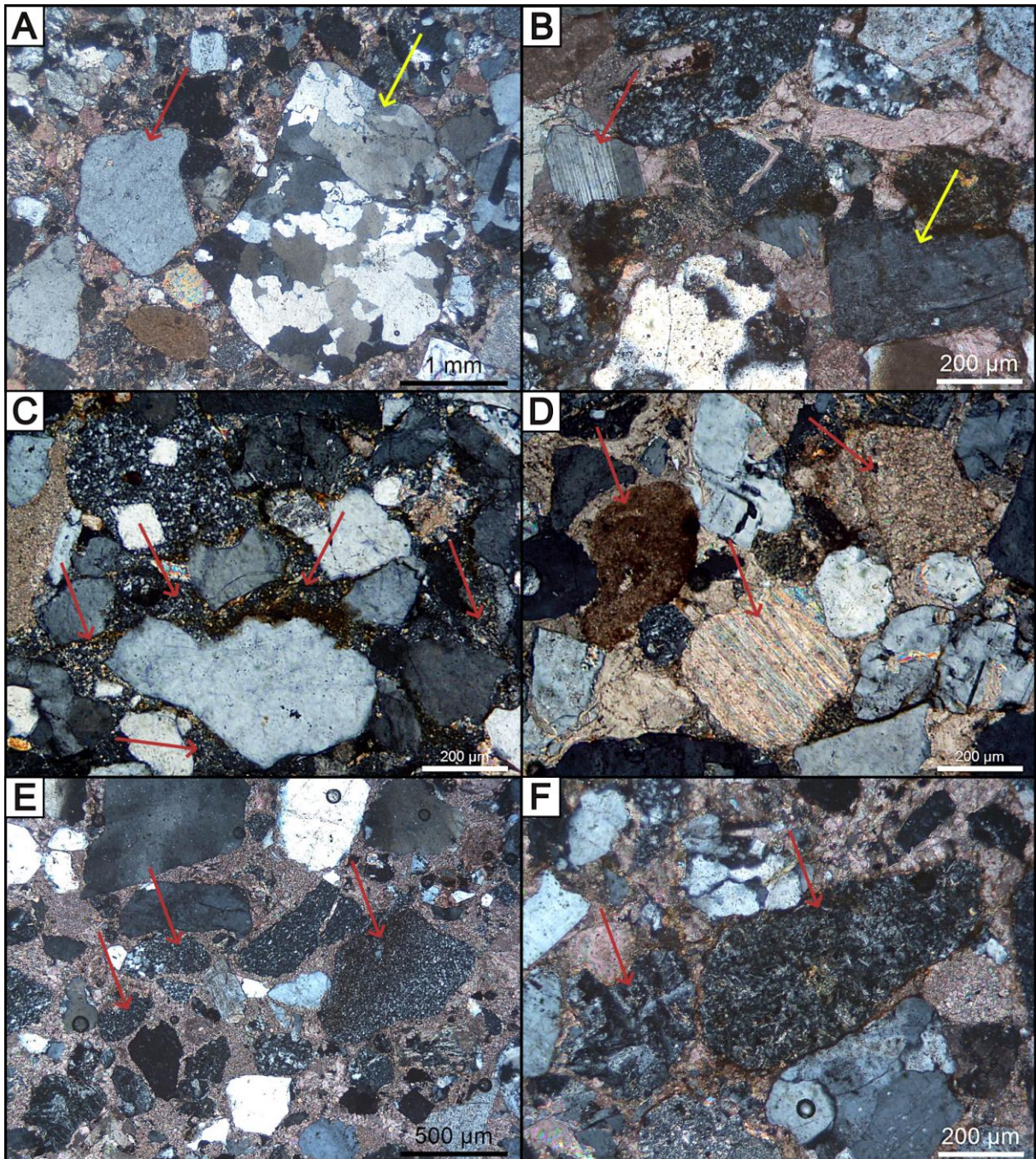


Figura 37. Principais constituintes detríticos. **A)** Quartzo monocristalino (seta vermelha) e quartzo policristalino (seta amarela) (XP). Amostra TK-11A. **B)** Ortoclásio (seta amarela) e plagioclásio (seta vermelha) (XP). Amostra TK-34A. **C)** Argilito compactado formando pseudomatrix (setas) (XP). Amostra TK-36A. **D)** Fragmentos calcáreos (setas) (XP). Amostra TK-34A. **E)** Fragmentos de *chert* (setas) (XP). Amostra TK-25A. **F)** Fragmentos vulcânicos (setas) (XP). Amostra TK-11B.

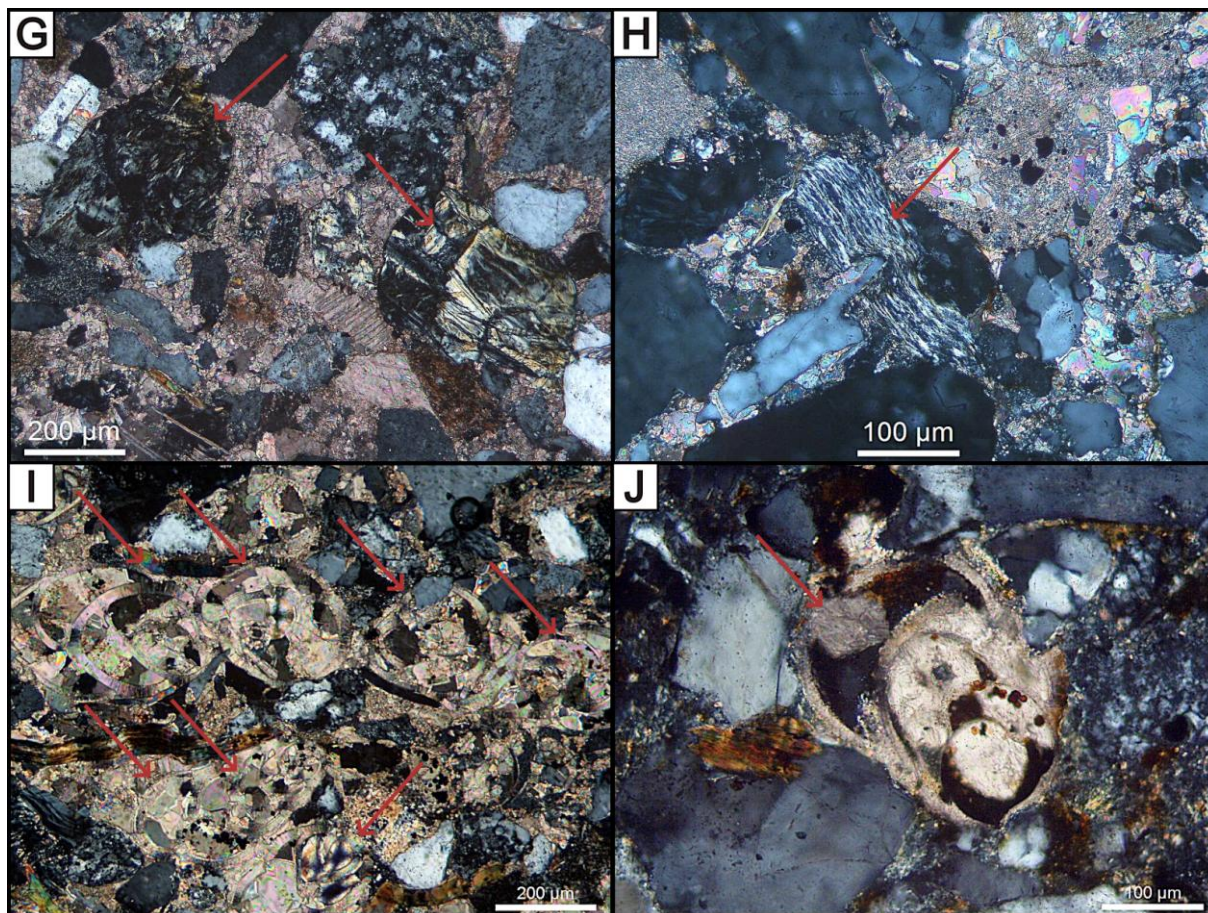


Figura 37 (continuação). **G)** Fragmentos de serpentinito (setas) (XP). Amostra TK-23A. **H)** Biotita caulinizada (seta) (XP). Amostra TK-11B. **I)** Bioclastos de foraminíferos planctônicos (setas) (XP). Amostra TK-12A. **J)** Bioclasto de foraminífero bentônico (seta) (XP). Amostra TK-36A.

7.3.3 Diagênese

Os principais processos e produtos diagenéticos observados nas amostras estudadas, discutidos a seguir, foram:

- 1) compactação mecânica resultando no fraturamento e deformação de grãos, além da compactação de constituintes dúcteis como fragmentos de argilito, formando pseudomatriz;
- 2) cimentação e/ou substituição (limitada no arcabouço e intensa na pseudomatriz) por calcita/calcita ferrosa;
- 3) substituição de constituintes primários e calcita por pirita framboidal;
- 4) dissolução localizada de constituintes primários e da pseudomatriz;
- 5) precipitação e substituição da pseudomatriz e outros constituintes por
- 6) oxidação da siderita e outros constituintes.

7.3.4 Processos e Produtos Diagenéticos

1) *Compactação Mecânica*

A compactação mecânica teve grande influência na diminuição da porosidade em 6 das 11 amostras, o que é evidenciado pela presença de pseudomatriz e de grãos fraturados (Fig. 38 A). Nas amostras onde não ocorre pseudomatriz a compactação não atuou vigorosamente, pois a cimentação precoce impediu uma compactação mais intensa.

A formação da pseudomatriz (méd.= 4,5 %; máx.= 13 %) ocorreu pelo esmagamento de fragmentos de argilito, contribuindo fortemente na diminuição da porosidade (Fig. 38 B).

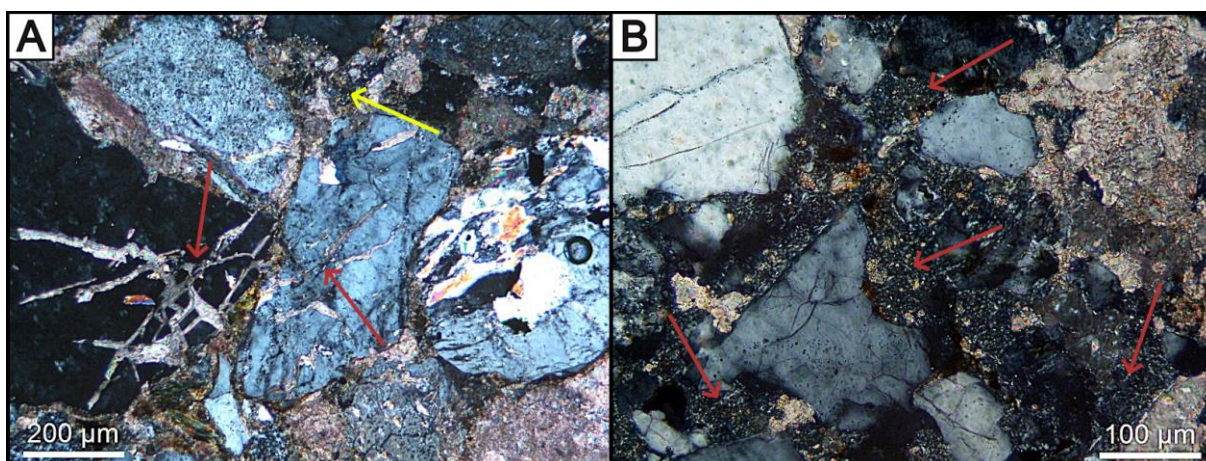


Figura 38. A) Grãos fraturados (setas vermelhas) e pseudomatriz (seta amarela) (XP). Amostra TK-11A. **B)** Pseudomatriz lítica (setas) (XP). Amostra TK-15B.

2) *Cimentação e/ou substituição por calcita*

Um dos principais constituintes diagenéticos presentes nos arenitos dos dois leques submarinos é a calcita, predominantemente calcita não-ferrosa (7 das 11 amostras) e em menor quantidade calcita ferrosa (Fig. 39 A). A discriminação entre os diferentes tipos de carbonatos foi feita através do tingimento das lâminas delgadas por uma solução de Alizarina e Ferricianeto de Potássio (TUCKER, 1988). A reação entre os carbonatos e a solução apresenta cor vermelha/rosa, caso o mineral seja calcita não-ferrosa, ou violeta, para calcita ferrosa. Esse constituinte ocorre como cimento preenchendo os poros primários e/ou substituindo constituintes primários e diagenéticos. Seus hábitos como cimento são microcristalino (Fig. 39 B e

C), macrocristalino e poiquilotópico (Fig. 39 D).

A calcita preenche precoce e totalmente o espaço intergranular nas amostras sem pseudomatriz, como ilustrado na Figura 39 B, e poros de fratura em grãos, quando presentes, além de substituir a pseudomatriz (Fig. 39 E). A substituição dos constituintes primários por calcita é rara, presente de forma acentuada apenas em uma das lâminas (siltito) (Fig. 39 F).

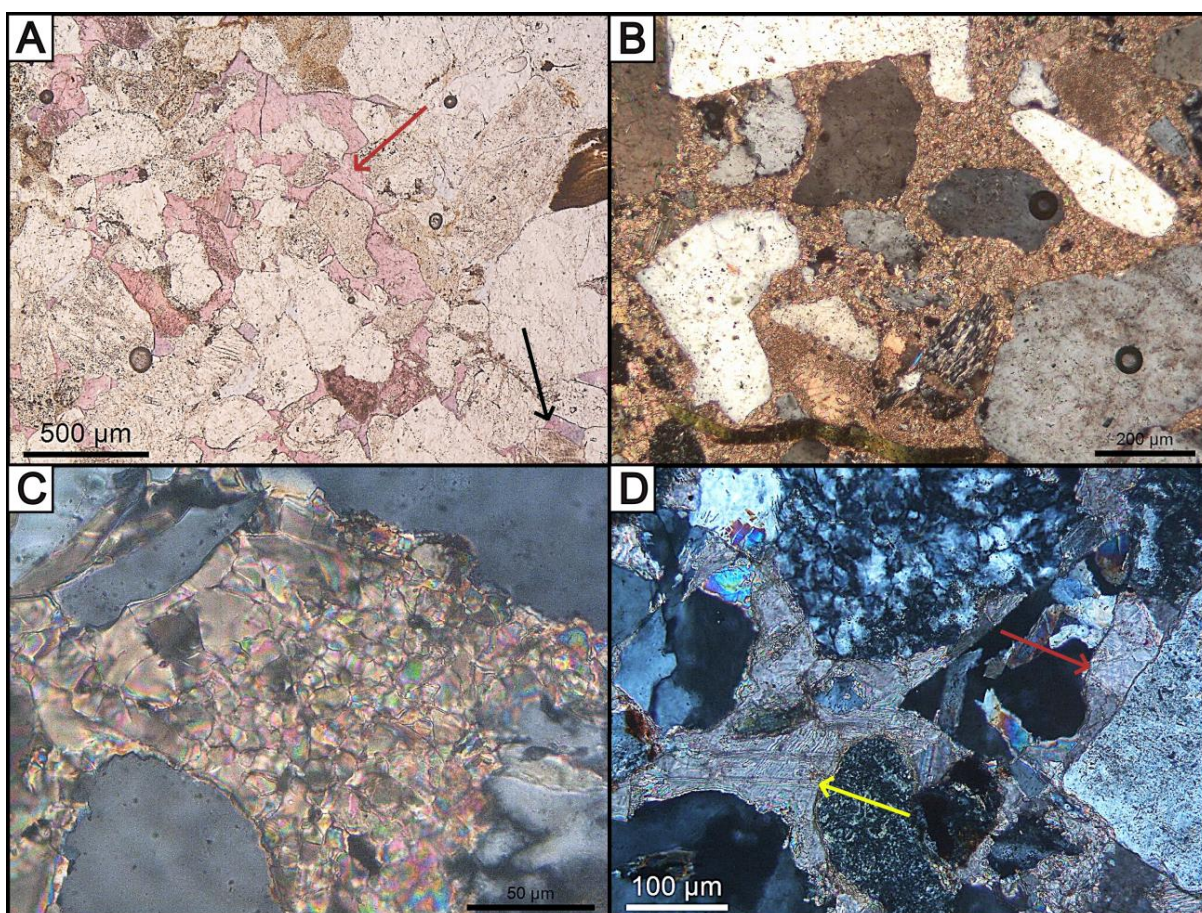


Figura 39. **A)** Cimento de calcita não-ferrosa, de coloração vermelha (seta vermelha), e calcita ferrosa, de coloração violeta (seta preta), devido ao tingimento (//P). Amostra TK-26A. **B)** Cimento de calcita microcristalina (XP). Amostra TK-25A. **C)** Detalhe do cimento de calcita microcristalina (XP). Amostra TK-25A. **D)** Cimento de calcita macrocristalina (seta vermelha) e poiquilotópica (seta amarela) (XP). Amostra TK-23A.

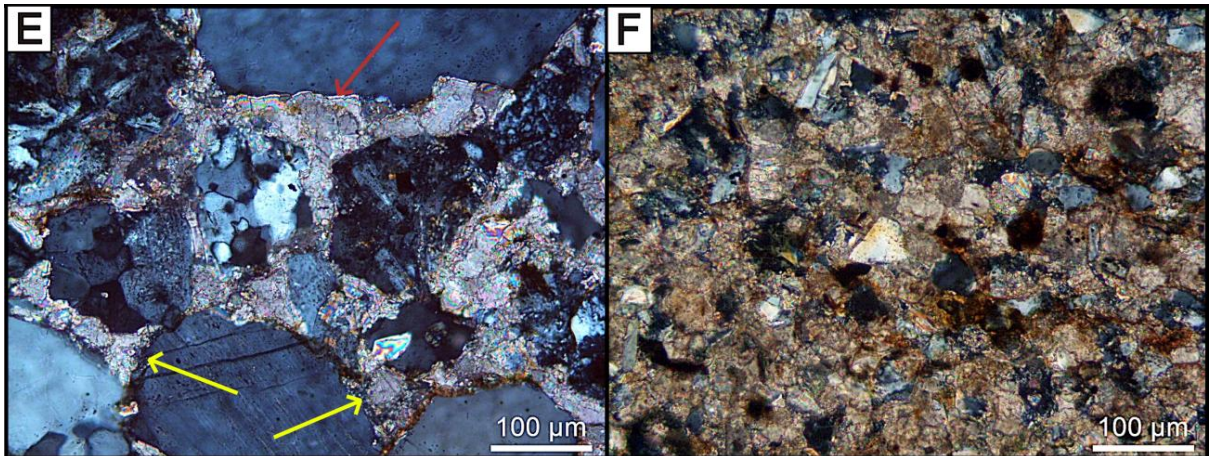


Figura 39 (continuação). **E)** Cimento de calcita como mosaico fino (seta vermelha) e calcita microcristalina substituindo a pseudomatriz (setas amarelas) (XP). Amostra TK-11B. **F)** Intensa substituição dos constituintes detríticos no siltito por calcita (XP). Amostra TK-11C.

3) *Precipitação de pirita framboidal*

A ocorrência de pirita framboidal é dispersa (méd. 0,4 %; máx.= 1%), mais comumente preenchendo o espaço intrapartícula dos foraminíferos (Fig. 40).

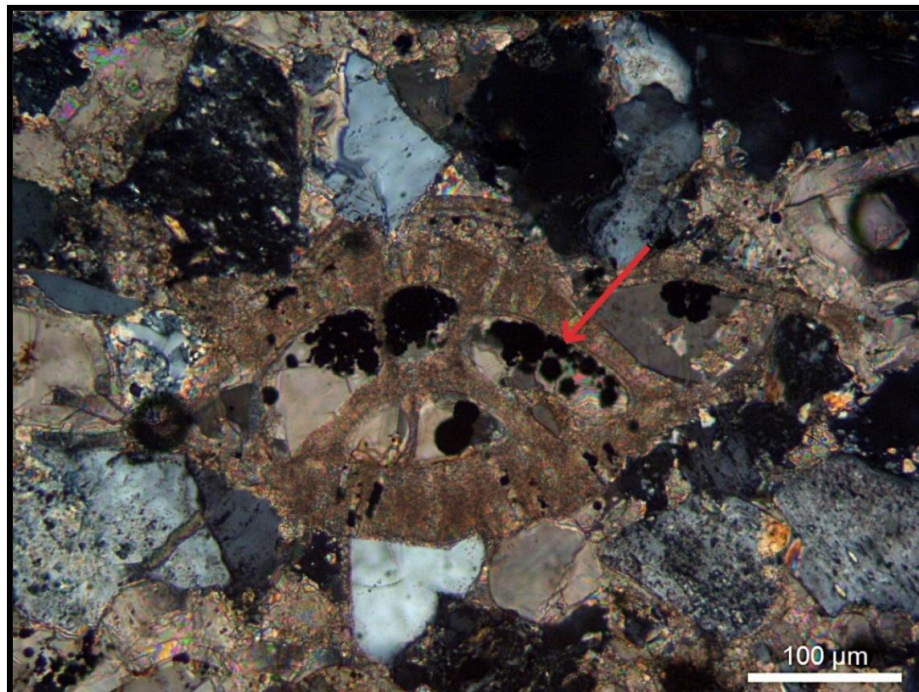


Figura 40. Pirita framboidal substituindo o cimento de calcita intrapartícula de um macroforaminífero (seta) (XP). Amostra TK-12A.

4) Dissolução

A dissolução dos constituintes primários foi diagnosticada pela ocorrência de raros poros intragranulares e móldicos. Além disso, houve também dissolução da pseudomatriz (Fig. 41 A e B).

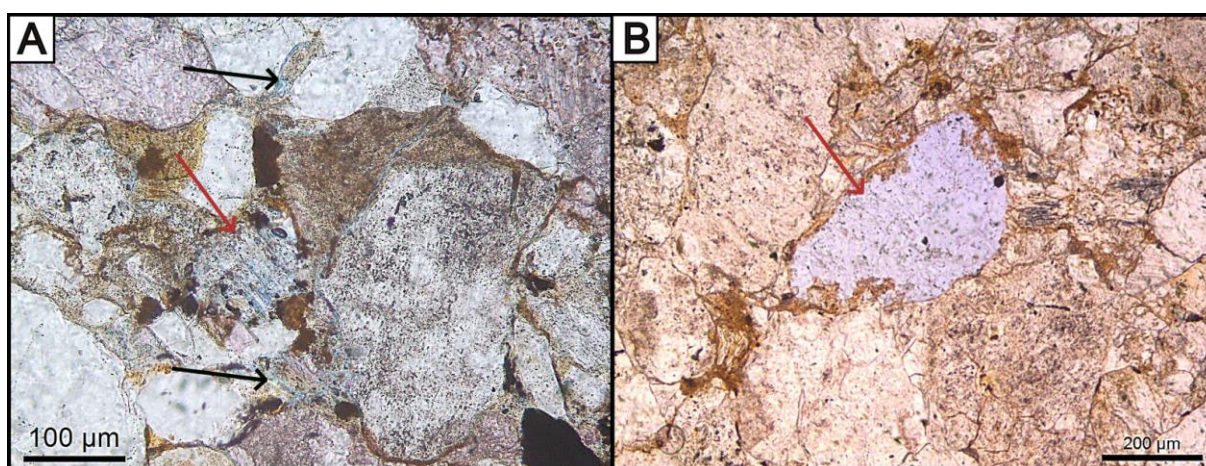


Figura 41. A) Poro intragranular formado pela dissolução de plagioclásio (seta vermelha) e poros intergranulares, resultados da dissolução da pseudomatriz (setas pretas) (//P). Amostra TK-15B. **B)** Poro móldico preenchido por siderita na borda (seta) (//P). Amostra TK-35A.

5) Precipitação de siderita

A siderita ocorre principalmente com hábito microcristalino ao redor dos grãos, além de substituir a pseudomatriz e outros constituintes (méd.= 2,1 %; máx.= 2,7 %). Além disso, a sua presença está sempre associada à pseudomatriz. É provável que a percolação da solução precipitante deste mineral tenha ocorrido através da microporosidade presente na pseudomatriz e a superfície dos grãos, precipitando a siderita nessas porções, o que pode dar a falsa impressão de uma cutícula pré-compactação (Fig. 42).

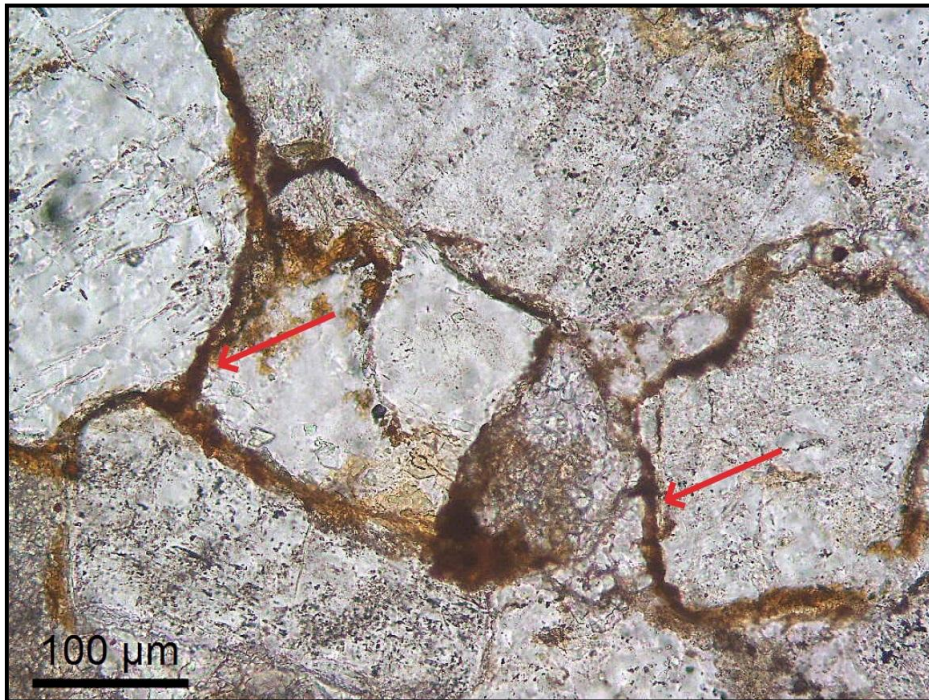


Figura 42. Siderita microcristalina ao redor dos grãos e parcialmente substituindo a pseudomatriz (setas) (//P). Amostra TK-34A.

6) *Oxidação*

Por fim, o último processo diagenético observado é a oxidação de constituintes primários (como biotita, fragmentos de argilito e de rocha vulcânica) e diagenéticos, tais como pseudomatriz e siderita.

7) *Outros constituintes diagenéticos*

Outros constituintes diagenéticos observados e que ocorrem em proporções insignificante são os seguintes:

- Óxido de manganês: presente como precipitado tardio ao redor dos grãos (Fig. 43).
- Mineral de titânio diagenético: presente como substituição de grãos detríticos, possivelmente minerais opacos.

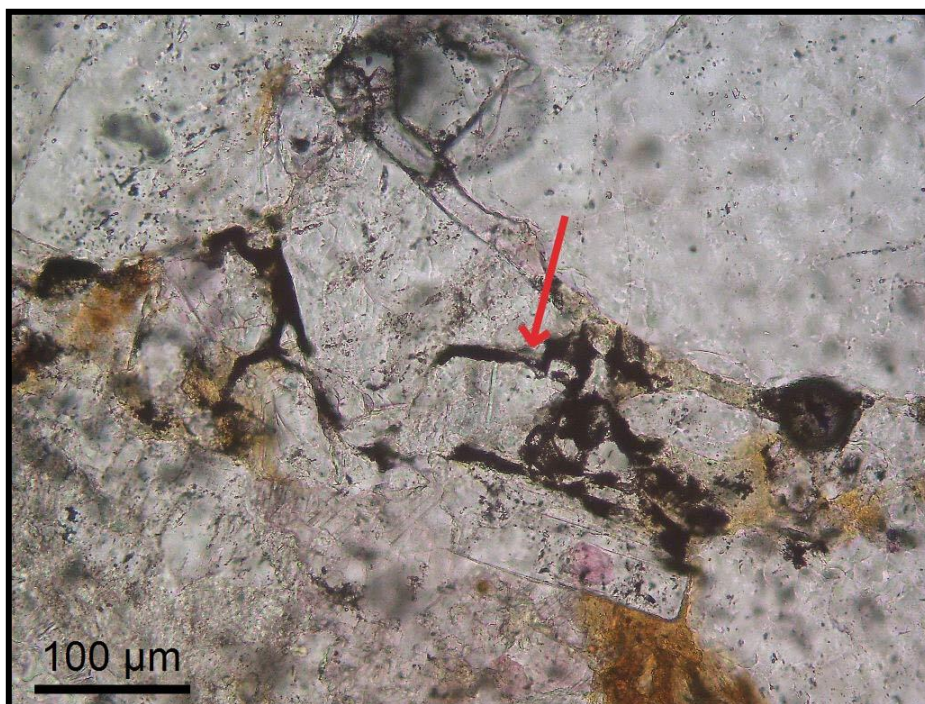


Figura 43. Óxido de manganês ao redor dos grãos (seta) (//P). Amostra TK-36A.

7.3.5 Porosidade petrográfica

Os arenitos estudados possuem baixíssimos valores de porosidade petrográfica (méd.= < 1 %; máx.= 3 %). Os tipos de poros observados nas lâminas foram: poros intergranulares (méd.= < 1%; máx.= 2,7 %; Fig. 44 A), poros intragranulares (méd.= < 1 %; máx.= < 1 %; Fig. 44 B), poros móldicos (méd.= < 1 %; máx.= 1,7 %; Fig. 44 C) e poros de fratura em rocha (méd.= < 1 %; máx.= 1,7 %; Fig. 44 D).

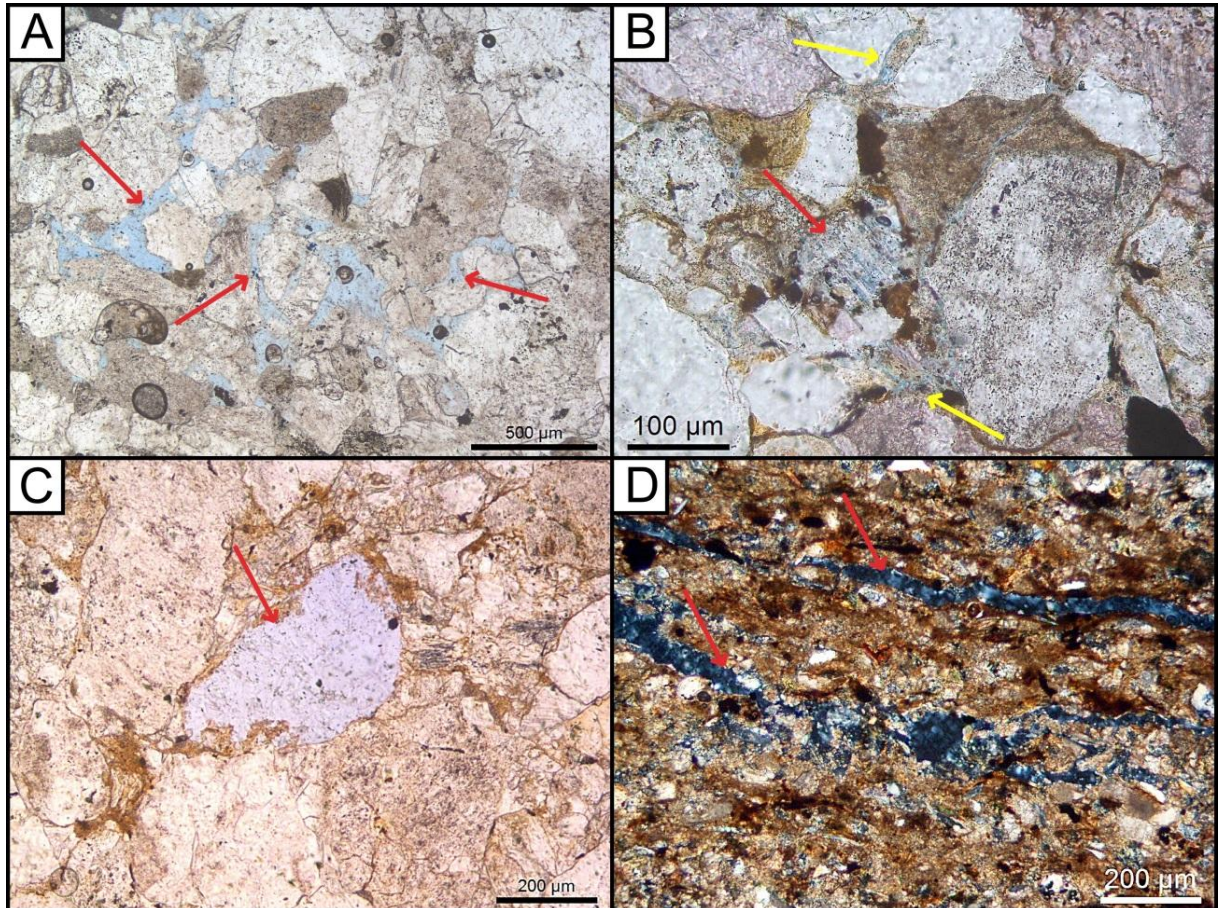


Figura 44. **A)** Porosidade intergranular (setas) (//P). Amostra TK-26A. **B)** Poro intragranular formado pela dissolução de plagioclásio (seta vermelha) e porosidade intergranular formada pela dissolução localizada da pseudomatriz (setas amarelas) (//P). Amostra TK-15B. **C)** Poro móldico (//P). Amostra TK-35A. **D)** Porosidade de fratura em rocha (setas) (XP). Amostra TK-11C.

7.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

No MEV foram obtidas imagens pelo método de elétrons secundários, com o objetivo de visualizar a inter-relação entre os constituintes primários, diagenéticos e tipos de poros, além da possível microporosidade. Abaixo estão algumas das imagens obtidas precedidas por uma breve descrição petrográfica da amostra.

A amostra TK-12A é um arenito fino, bem selecionado, arcóseo lítico, totalmente cimentado por calcita microcristalina e macrocristalina, a última em menor quantidade (Figs. 45).

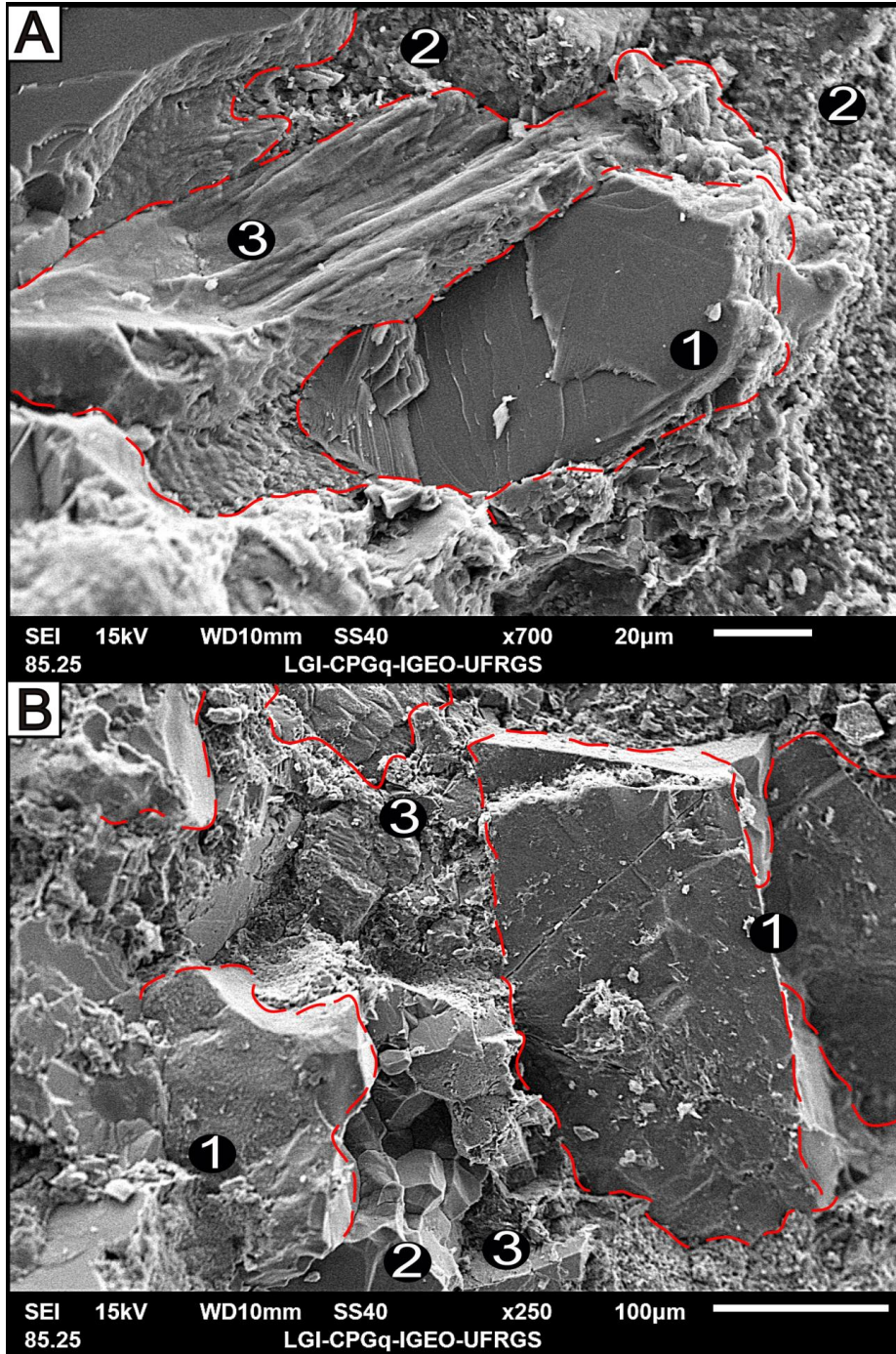


Figura 45. **A)** Feldspato detrítico (1), cimento de calcita microcristalina (2) e macrocristalina/poiquilotópica (3). **B)** Grãos detríticos (1), cimento de calcita em mosaico (2) e macrocristalina (3).

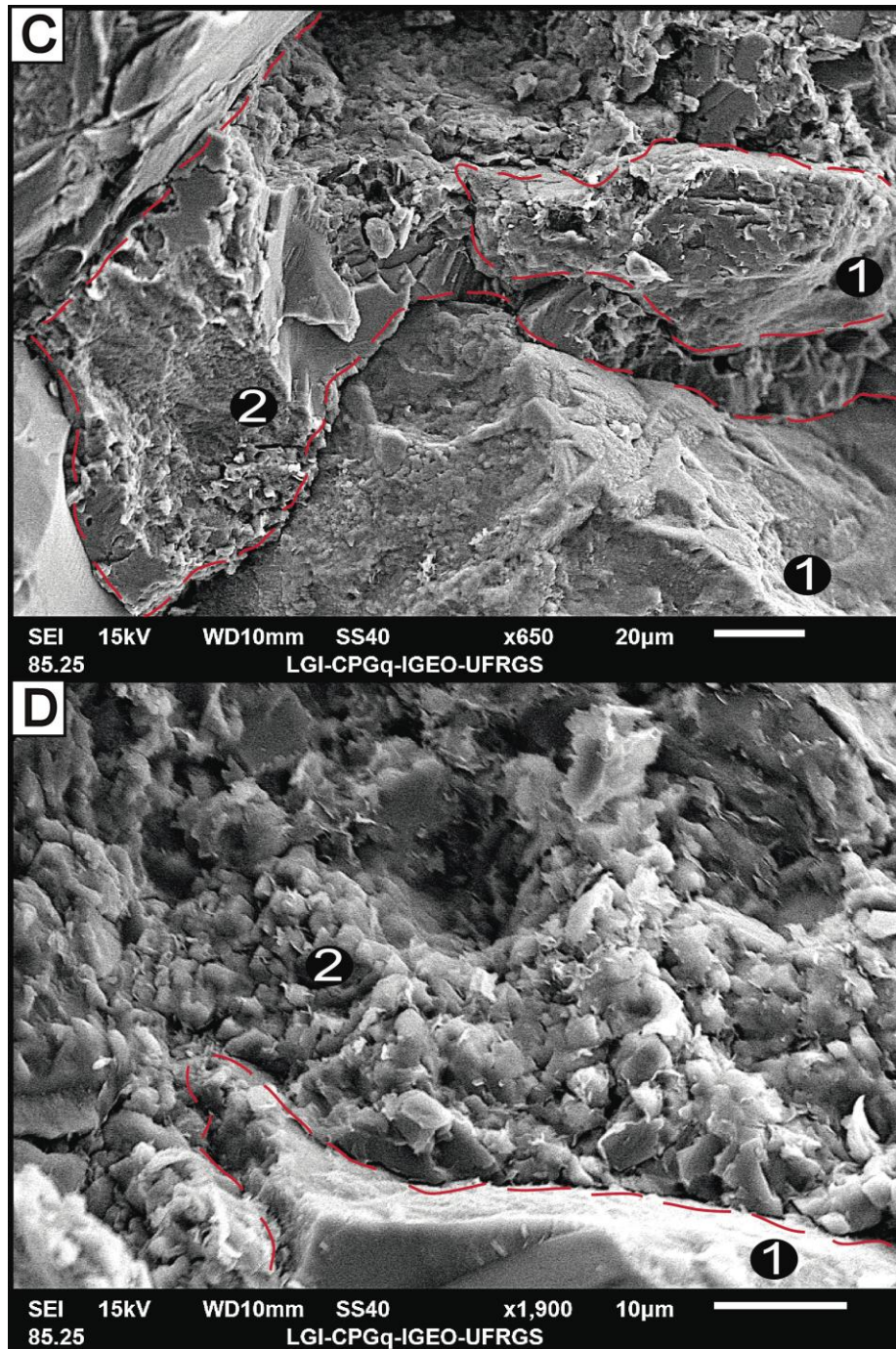


Figura 45 (continuação). **C)** Grãos detríticos (1) e cimento de calcita macrocristalina (2). **D)** Grão detrítico (1) e cimento de calcita microcristalina (2). Amostra TK-12A.

A amostra TK-15B é um arenito fino, moderadamente selecionado, arcóseo lítico. O espaço intergranular está preenchido principalmente por pseudomatrix, seguido por cimento de calcita macrocristalina e poiquilotópica (Figs. 46).

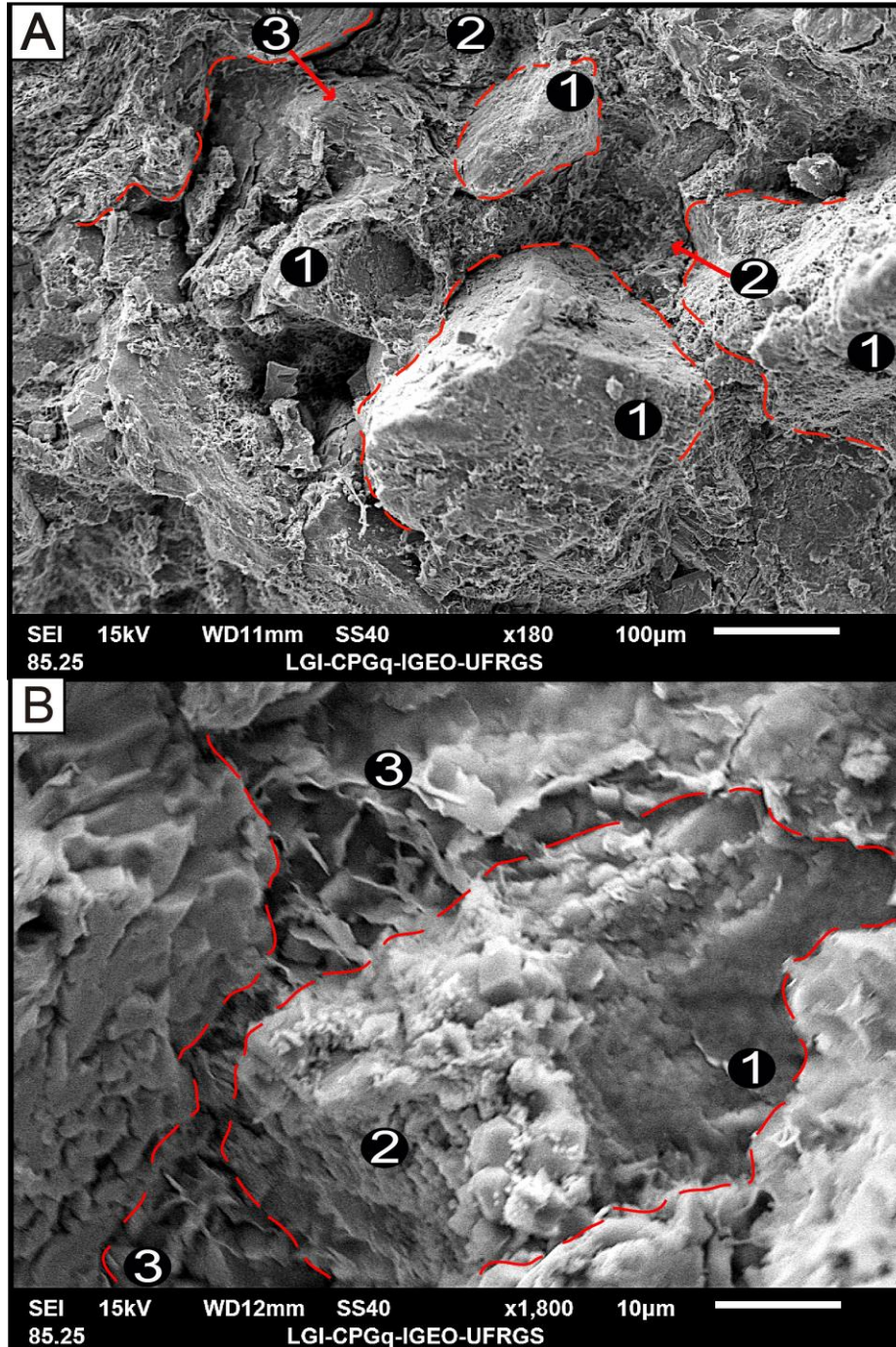


Figura 46. **A)** Grãos detríticos (1), pseudomatriz entre os grãos (2) e película de pseudomatriz envolvendo grãos (3). **B)** Película de pseudomatriz envolvendo grão (1), calcita microcristalina substituindo a película de pseudomatriz e pseudomatriz ilitizada preenchendo poro e gerando microporosidade (3).

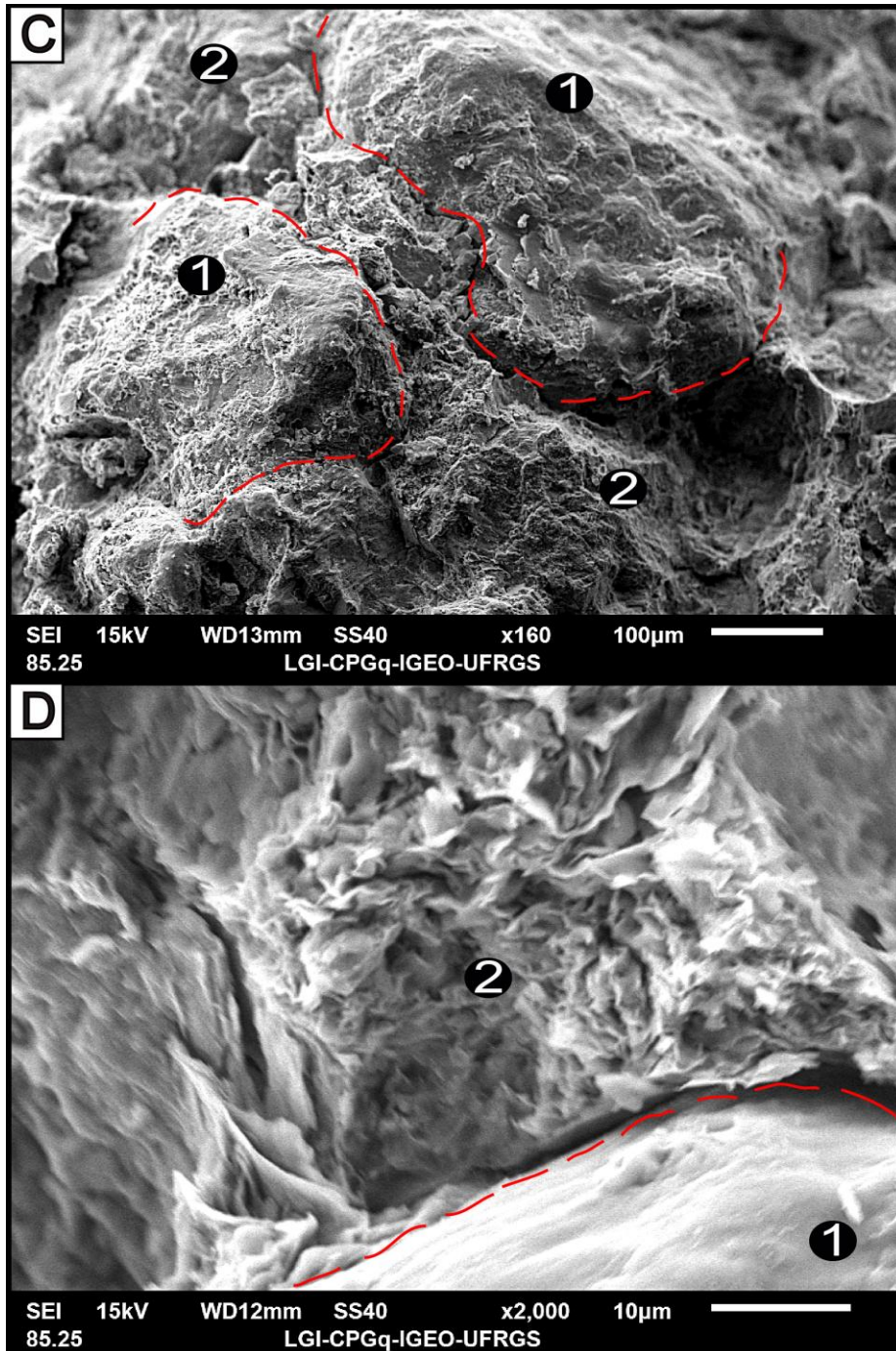


Figura 46 (continuação). **C)** Grãos detríticos (1) e pseudomatriz substituída por calcita (2). **D)** Grão detrítico (1) e pseudomatriz ilitizada gerando microporosidade (2). Amostra TK-15B.

A amostra TK-36A é um arenito médio, moderadamente selecionado, arcóseo lítico. O espaço intergranular está preenchido predominantemente por pseudomatriz, além de cimento de calcita macrocristalina e poiquilotópica em menor quantidade (Fig. 47).

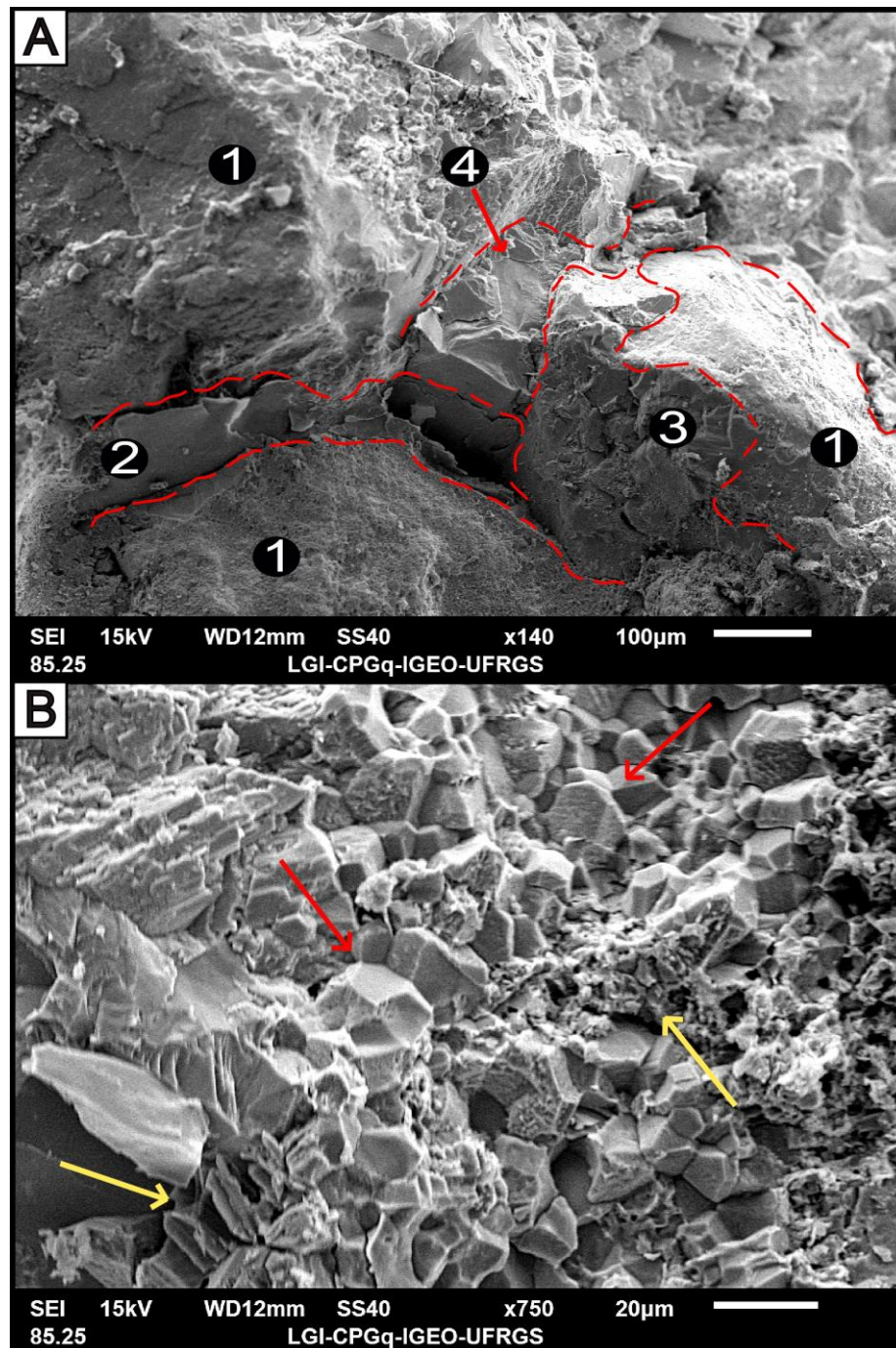


Figura 47. A) Grãos detríticos (1), fina película da pseudomatriz entre os grãos (2), calcita substituindo grão (3) e calcita macrocristalina preenchendo poro (4). **B)** Pseudomatriz (setas amarelas) parcialmente substituída por calcita em mosaico (setas vermelhas).

8. DISCUSSÕES

8.1 Porosidade Aparente vs. Porosidade Petrográfica

Os valores de porosidade aparente inicialmente forneceram perspectivas relativamente boas quanto à qualidade de reservatório dos arenitos estudados. Variando entre 2,7 % a 12,3%, com uma média de 7%, estimava-se que estes arenitos seriam classificados como potenciais reservatórios de petróleo. No entanto, com a posterior realização da petrografia, constatou-se que os valores obtidos no ensaio de porosidade aparente não eram compatíveis com a porosidade petrográfica obtida em lâmina, sendo a porosidade petrográfica na maioria das amostras igual a zero (Tabela 2).

Tabela 2. Comparação entre os valores de porosidade aparente e petrográfica das amostras estudadas.

Amostra	TK-11A	TK-11B	TK-11C	TK-12A	TK-15B
Porosidade aparente	5,75 %	5,30 %	10,78 %	7,98 %	9,38 %
Porosidade petrográfica	0 %	0 %	1,67 %	0 %	0,67 %
TK-23A	TK-25A	TK-26A	TK-34A	TK-35A	TK-36A
3,40 %	2,66 %	8,55 %	5,09 %	não realizado	12,26 %
0 %	0 %	3 %	0 %	0,67 %	1,67 %

Tal discrepância pode ser atribuída a dois fatores. Em parte, o maior valor de porosidade aparente se deve à friabilidade de algumas amostras, resultando numa absorção superficial d'água, o que prejudica a exatidão dos valores. Nesse caso, a porosidade aparente é artificial, não correspondendo aos valores reais de porosidade nos arenitos.

O segundo fator é devido à presença de pseudomatriz lítica. Nas imagens de MEV fica clara a existência de uma microporosidade associada à pseudomatriz (Fig. 48). Tal microporosidade é o principal causador das diferenças entre os valores de porosidade aparente e petrográfica. A microporosidade, apesar de ter potencial

como armazenadora de petróleo, não possui eficácia na transmissão do mesmo devido a valores de permeabilidade baixíssimos.

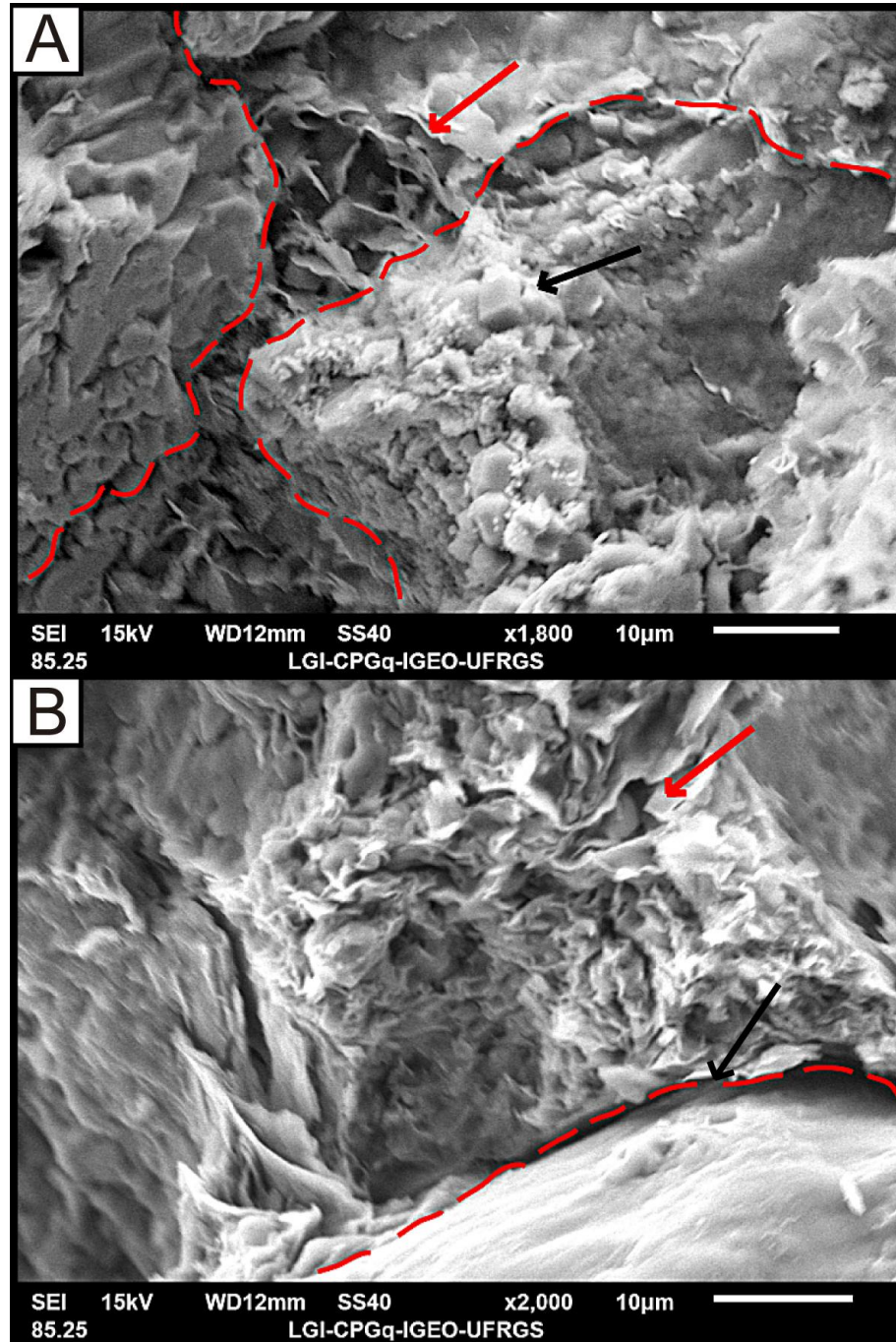


Figura 48. A) Microporosidade gerada pela pseudomatrix ilitizada (seta vermelha). Amostra TK-15B. B) Microporosidade na pseudomatrix ilitizada (seta vermelha) e pequeno poro intergranular primário (seta preta). Amostra TK-15B.

8.2 Evolução Diagenética

A evolução diagenética dos arenitos turbidíticos dos Leques Leste e Oeste foi bastante semelhante, conforme comprovado pelos processos e produtos diagenéticos observados na microscopia óptica. Este fato já era esperado, por conta das semelhanças na composição primária dos leques (GÜRBÜZ; KELLING, 1993) e na gênese de ambos (SATUR *et al.*, 2000), sugerindo a possibilidade de semelhança na qualidade de reservatório.

Em ambos os leques a porosidade foi totalmente ocluída pela pseudomatriz e/ou cimento de calcita (ferrosa ou não-ferrosa), com apenas pequenas diferenças entre os dois leques. Houve maior precipitação de pirita e, subordinadamente, de siderita no Leque Leste em relação ao Leque Oeste, enquanto que no Leque Oeste houve maior oxidação de constituintes primários e diagenéticos, além da dissolução localizada de constituintes primários, formando poros móldicos. No entanto, essas pequenas diferenças não ocasionaram contraste algum quanto à qualidade de reservatório verificada nos leques.

Com base nos processos e produtos observados, a evolução diagenética das rochas estudadas foi interpretada como restrita a condições eodiagenéticas. Processos como oxidação da siderita e dissolução de constituintes primários, criando raros poros móldicos e intragranulares, foram interpretados como eodiagenéticos por não haver evidência de um soterramento efetivo. Esses podem estar relacionados à exposição atual, uma vez que as amostras analisadas são provenientes de afloramentos.

8.2.1 Principais processos e produtos diagenéticos controlando a qualidade de reservatório dos arenitos

Os principais fatores responsáveis pela diminuição ou destruição da porosidade original foram:

- compactação mecânica, que se manifesta através do rearranjo entre os grãos, formando um empacotamento mais apertado e, conseqüentemente, um menor volume intergranular, além da geração de pseudomatriz lítica;
- cimentação de calcita nos poros primários.

Na Figura 49 é possível ver a influência desses dois processos (compactação e cimentação) na perda da porosidade original.

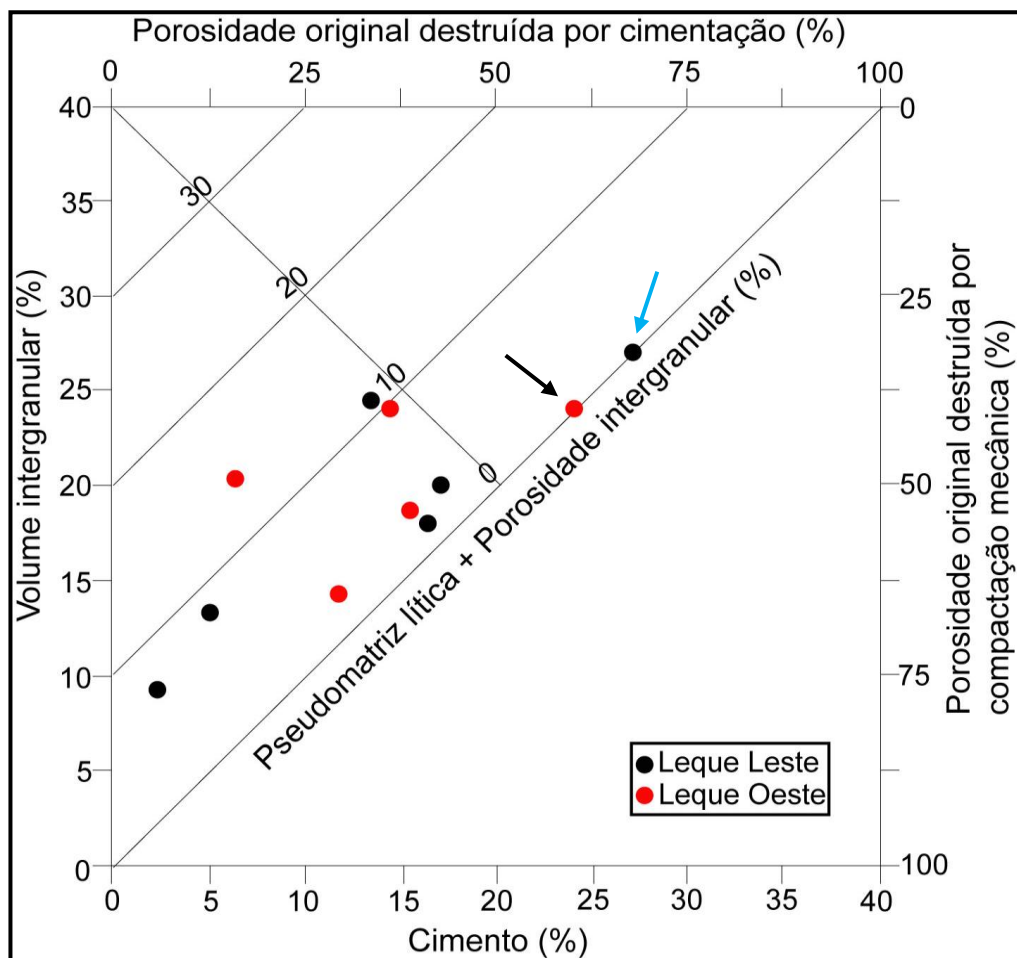


Figura 49. Diagrama modificado de Houseknecht (1987) relacionando o volume intergranular e de cimento, o que permite visualizar a porcentagem de perda da porosidade original devido à compactação mecânica vs. cimentação nas amostras dos Leques Leste e Oeste. Amostras TK-12A (seta azul) e TK-25A (seta preta) indicadas para facilitar a relação com o texto.

O diagrama original de Houseknecht (1987) relaciona o volume intergranular (em porcentagem) à porcentagem de cimento, indicando o quanto da porosidade original foi destruída pela compactação mecânica e/ou pela cimentação. O volume intergranular inclui o volume de poros, cimento, pseudomatriz e outros constituintes que porventura estejam preenchendo o espaço intersticial. Por exemplo, uma amostra com 20% de volume intergranular e 10% de cimento (ou seja, 10% do volume intergranular é composto por cimento) plotada no referido diagrama é representada por um ponto ao longo da linha diagonal de 10%, chamada de “Porosidade intergranular (%)” no diagrama originalmente proposto por Houseknecht (1987). No entanto, devido à quase total ausência de porosidade nos arenitos estudados, o diagrama de Houseknecht (1987) teve de ser modificado para representar adequadamente o efeito da compactação vs. cimentação na destruição da porosidade. No diagrama apresentado na Figura 49, as linhas diagonais do diagrama representam não apenas a porosidade intergranular, mas também a pseudomatriz lítica, produto da diagênese que passa a ocupar o espaço intergranular.

O diagrama modificado de Houseknecht (1987) indica que a porosidade foi destruída predominantemente pela compactação mecânica em 9 das 11 amostras, sendo a cimentação a principal causa da destruição da porosidade nas outras duas amostras (TK-12A e TK-25A). A precipitação de calcita também ocorreu nas amostras onde a compactação mecânica predominou, porém em quantidades inferiores.

As duas amostras onde a porosidade foi predominantemente destruída pela cimentação possuem maiores quantidades de fragmentos calcáreos e bioclastos, sendo que constituintes podem atuar como núcleos para a precipitação do cimento carbonático (MANSURBEG *et al.*, 2009). A ocorrência e abundância destes constituintes primários se mostrou fundamental no controle da qualidade de reservatório dos arenitos estudados, como ilustrado no diagrama da Figura 50.

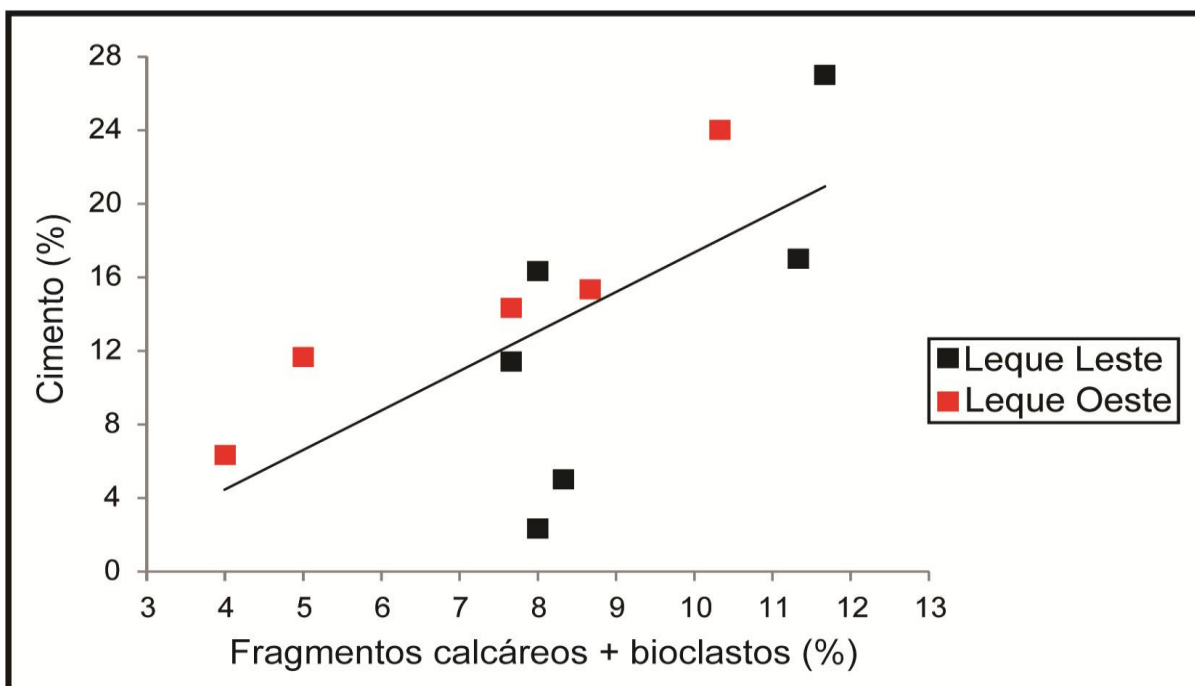


Figura 50. Diagrama relacionando a quantidade de fragmentos calcários e bioclastos vs. a quantidade de cimento nas amostras. Amostras TK-12A (seta azul) e TK-25A (seta preta) indicadas para facilitar a relação com o texto.

A Figura 50 mostra que a quantidade de cimento é diretamente proporcional a de constituintes carbonáticos. Sendo assim, a maior quantidade destes constituintes contribuiu para a cimentação precoce em algumas amostras, impedindo a evolução da compactação mecânica.

Outro fator que se revelou importante na qualidade de reservatório foi a quantidade de fragmentos dúcteis, transformados em pseudomatriz pela compactação mecânica. Tal afirmação pode ser observada em um gráfico que relaciona o volume intergranular com a quantidade de fragmentos de argilito + pseudomatriz lítica (formada pela compactação de fragmentos de argilito) (Fig. 51). Neste, a maioria das amostras com um alto valor de volume intergranular (sabendo-se que este foi predominantemente preenchido pelo cimento de calcita) apresenta quantidades inferiores de fragmentos de argilito e pseudomatriz. Esta relação se deve ao fato de que os arenitos com menores quantidades destes constituintes dúcteis possuíam um arcabouço mais rígido, o que dificultou uma compactação mecânica intensa. Nas amostras mais ricas em constituintes dúcteis, o arcabouço menos rígido, e assim mais propenso à compactação mecânica, foi fortemente compactado, reduzindo drasticamente a porosidade e formando pseudomatriz. A cimentação também ocorreu nesses arenitos, porém preenchendo apenas os poros

restantes.

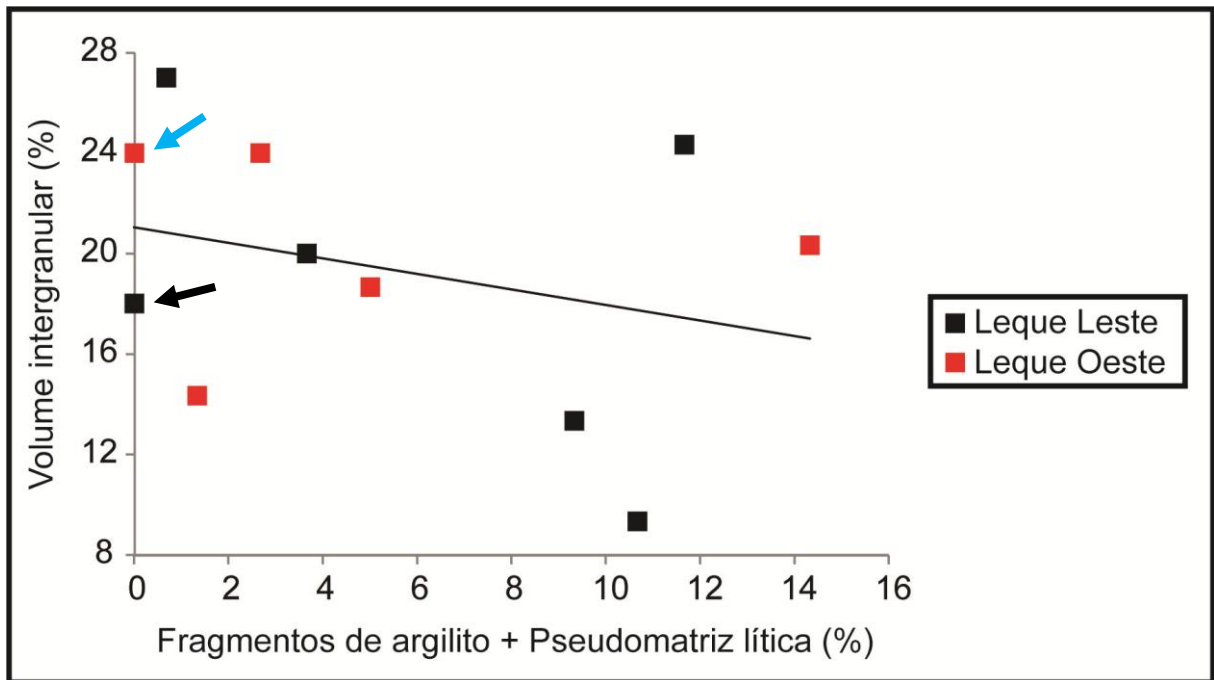


Figura 51. Diagrama relacionado a quantidade de constituintes dúcteis vs. o volume intergranular. Amostras TK-12A (seta azul) e TK-25A (seta preta) indicadas para facilitar a relação com o texto.

Com base nos resultados dos diagramas das Figuras 50 e 51, fica claro que a evolução diagenética dos arenitos estudados dependeu diretamente da quantidade de fragmentos de argilito e/ou constituintes carbonáticos (fragmentos calcáreos + bioclastos), que definiram os processos (compactação mecânica e/ou cimentação) mais efetivos na destruição da porosidade. Desse modo, a qualidade de reservatório destes arenitos foi controlada basicamente pela composição primária.

A Figura 52 mostra que, dependendo da composição primária (rica em fragmentos calcáreos + bioclastos e/ou em fragmentos de argilito), a evolução diagenética teve caminhos diversos, mas em qualquer um dos casos o resultado final da diagênese nos arenitos estudados foi a total destruição da porosidade original, seja pela cimentação calcítica e/ou compactação mecânica e geração de pseudomatriz.

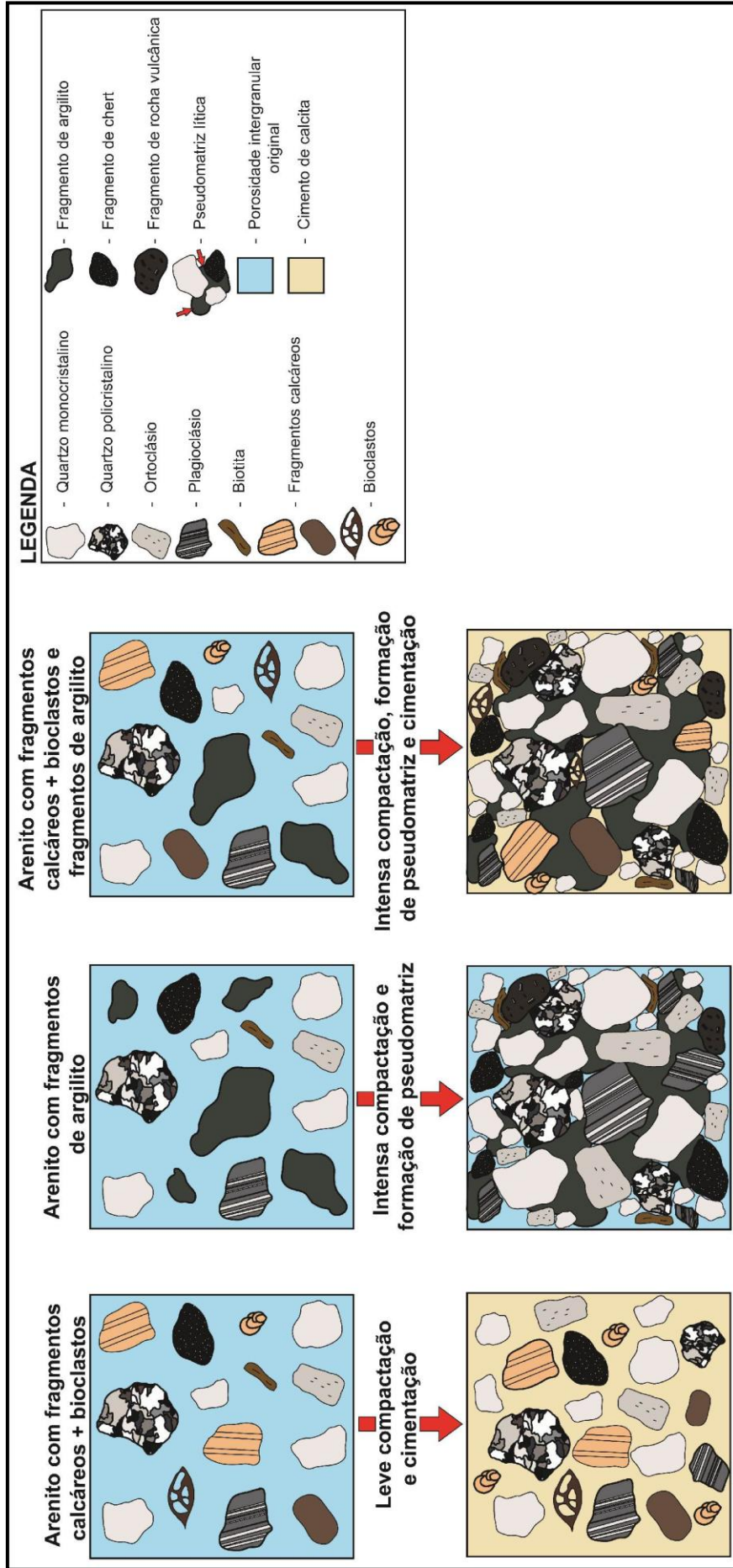


Figura 52. Ilustração da evolução diagenética dos arenitos estudados, mostrando a composição primária como o principal controle dos processos diagenéticos e, em última análise, da qualidade de reservatório.

8.3 Qualidade dos Arenitos como Reservatórios de Petróleo

Com base no anteriormente exposto, verificou-se que tanto a presença de fragmentos calcáreos + bioclastos como de fragmentos de argilito (precursores da pseudomatriz) foi prejudicial aos reservatórios. Independente de qual desses constituintes predomina na rocha, a presença de ambos destruiu o potencial dos arenitos estudados como reservatório de petróleo.

Amostras com maiores quantidades de fragmentos calcáreos + bioclastos, com menos constituintes dúcteis, possuem um arcabouço mais rígido, mas seu espaço intergranular foi precocemente cimentado por calcita devido à maior quantidade de pontos de nucleação para a precipitação de cimento carbonático. Já as amostras com quantidades maiores de fragmentos de argilito resultam em um arcabouço menos rígido, propenso à compactação mecânica, com diminuição do volume intergranular e geração de pseudomatriz. Posteriormente, os poros intergranulares restantes foram ainda cimentados, em sua maioria.

Composicionalmente, não se observou mudança alguma de proveniência entre os leques, de modo que ambos resultaram em qualidades de reservatório semelhantes. Entretanto, tanto no Leque Leste como no Oeste foi observada uma variação nas quantidades de fragmentos de argilito + pseudomatriz ao longo do eixo proximal-distal, ocorrendo um aumento da quantidade desses constituintes em direção às porções distais.

Por fim, fica demonstrado que a composição primária controlou a qualidade de reservatório dos arenitos turbidíticos estudados. Nos dois leques submarinos da Formação Cingöz, independente da localização dentro de cada leque, a evolução diagenética dos arenitos turbidíticos levou à destruição total da porosidade, de modo que os referidos arenitos não configuram rochas-reservatório.

9. CONCLUSÕES

A partir do estudo dos corpos arenosos de depósitos turbidíticos do Mioceno da Bacia de Adana, concluiu-se que:

- (1) Os arenitos são predominantemente arcóseos líticos, de granulometria areia média, mal selecionados e com estrutura maciça, possuindo valores de porosidade nulos ou baixíssimos.
- (2) Os principais processos diagenéticos identificados foram: compactação mecânica e consequente formação de pseudomatriz por esmagamento de grãos dúcteis, cimentação e/ou substituição por calcita (ferrosa ou não-ferrosa), substituição de constituintes primários e da calcita por pirita framboidal, dissolução localizada de constituintes primários e pseudomatriz e precipitação/substituição localizada por siderita. A evolução diagenética dos arenitos foi restrita a condições eodiagenéticas, visto que não foram observadas evidências de um soterramento efetivo.
- (3) A composição detrítica e a evolução diagenética dos arenitos dos Leques Leste e Oeste são semelhantes.
- (4) Em ambos os leques há uma variação na quantidade de fragmentos de argilito + pseudomatriz ao longo do eixo proximal-distal, com um aumento da quantidade destes constituintes em direção às porções distais;
- (5) Os principais processos diagenéticos controladores da qualidade foram: compactação mecânica, responsável pela diminuição do volume intergranular e formação de pseudomatriz a partir do esmagamento dos fragmentos de argilito, e cimentação por calcita nos poros primários intergranulares e intrapartículas, onde os fragmentos calcáreos e bioclastos atuaram como pontos de nucleação para a precipitação do

cimento carbonático.

- (6) A composição detrítica é o principal controle da qualidade de reservatório dos arenitos, uma vez que os processos diagenéticos responsáveis pela destruição da porosidade original estão intimamente ligados a esta (presença de constituintes carbonáticos e/ou constituintes dúcteis).

- (7) Independente da porção do leque e da contribuição da cimentação vs. compactação decorrente da quantidade e/ou proporção entre os constituintes primários que controlam a qualidade de reservatório, em todos os arenitos a evolução diagenética levou à total destruição da porosidade, seja pela formação de pseudomatriz e/ou pela cimentação por calcita.

- (8) Os arenitos estudados não possuem qualidade como reservatórios de petróleo, sendo classificados como não-reservatórios.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANJOS, Sylvia M.C.; DE ROS, Luiz F.; SILVA, Carlos M.A. Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstone of the Santos Basin, offshore eastern Brazil. **Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ**, v. 34, p. 291-316, 2003.

BAHLIS, Andrea Bressani. **Padrões da autigênese de clorita e sua influência sobre a qualidade de reservatório dos arenitos cretácicos da Bacia de Santos**. 2011. 185 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

BJØRLYKKE, K.; JAHREN, J. Sandstones and Sandstones Reservoirs. In: BJØRLYKKE, Knut. (Ed.). **Petroleum Geoscience - From Sedimentary Environments to Rock Physics**. Berlin: Springer, 2010, p. 113-140.

BOUMA, Arnold. **Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation**. Amsterdam: Elsevier, 1962, 168 p.

CHOQUETTE, Philip W.; PRAY, Lloyd C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **AAPG Bulletin**, v. 54, p. 207-250, 1970.

DE ROS, Luiz Fernando; GOLDBERG, Karin; ABEL, Mara; VICTORETI, Felipe Ingleto; MASTELLA, Laura; CASTRO, Eduardo. Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROEDGE® System. In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBIT, April 1-4 2007. Long Beach, Extended Abstract.

FOLK, Robert Louis. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin, Texas: Hemphill's, 1968, 170 p.

GALEHOUSE, Jon S. Point counting. In: CARVER, R.E. (Ed.). **Procedures in Sedimentary Petrology**. New York: Wiley-Interscience, 1971, p. 385-407.

GIER, Susanne.; WORDEN, Richard H.; JOHNS, William D.; KURZWEIL, Hans. Diagenesis and reservoir quality of Miocene sandstones in the Vienna Basin, Austria. **Marine and Petroleum Geology**, v. 25, p. 681-695, 2008.

GROENENBERG, Remco M.; HODGSON, David M.; PRÉLAT, Amandine; LUTHI, Stefan M.; FLINT, Stephen S. Flow– Deposit Interaction in Submarine Lobes: Insights from Outcrop Observations and Realizations of a Process-Based Numerical Model. **Journal of Sedimentary Research**, v. 80, p. 252-267, 2010.

GÜRBÜZ, Kemal; KELLING, Gilbert. Provenance of Miocene submarine fans in the northern Adana Basin, southern Turkey: A test of discriminant function analysis. **Geological Journal**, v. 28, n. 3/4, p. 277-293, 1993.

GROTZINGER, John; JORDAN, Thomas. **Understanding Earth**. New York: W.H. Freeman, Sixth Edition, 2010, 672 p.

HAKIMI, Mohammed H.; SHALABY, Mohamed R.; ABDULLAH, Wan H. Diagenetic characteristics and reservoir quality of the Lower Cretaceous Biyadh sandstones at Kharir oilfield in the western central Masila Basin, Yemen. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 51, p. 109-120, 2012.

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

KASSAB, Mohamed A.; HASSANAIN, Ibrahim M.; SALEM, Alaa M. Petrography, diagenesis and reservoir characteristics of the Pre-Cenomanian sandstone, Sheikh Attia area, East Central Sinai, Egypt. **Journal of African Earth Sciences**, v. 96, p. 122-138, 2014.

LIMA, Rodrigo D.; DE ROS, Luiz F. The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Devonian sandstones from the Solimões Basin, Brazilian Amazonia. **Marine and Petroleum Geology**, v. 19, p. 1047-1071, 2003.

LOWE, Donald R. Sediment Gravity Flows: II Depositional Models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 52, n. 1, p. 279-297, 1982.

MANSURBEG, Howri. Diagenesis and Reservoir-Quality Evolution of Deep-Water Turbidites: Links to Basin Setting, Depositional Facies, and Sequence Stratigraphy. **Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology 279**, p. 59, 2007.

_____; MORAD, Sadoon.; SALEM, Alaa M.; MARFIL, Rafaela; EL-GHALI, Mohamed A.K.; NYSTUEN, Johan P.; CAJA, Miguel A.; AMOROSI, Alessandro; GARCIA, Daniel; LA IGLESIA, Angel. Diagenesis and reservoir quality evolution of paleocene deep-water, marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, British continental shelf. **Marine and Petroleum Geology**, v. 25, p. 514-543, 2008.

_____; CAJA, Miguel A.; MARFIL, Rafaela.; MORAD, Sadoon; REMACHA, Eduard; GARCIA, Daniel; MARTÍN-CRESPO, Tomás; EL-GHALI, Mohamed A.K.; NYSTUEN, Johan P. Diagenetic evolution and porosity destruction of turbiditic hybrid arenites and siliciclastic sandstones of foreland basins: Evidence from the Eocene Hecho

Group, Pyrenees, Spain. **Journal of Sedimentary Research**, v. 79, n. 9, p. 711-735, 2009.

_____; DE ROS, Luiz F.; MORAD, Sadoon; KETZER, João M.; EL-GHALI, Mohamed A.K.; CAJA, Miguel A.; OTHMAN, R. Meteoric-water diagenesis in late Cretaceous canyon-fill turbidite reservoirs from the Espírito Santo Basin, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 37, p. 7-26, 2012.

MORAD, Sadoon; AL-RAMADAN, Khalid; KETZER, João M; DE ROS, Luiz F. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. **AAPG Bulletin**, v. 94, n.8, p. 1267-1309, 2010.

NARDY, Antônio José Ranalli; MACHADO, Fábio Braz; ZANARDO, Antenor; GALEMBECK, Tamar Milca Bortolozzo. **Mineralogia óptica de cristais transparentes - parte prática**. São Paulo: Editora Cultura Acadêmica, 2009, 124p.

SATUR, Nicholas; HURST, Andrew; CRONIN, Bryan T.; KELLING, Gilbert; GÜRBÜZ, Kemal. Sandy body geometry in a sand-rich, deep-water clastic system, Miocene Cingöz Formation of southern Turkey. **Marine and Petroleum Geology**, v. 17, p. 239-252, 2000.

_____; HURST, Andrew; KELLING, Gilbert; CRONIN, Bryan T.; GÜRBÜZ, Kemal. Controlling factors on the character of feeder systems to a deep-water fan, Cingöz Formation, Turkey. **Atlas of Deep-Water Outcrops: AAPG Studies in Geology**, v. 56, p. 28, 2007, CD-ROM.

SCHMID, Susanne; WORDEN, Richard H.; FISHERM Quentin J. Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, West of Ireland. **Marine and Petroleum Geology**, v. 21, p. 299-315, 2004

STANLEY, Jean-Daniel. Vertical Petrographic Variability in Annot Sandstone Turbidites: Some Preliminary Observations and Generalizations. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 33, n. 3, p. 783-788, 1963.

STOW, Dorrik A.V.; MAYALL, Mike. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st Century. **Marine and Petroleum Geology**, v. 17, p. 125-135, 2000.

TALLING, Peter J.; MASSON, Douglas G.; SUMNER, Esther J.; MALGESINI, Giuseppe. Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. **Sedimentology**, v. 59, p. 1937-2003, 2012.

TUCKER, Maurice Edwin. **Techniques in Sedimentology**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1988, 394 p.

WORDEN, Richard H.; BURLEY, Stuart D. Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone. **Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient**. Oxford: Blackwell Publishing Ltd., 2003, 44 p.

ZHANG, Jinliang; QIN, Lijuan; ZHANG, Zhongjie. Depositional facies, diagenesis and their impact on the reservoir quality of Silurian sandstones from Tazhong area in central Tarim Basin, western China. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 33, p. 42-60, 2008.

11. APÊNDICE

Apêndice 1: CD-ROM contendo uma tabela Excel com todas as descrições quantitativas, as descrições completas de cada lâmina em formato PDF e suas fotografias em formato JPG.