



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

VALESSA BARROS VAZ DE ARAÚJO

**SEDIMENTAÇÃO, ESTRATIGRAFIA E DIAGÊNESE DOS
RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO POTI, VISEANO, BACIA
DO PARNAÍBA**

BRASÍLIA - DF

2018

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**SEDIMENTAÇÃO, ESTRATIGRAFIA E DIAGÊNESE DOS
RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO POTI, VISEANO, BACIA
DO PARNAÍBA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Autora: Valessa Barros Vaz de Araújo

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga

Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Emanuel de Souza Cruz

BRASÍLIA - DF

2018

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**SEDIMENTAÇÃO, ESTRATIGRAFIA E DIAGÊNESE DOS
RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO POTI, VISEANO, BACIA
DO PARNAÍBA**

Autora: Valessa Barros Vaz de Araújo

Examinadores:

Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga (UnB)

Profa. Dra. Lucieth Cruz Vieira (UnB)

Profa. Dra. Ana Maria Góes (USP)

Brasília, 10 de outubro de 2018

AGRADECIMENTOS

Ao meu pai, Wilson, e à minha mãe, Rosane, por sempre me incentivarem e mostrarem a importância de ter conhecimento e qualificação e me apoiarem incondicionalmente.

À Vanessa, ao Luiz Alberto e ao Luiz Gustavo, por todo o suporte com a Vivi.

Aos meus irmãos, Vinícius e Victor, e a minha cunhada, Samira, também pela assistência com a Vivi, quando precisei ir a campos, cursos ou passar madrugadas na universidade.

A minha filha, Victória, pela inspiração e motivação.

Ao meu namorado, Tiago, por sempre me acompanhar.

Aos meus professores Souza Cruz e Abreu, pela atenção que sempre me dispensaram e pela disposição em esclarecer as minhas dúvidas e melhorar este trabalho. Obrigada por terem me proporcionado a oportunidade de estudar a Formação Poti e aprender muito com ela.

Ao meu colega e amigo Ricardo, por todas as discussões e compreensões que alcançamos juntos.

À Universidade de Brasília, onde, com exceção das atividades de campo, toda a pesquisa foi realizada.

À ENEVA, por financiar o Projeto Poti, o qual compreende, entre outras, a minha pesquisa.

Aos meus amigos, por entenderem a minha ausência e não deixarem de fazer questão da minha presença e opinião em suas vidas.

Enfim, a todos que participaram, como o Azambuja e o Eduardo, direta ou indiretamente, dessa jornada de aprendizagem.

Muito obrigada!

RESUMO

Um estudo de análise faciológica, estratigrafia de sequências e petrografia microscópica foi realizado na Formação Poti, Viséano da Bacia do Parnaíba, no nordeste brasileiro, como parte de um projeto regional. A Formação Poti apresenta, no conjunto de sete afloramentos e 230 metros de empilhamento sedimentar do poço 1-UN-6-PI estudados, rochas de sistemas marinhos rasos, estuarinos, deltaicos e aluviais. Foram documentadas nove associações de fácies sedimentares: *shoreface* (AF1), *offshore* (AF2), barras de maré (AF3), planícies de maré (AF4), canais flúvio-estuarinos (AF5), delta dominado por maré em ambiente protegido (AF6), lobos sigmoidais (AF7), dunas e lago efêmeros (AF8) e *wadis* (AF9), sendo que, nos testemunhos do poço 1-UN-6-PI, em que se fez a análise integrada entre sedimentologia, estratigrafia de sequências e petrografia microscópica, individualizaram-se apenas seis dessas associações de fácies: *shoreface*, barras de maré, planícies de maré, canais flúvio-estuarinos, delta dominado por maré em ambiente protegido e rios temporários (*wadis*). Foram reconhecidos seis limites de sequências – discriminando-se sete sequências deposicionais - e cinco superfícies de inundação máxima. Cada sequência é composta por um trato de sistema transgressivo (TST) e um de mar alto (TSMA), não havendo trato de mar baixo devido à localização proximal dos depósitos analisados. Os atributos microscópicos das rochas foram analisados em 26 amostras de arenitos, predominam arcósios, muito finos a finos, subangulosos a arredondados, moderadamente a bem selecionados, com quantidades variáveis de intraclastos lamosos, muscovita, zircão, fragmentos de rochas sedimentares e ígneas. O componente diagenético mais abundante é a dolomita, sendo variável a ocorrência de calcita, caulinita, ilita, pirita, clorita, feldspato, quartzo e óxidos/hidróxidos de ferro. É comum também a presença de pseudomatriz. A porosidade varia entre 1% e 29% e é principalmente secundária, intra e intergranular, produto de dissolução de feldspato, muscovita e intraclastos lamosos. A correlação dos atributos diagenéticos – constituintes e porosidade secundária – com as fácies deposicionais e o arcabouço estratigráfico demonstrou que os arenitos de barras de canais flúvio-estuarinos situados cerca de 1m abaixo de uma SIM apresentam cimentos abundantes de dolomita e pirita e baixa porosidade (3%), enquanto que os arenitos da mesma fácies deposicional situados num TSMA apresentam-se menos cimentados e têm porosidade elevada (18%). Ainda, arenitos conglomeráticos de fundo de canal flúvio-estuarino são muito cimentados por dolomita e podem configurar barreira de permeabilidade, denotando o controle do subambiente deposicional na heterogeneidade dessas fácies-reservatório. Ademais, arenitos de *shoreface* situados em TST/TSMA inicial apresentam-se muito cimentados por dolomita e pirita e têm porosidade relativamente baixa (5%), ao passo que aqueles situados em TSMA, 1m abaixo de um limite de sequências, apresentam elevada macroporosidade secundária (15%), gerada por dissolução de feldspato e dolomita, decorrente de circulação de água meteórica promovida pela regressão marinha. Em relação aos arenitos de *wadis*, ocorre uma variação vertical de porosidade, em que as fácies mais porosas (8-9%) e menos cimentadas por dolomita são a porção central das barras arenosas, sendo a porção basal muito cimentada por dolomita e pouco porosa (4%), e o topo, com 1% de porosidade, rico em pseudomatriz derivada da compactação de filmes argilosos. Dessa forma, pode-se iniciar o entendimento da distribuição das diferentes alterações diagenéticas nos reservatórios da Formação Poti e seus impactos na porosidade das rochas.

ABSTRACT

A facies analysis, sequence stratigraphy and microscopic petrography study was realized in Poti Formation, Viséan of Parnaíba Basin, in Northwest Brasil, as part of an integrated regional project. The Poti Formation shows, in a set of seven outcrops and 230 meters of sedimentary stacking of the well 1-UN-6-PI studied, rocks of shallow marine, estuarine, deltaic and aluvial systems. It were documented nine sedimentary facies association: shoreface (AF1), offshore (AF2), tidal bars (AF3), tidal flats (AF4), tidal-distributary channels (AF5), tide dominated delta in protected environment (AF6), sigmoidal lobes (AF7), dunes and ephemeral lakes (AF8) and wadis (AF9), being that, in the well 1-UN-6-PI cores, in which it has been done the integrated sedimentological, sequence stratigraphic and microscopic petrography analysis, it were individualized only six of these facies associations: shoreface, tidal bars, tidal flats, tidal-distributary channels, tide dominated delta in protected environment and temporary rivers (*wadis*). It were recognized six sequence boundaries – discriminating seven depositional sequences – and five maximum flood surfaces, Each sequence is composed of one transgressive system tract (TST) and one highstand system tract (HST), not existing lowstand system tract due to the proximal location of the analysed deposits. The rocks microscopic attributes were analysed in 26 sandstone samples of the tide-distributary channels, shoreface, tidal bar, tide dominated delta in protected environment and wadis associations. Arkoses, very fine to fine, subanguluous to rounded, moderatly to well sorted, predominate, with variable quantities of mud intraclasts, muscovite, zircon, sedimentary and igneous rock fragments. The more abundant diagenetic component is dolomite, being calcite, caolinite, ilite, pyrite, chlorite, feldspar, quartz and iron oxide and hydroxides of variable occurrence. Pseudomatrix is also common. The porosity varies between 1% ad 29% and is primor secondary, intra and intergranular, feldspar, mud intraclast and muscovite dissolution product. The correlation of diagenetic attributes – constituents and secondary porosity – to the depositional facies and stratigraphic framework demonstrated that the tide-distributary channels bars situated 1m below a MFS show abundant dolomite and pyrite cements and low porosity (3%), while the same depositional facies sandstones situated in HST/TST far from MFS are less cemented and has high porosity (18%). Furthermore, conglomeratic arenites of channel bottom are very cimentated by dolomite and can configurate permeability barrier, denotating the depositional subenvironment control in these facies-reservoir heterogeneity. Moreover, shoreface sandstones situated in TST/initial HST are very cimentated by dolomite and pyrite and has relatively low porosity (5%), whilst those sistuated in HST, 1m below a sequence boundary, sho elevated secondary macroporosity (15%), generated by feldspar and dolomite dissolution, due to the meteoric water circulation promoted by the marine regression. About the wadis sandstones, there is a vertical variation in the porosity, in which the most porous facies (8-9%) and less cemented are the central portions of sandy bars, being the basal portion very cemented by dolomite and little porous (4%), and the top, with 1% porosity, rich in pseudomatrix derivated of mud laminaes compaction. In this way, it was possible to begin an understanding about the distribution of diagenetic alterations in the reservoirs of the Poti Formation and their impact in the rocks porosity.

SUMÁRIO

1. Texto explicativo.....	1
2. Introdução.....	2
3. Geologia regional da Bacia do Parnaíba.....	4
3.1. Litoestratigrafia e ambientes deposicionais.....	4
3.2. Arcabouço estrutural.....	8
3.3. Evolução tectono-sedimentar.....	9
3.4. A Formação Poti.....	11
4. Sistemas estuarinos e deltaicos dominados por maré.....	13
5. Sistemas marinhos rasos.....	14
6. Estratigrafia de sequências.....	15
7. Diagênese de arenitos-reservatório.....	18
8. Materiais e métodos.....	28
8.1. Afloramentos.....	28
8.2. Testemunhos de sondagem.....	28
8.3. Análise de fácies e associações de fácies sedimentares.....	29
8.4. Estratigrafia de Sequências.....	30
8.5. Petrografia microscópica.....	31
8.6. Análise de permeabilidade.....	32
9. Resultados e discussões.....	33
9.1. Fácies e associações de fácies sedimentares.....	33
9.2. Estratigrafia de sequências.....	56
9.3. Análise microscópica.....	67
9.3.1. Constituintes detríticos e diagênese.....	67
9.3.2. Controles de qualidade dos reservatórios.....	92
10. Conclusões.....	104
11. Referências bibliográficas.....	107
12. Apêndice.....	113
13. Anexos.....	130

LISTA DE FIGURAS

Figura 01: Mapa de localização da Bacia do Parnaíba.....	03
Figura 02: Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Vaz <i>et al.</i> , 2007), com destaque para o intervalo estudado.....	06
Figura 03: Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Parnaíba. Modificado de Miranda <i>et al.</i> (2018).....	08
Figura 04: Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba. Modificado de Góes <i>et al.</i> (1993) e Retirado de Lima (2016).....	09
Figura 05: Unidades geotectônicas da Província Parnaíba (modificado de Góes, 1995). Retirado de Silva <i>et al.</i> (2003).....	10
Figura 06: Modelo tridimensional esquemático de estuário/delta dominado por maré. A) Perfil vertical de um típico complexo de canais distributários. Notar sua organização vertical, com ciclos de granodecrescência ascendente e bases erosivas. B) Barras de maré, com ciclos de granocrescência ascendente. São presentes nas áreas terminais do estuário de grande descarga de sedimentos. C) Barras arenosas de maré mais delgadas. Ocorrem mais distalmente dos estuários, onde o suprimento sedimentar é limitado e as correntes de maré são mais fracas. Nos depósitos de A, B e C, são frequentes estratificações cruzadas, laminação <i>wavy</i> , <i>ripples</i> , laminação horizontal, bioturbação, presença de clastos lamosos e fragmentos de concha. Modificado de Maguregui e Tyler (1991).....	13
Figura 07: Perfil genérico da linha de costa à plataforma mostrando as principais fácies e ambientes deposicionais. As ondas tornam-se assimétricas quando entram na zona de <i>shoreface</i> e a água se move em direção ao continente e forma correntes que promovem circulação paralela à costa e constroem barras <i>longshore</i> . Retirado de James e Dalrymple (2010).....	14
Figura 08: Empilhamento de sedimentos de tamanho argila até areia média, marinhos rasos, de costa dominada por ondas e ondas de tempestade. Notar organização vertical, com granocrescência ascendente. De Hart e Plint (1995) e Clifton (2006).....	14
Figura 09: Modelo de distribuição de tratos de sistemas e de superfícies-chave no preenchimento sedimentar de uma bacia em função das variações no nível do relativo do mar. <i>Apud</i> Morad <i>et al.</i> (2012).....	17

- Figura 10: Arenito *de sharp-based shoreface* depositado durante um período de queda do nível relativo do mar (regressão forçada). Em tempos assim, a acomodação reduzida em zonas marinhas rasas elimina espaço para a zona de transição *offshore-shoreface* e os arenitos de *shoreface* assentam-se erosivamente numa superfície escavada por onda, tipificada por abundantes *gutter casts*. Essa superfície é referida como superfície regressiva de erosão marinha (Plint, 1995 *apud* James e Dalrymple, 2010). Retirado de James e Dalrymple (2010).....17
- Figura 11: Relação entre os controles da diagênese de sedimentos siliciclásticos. Modificado de Morad *et al.* (2012).....21
- Figura 12: Esquemas mostrando as alterações diagenéticas típicas de (A) sistemas fluviais entrelaçados e (B) sistemas fluviais meandrantés: forte heterogeneidade associada à cimentação de calcita na base de canais fluviais devido à nuclueação de cimento em intraclastos de lamito e carbonáticos; (C) sistemas deltaicos e (D) sistemas marinhos rasos: forte heterogeneidade associada a concreções carbonáticas (que podem coalescer e formar camadas continuamente cimentadas) nas superfícies de inundação, no topo dos depósitos de frente deltaica. De Morad *et al.* (2010).....23
- Figura 13: Mudanças na distribuição das zonas meteórica, mista e marinha em função de descida e subida do nível relativo do mar. De Morad *et al.* (2012).....25
- Figura 14: Mapa de localização dos aforamentos A a G e do poço 1-UN-06-PI, do Projeto Carvão, da CPRM.....28
- Figura 15: Fluxograma de métodos utilizados para a execução deste trabalho (retângulos rosas) com os materiais analisados em cada etapa (retângulos circulares laranjas claros e escuros)..29
- Figura 16: Relação entre fácies, associações de fácies, ambientes deposicionais e tratos de sistemas utilizados nesta dissertação. De James e Dalrymple (2010).....30
- Figura 17: Fluxograma simplificado de reconhecimento do arcabouço da estratigrafia de sequências de uma sucessão sedimentar. Baseado em Embry (2006).....31
- Figura 18: Fluxo de análise do QEMScan. A seção polida, recoberta com pó de carbono é subdividida em pixel de ~20 micrômetros de dimensão e o sensor do EDS faz a leitura da energia de raios-x emitida e o sensor de BSED define os limites das partículas analisadas. Utilizando um banco de dados de composição e mineralogia, um mineral é designado para cada pixel (Miranda, 2014).....32

Figura 19: Sucessão vertical das fácies sedimentares do testemunho do poço 1-UN-06-PI correlacionada ao perfil raios gama, no intervalo entre 218 e 446m, mostrando as associações de fácies, os ambientes, os sistemas e as figuras correspondentes, as sequências deposicionais e os tratos de sistemas das formações Poti e Piauí.....**37**

Figura 20: Perfil litológico do poço 1-UN-6-PI, coluna de detalhe de uma barra de *shoreface*, descrita no intervalo entre 440 e 433, e fotos de detalhe das fácies que compõem a AF1.....**39**

Figura 21: Perfil litológico, interpretação ambiental-estratigráfica e fotos do afloramento E (fms. Longá e Poti). Da base para o topo, AFs: *offshore* e *shoreface*. Fotos 01) arenito fino a médio com SCS; e 02) arenito muito fino, arroxeadado, oolítico, com HCS (AF1). 03 e 04) arenito médio intraclástico (AF1). 05) lamito com acamamento ondulado e intercalações de arenito com ripples de onda. 06) arenito muito fino a fino com intercalação de lamito em ciclo de granocrescência e espessamento das camadas de arenito para cima, cristas arenosas de plataforma (AF2).....**40**

Figura 22: Perfil litológico do poço 1-UN-6-PI, coluna de detalhe de uma barra de maré, descrita no intervalo entre 394 e 388m, e fotos de detalhe das fácies que compõem a AF3....**42**

Figura 23: Perfil litológico, interpretação ambiental-estratigráfica e fotos do afloramento A (Fm. Poti). Fotos 01 e 02) arenito muito fino intercalado com lamito e *ripples* cavalgantes (AF7). 03 e 04) arenito muito fino a fino com SCS (AF1). 05) arenito muito fino a fino com *ripples* acanaladas; no topo, estruturas *flaser* e *ripples* cavalgantes e 06) arenito fino a médio com estratificação cruzada sigmoidal (AF5). 07) contato discordante entre depósitos de *shoreface* e flúvio-estuarinos abaixo e acima das linhas, respectivamente. 08) intercalações de arenito e lamito em acamamento ondulado e aspecto papiráceo (AF1). Abaixo das linhas, arenito com filmes argilosos (AF3). 09) abaixo das linhas, arenito muito fino a fino com estratificação cruzada sigmoidal e *drapes* argilosos; 10) arenito muito fino com acamamento *flaser* a ondulado, dobras convolutas e *ripples*; e 11) arenito muito fino intercalado com lamito em acamamento ondulado a lenticular e *ripples* cavalgantes (AF3).....**43**

Figura 24: Perfil litológico do poço 1-UN-6-PI, coluna de detalhe de barras de cfe, descritas no intervalo entre 274 e 267, e fotos de detalhe das fácies que compõem a AF4 e AF5.....**46**

Figura 25: Perfil litológico, interpretação ambiental-estratigráfica e fotos do afloramento B (Fm. Poti). Destaque para a AF5. Fotos 01) arenito fino com *ripples* acanaladas; e 02) arenito

fino a médio com estratificação cruzada na base e *ripples* no topo lamito; 03) barras flúvio-estuarinos sobrepostas discordantemente a lamito de planície de maré ou de lobos sigmoidais; e 04) intervalo de depósitos de canais flúvio-estuarinos, compreendido entre uma superfície transgressiva (linha laranja) e um limite de sequências/ravinamento de maré (linhas vermelha e roxa). Legenda a seguir.....47

Figura 26: Perfil litológico do poço 1-UN-6-PI, coluna de detalhe de um depósito deltaico, descrito no intervalo entre 304 e 295m, e fotos de detalhe das fácies que compõem a AF6....49

Figura 27: Perfil litológico, interpretação ambiental e fotos do afloramento C (Fm. Poti). Associação de fácies de lobos sigmoidais. Fotos 01) arenito médio com estratificação sigmoidal; e 02) arenito muito fino intercalado com *ripples* cavalgantes e filmes argilosos (AF7); 03) fotomontagem do afloramento C, notar o padrão progracional do lobo sigmoidal, em que a porção proximal (foto 01) sobrepõe a porção distal (Foto 02); e 04) desenho esquemático do afloramento C: a fácies distal é sobreposta pela fácies proximal. Legenda a seguir.....51

Figura 28: Perfil litológico, interpretação ambiental e fotos do afloramento G (Fm. Piauí). Associação de fácies de dunas eólicas e lagos efêmeros (AF8). Fotos 01) arenito grosso com estratificação cruzada tabular de grande porte; e 02) arenito muito fino com *ripples* cavalgantes; 03) arenito fino a muito fino com estratificação cruzada tabular; 04) *ripples* transladantes recobrimdo estratificações cruzadas; e 05) vista geral do afloramento G. Na parte plana do terreno, ocorrem depósitos de dunas eólicas (Foto 03), a porção basal a intermediária do morro contém os depósitos de lagos efêmeros (Foto 02) e, na porção superior do morro, novamente, dunas eólicas.....53

Figura 29: Perfil litológico do poço 1-UN-6-PI, coluna de detalhe de uma barra de wadis, descrita no intervalo entre 235 e 227m, e fotos de detalhe das fácies que compõem a AF9....55

Figura 30: Registro descritivo e fotográfico do afloramento A, com interpretação paleoambiental e de estratigrafia de sequências. Notar, na foto 07, que depósitos de *shoreface* são sobrepostos por rochas de canais flúvio-estuarinos, sendo o contato entre essas fácies marcado por um LS coplanar a uma ST. Essas superfícies dividem o empilhamento em duas sequências, AS e AI. As fotos 08 e 09 apresentam o contato entre barra de maré e *shoreface*, composto por um ravinamento de onda sucedido por uma SIM. Legenda a seguir.....57

Figura 31: Legenda para as figuras 32 e 33.....58

Figura 32: Registro descritivo e fotográfico do afloramento B, interpretação paleoambiental e de estratigrafia de seqüências. O empilhamento compõe duas seqüências deposicionais – BI e BS. Foto 01) arenito muito fino com *ripples* de onda, *pillows* e intercalações de lamito (AF1), TSMA da seqüência BS; 02) contato discordante entre depósitos de canais flúvio-estuarinos e lamitos de planície de inundação fluvial; 03) arenito muito fino com *climbing ripples* da AF7, TSMA da seqüência BI. A) folhelho cinza constitui uma SIM na seqüência BS; B) depósito de canais flúvio-estuarinos. Na base, há um limite de seqüências coplanar a uma superfície transgressiva de ravinamento de maré e, no topo, um ravinamento de onda. A AF5 constitui o TST da seqüência BS (ver legenda na Figura 31).....59

Figura 33: Registro descritivo e fotográfico da porção central do afloramento B com interpretação paleoambiental e de estratigrafia de seqüências. Foto 01) detalhe de nível rico em intraclastos que constitui uma superfície transgressiva de ravinamento de onda; 02, 03 e 04) superfície transgressiva separando o depósito de canais flúvio-estuarinos (AF5) dos de shoreface (AF1). Notar compactação diferencial dos sedimentos sobrepostos a ela em relação aos sotopostos, o que indica que estes já apresentavam certa consolidação quando aqueles foram depositados. (Ver legenda na figura 31).....60

Figura 34: Registro descritivo do afloramento D, interpretação paleoambiental e de estratigrafia de seqüências. Foram analisadas duas encostas da Serra de Santo Antônio, com cerca de 60 metros de altura. O empilhamento compõe 3 seqüências deposicionais – DI, DM e DS. Entre as seqüências DI e DM, ocorrem as superfícies coplanares limite de seqüência e superfície transgressiva de ravinamento de onda. Entre os tratos de mar alto e transgressivo, da seqüência DM, há uma superfície de inundação máxima. E, entre as seqüências DM e DS, identificaram-se as superfícies coplanares limite de seqüência e superfície transgressiva de ravinamento de maré (Ver fotos na Figura 35 e legenda na Figura 36).....61

Figura 35: Fotos do afloramento D. 01) contato discordante entre depósito de canal flúvio-estuarino (AF5) (acima) e de barra de maré (AF3) (abaixo), marcando um limite de seqüências coplanar a uma superfície transgressiva. Essas superfícies separam as seqüências DS e DM. 02) contato erosivo, com folhelho retrabalhado, marcando LS/ravinamento de maré entre arenito fino de barra de maré, abaixo, e arenito médio a grosso de canal flúvio-estuarino, acima. 03) arenito fino com intercalações de folhelho e fragmento de carvão em barra de maré; e 04)

intercalação de arenito muito fino a fino e folhelho de porção inferior da barra de maré. TSMA da sequência DM. 05) arenito fino com SCS, da associação de fácies de *shoreface* (AF1) que está sotoposta à AF3, pertence ao TST da sequência DM. O limite entre essas duas AFs é uma SIM (linha tracejada azul). 06 e 07) arenito avermelhado, endurecido, bioturbado que constitui um limite de sequências coplanar a uma superfície transgressiva de ravinamento de onda. Essas superfícies separam a AF1 da AF7 e as sequências DM e DI. 08) vista a distância de arenito com estratificação cruzada sigmoidal de lobos sigmoidais (AF7). 09) arenito muito fino com *climbing ripples*, característicos de porções distais de lobos sigmoidais (AF7). A AF7 compõe o TSMA da sequência DI e é truncada pelo LS mostrado nas fotos 06 e 07.....**62**

Figura 36: Legenda para as figuras 34 e 35.....**63**

Figura 37: Legenda para a Figura 38.....**63**

Figura 38: Registro descritivo e fotográfico do afloramento F, interpretação paleoambiental e de estratigrafia de sequências. Afloram, com cerca de 20 metros espessura, as rochas das formações Longá e Poti. Foto 01) nível conglomerático moderadamente bioturbado, interpretado como um limite de sequência coplanar a uma superfície transgressiva (linhas vermelha e laranja na Foto 05), individualiza as sequências deposicionais FI e FS. 02) arenito fino com SCS de *shoreface* (AF1). A base do empilhamento de *shoreface* é marcada por um arenito conglomerático que evidencia a presença de uma superfície regressiva de erosão marinha (Fotos 03 e 05, linha roxa). 03) lamitos de *offshore* (AF2); 04) arenito bioturbado (?). 05) da base para o topo, sucedem-se depósitos de barras arenosas e lamitos de *offshore* (AF2) (Foto 03) e arenitos com HCS/SCS de *shoreface* (AF1) (Foto 02). A FI é composta por um trato de mar alto (?) - situado abaixo da RSME e constituído pelos depósitos de *offshore* - e por um trato de mar em queda (ou regressão forçada), situado acima da RSME, com um conjunto progradante de parassequências da AF1. A FS contém a base de um trato transgressivo, também com rochas de *shoreface*.....**64**

Figura 39: Foto à esquerda: lamito vermelho arroxeadado, com gretas de ressecamento, que constitui o limite de sequências entre as formações Poti e Piauí no poço 1-UN-06-PI. Sobre esse lamito, assenta-se arenito médio a grosso alaranjado de depósitos fluviais desérticos da base da Formação Piauí. Foto à direita: detalhe.....**66**

Figura 40: Sucessão vertical das fácies sedimentares do testemunho do poço 1-UN-06-PI, no intervalo entre 218 e 446m, mostrando as associações de fácies, os ambientes, os tratos de

sistemas e superfícies estratigráficas, a porosidade das rochas, o controle das fácies-reservatório da Fm. Poti e da base da Fm. Piauí, com as figuras correspondentes.....**68**

Figura 41: Diagrama de classificação Folk (1970) com as amostras analisadas. Q: quartzo, F: feldspato e L: fragmentos líticos.....**69**

Figura 42: Fotomicrografias dos principais produtos diagenéticos dos arenitos da Formação Poti e da porção basal da Formação Piauí. A) dolomita microcristalina poiquilotópica, ocupa o espaço intergranular e substitui, por corrosão, os grãos do arcabouço e quartzo autigênico. Nicóis cruzados. B) Pirita autigênia substituindo intraclasto lamoso. Notar que este se encontra deformado pela compactação e constitui pseudomatriz. Nicóis paralelos. C) Ilita ripiforme substituindo feldspato. Nicóis cruzados. D) Ilita e clorita autigênicas ocupando o espaço intergranular e formando cutículas nos grãos do arcabouço. Notar que são substituídas por dolomita. Nicóis cruzados. E) Sobrescimento sintaxial de feldspato. Nicóis cruzados. F) Poros secundários gerados por dissolução de feldspato. Nicóis paralelos.....**71**

Figura 43: Imagens de QEMScan. Comparação de porosidade entre amostras de *shoreface* de nível relativo do mar alto e transgressivo/de mar alto inicial. No centro, gráfico ilustrando a relação entre porosidade e cimentação/substituição. As amostras de *shoreface* de mar alto são mais porosas (área em azul) e menos cimentadas (área em cinza) do que as de *shoreface* transgressivo/de mar alto inicial.....**73**

Figura 44: Fotomicrografias dos arenitos de *shoreface* transgressivos/de mar alto inicial (A e B) e de mar alto, próximos a um limite de sequências (C, D, E e F). A) Arenito muito fino a síltico, com grãos subarredondados a arredondados e dolomita microcristalina preenchendo o espaço intergranular e substituindo quartzo e feldspato. Siderita (marrom) e pirita maciça (preto) também cimentam o arenito. Microporos pouco a não conectados (azul claro). Nicóis paralelos (NP). B) Arenito muito fino com intercalação lamosa (porção superior direita). Notar dolomita, com siderita associada, como cimento e substituindo grãos do arcabouço da fração arenosa. Nicóis cruzados (NX). C) Arenito muito fino, anguloso a arredondado, bem selecionado, com micro a macroporos, inter e intragranulares, secundários, de dissolução de feldspato. Notar romboedro de dolomita preenchendo poro secundário. NP. D) Arenito muito fino, arcossiano, com contatos longos e côncavo-convexos e dolomita macrocristalina preenchendo macroporo secundário. NX. E) Arenito com macroporos com formas irregulares, predominantemente intergranulares, produto de dissolução de feldspato. Foto de

detalhe. NP. F) Porosidade secundária em arenito arcossiano muito fino, bem selecionado. Notar resquíços de feldspato nos poros e boa conexão entre eles. NP.....74

Figura 45: barra arenosa de maré em (A) testemunho (poço 1-UN-6-PI), porção inferior: terminação da barra (*bottomset*), em que se acumula mais lama e bioturbação, e porção superior, com areia mais bem selecionada; (B) seção longitudinal, com a distribuição das porções terminal (*bottomset*), talude e crista da barra; e (C) seção vertical. Modificado de Dalrymple e Choi (2007).....76

Figura 46: Fotomicrografias dos arenitos de porção central (A, B, C e D) e terminal (E e F) de barras arenosas de maré. A) Arenito muito fino, com grãos subarredondados a arredondados, bem selecionados. Micro e macroporos, inter e intragranulares produzidos por dissolução de feldspato. E dolomita microcristalina preenchendo o espaço intergranular e substituindo quartzo e feldspato. NP. B) Mesma seção da imagem anterior, com polarizadores cruzados. Notar cimento e substituição por dolomita, alguns grãos flutuam no cimento. Na porção inferior direita, observa-se plagioclásio arredondado com sobrecrecimento sintaxial, parcialmente substituído por dolomita. NX. C) Arenito com poros secundários oriundos de dissolução parcial de feldspato. NP. D) Mesma seção da imagem anterior, com polarizadores cruzados. Ressalta-se o tipo de contato entre os grãos: longo e côncavo-convexo. A dissolução de feldspato ocorreu após a compactação dos sedimentos. NX. E) Lamito arenoso com microporos e feldspato dissolvido parcialmente. NP. F) Aspecto geral do lamito arenoso, relativamente pouco alterado pelos processos diagenéticos. NX.....77

Figura 47: Imagens de QEMScan. Notar maior quantidade de poros, área em azul, na amostra de arenito de porção central de barra arenosa de maré (bam) do que na amostra de lamito arenoso da porção terminal de uma bam. Os poros da primeira imagem são produtos de dissolução, o que demonstra mais eficácia desse processo diagenético nas fácies arenosas do que nas lamosas. Embora ocorram poros na amostra de lamito arenoso, nota-se que predominam poros bem menores (microporos), enquanto que, no arenito, poros maiores (macroporos) são predominantes. Em cinza: componentes minerais detríticos e autigênicos.....78

Figura 48: Fotomicrografias do arenito muito fino/siltito de intermaré lamoso/arenoso de planície de maré. A) Textura da rocha, de areia muito fina e silte. Notar abundância de constituintes lamosos espremidos entre os grãos de quartzo e feldspato. NP. B) mesma seção

da imagem anterior, com NX. Dolomita substitui e cimenta os grãos detríticos. C) microporos em feldspato (centro) e em pseudomatriz (embaixo) dissolvidos parcialmente. NP.....79

Figura 49: Fotomicrografias dos arenitos de barras de canais flúvio-estuarinos. A) Arenito muito fino a fino, com grãos subangulosos a arredondados, moderadamente bem selecionado. Constituintes detríticos quartzo e feldspato. O feldspato pode ser límpido, branco como o quartzo, ou amarronzado, pouco alterado, dissolvido. Micro e macroporos, inter e intragranulares produzidos por dissolução de feldspato. NP. B) mesma seção da imagem anterior, com NX. C) Arcósio, com grãos de feldspato pouco a muito alterados, inclusive os cristais autigênicos. Na porção inferior esquerda, macroporo secundário, conectado a outros poros. NP. D) mesma seção da imagem anterior, com polarizadores cruzados. Ao centro, observa-se sobrecrecimento de plagioclásio. Contatos longo e côncavo-convexo. E) Imagem de detalhe mostrando os minerais autigênicos dolomita, à esquerda, clorita, verde, ao centro, e, abaixo, pirita, preta. Acima da pirita, ocorre muscovita expandida. Dolomita substitui silicatos. NP. F) mesma seção da imagem anterior com polarizadores cruzados. À esquerda, substituição de quartzo e muscovita por dolomita. Ao centro, muscovita expandida e substituída pseudomorficamente por argila (caulinita?). NX.....80

Figura 50: Fotomicrografias de amostra de barra de canal flúvio-estuarino situado ~1m abaixo de uma SIM. A) Arenito lamoso. NX. B) cristais autigênicos de pirita e dolomita ferrosa substituem os silicatos detríticos. NP. C) Cimentação e substituição intensas por pirita. Resquícios dos silicatos “flutuam” na pirita maciça. NP. D) Poro secundário, intragranular, produto de dissolução de feldspato. NP.....82

Figura 51: Fotomicrografias de arenitos de fundo de canal flúvio-estuarino. A) Arenito fino a médio com intraclasto lamoso ao centro, formando pseudomatriz. Macroporos secundários de dissolução mineral. O material intergranular, que substitui os grãos detríticos é dolomita. NP. B) Dolomita cimenta e substitui quartzo e argilas (ilita e clorita, cor de interferência laranja). NX. C) Poros de dissolução em agregados de ilita e clorita. NP. D) mesma seção da imagem anterior, com NX. Notar ilita marcando contato longo entre grãos detríticos e substituição de quartzo e das argilas por dolomita.....83

Figura 52: Imagens de QEMScan. À esquerda, imagem de composição mineral e porosidade da amostra de arenito de fundo de canal flúvio-estuarino (UN-6-PI 250,70). Intraclastos lamosos/pseudomatriz formam níveis concordantes ao acamamento que podem produzir

barreiras de permeabilidade no reservatório, compartimentalizando-o. São compostos basicamente por ilita. Notar a abundância de cimento de dolomita (lilás) entre grãos de quartzo (rosa). A cimentação intensa (17%) também pode compor uma barreira ao fluxo de fluidos no reservatório e reduziu a porosidade da rocha para cerca de 1% (imagem à direita).....**84**

Figura 53: Fotomicrografias de arenito de frente deltaica de DDMAP. A) Arenito fino, subarredondado a arredondado, muito bem selecionado. Ocorrem macro e microporos secundários. Ao centro, intraclasto lamoso, deformado, parcialmente dissolvido, com microporos intragranulares. B) mesma seção da imagem anterior, com PX. Notar cimento dolomítico.....**85**

Figura 54: Fotomicrografias de barras arenosas de wadis. A) Grãos de quartzo com cutículas muito finas de ilita. Esta também preenche o espaço intergranular. NX. B) Substituição de plagioclásio por ilita. NX.....**87**

Figura 55: Fotomicrografias das porções central (A e B), apical (C e D) e basal (E e F) das barras arenosas de *wadis*. A) Quartzarenito muito poroso e permeável, produto de intensa dissolução. Rocha com macroporos intergranulares. NP. B) Destaque para contatos longos e côncavo-convexos e, no centro, sobrecrecimento de plagioclásio em contato longo com grão de quartzo. NX. C) Arenito siltico a fino, com poro intragranular, do tipo *honeycombed*, em feldspato parcialmente dissolvido. Na porção esquerda, há pseudomatriz gerada por compactação de filme argiloso. NP. D) Sobrecrecimento sintaxial de quartzo. NX. E) Arenito muito fino a fino, rico em intraclastos lamosos e fragmentos pelíticos, orientados segundo a estratificação. NP. F) Dolomita substituindo silicatos detríticos e cimentando o arenito. Notar que a antigênese de dolomita é posterior à compactação dos sedimentos. NX.....**87/88**

Figura 56: Fluxograma dos resultados obtidos a partir da análise das fácies e associações de fácies sedimentares, da estratigrafia de sequências e da petrografia em microscópio ótico, QemScan e permeabilímetro. Destacam-se os depósitos marinho raso, estuarino/deltaico dominado por maré e desértico, com seus subambientes e os elementos da estratigrafia de sequências sob as condições dos quais os sedimentos foram depositados e modificados. Foram analisadas rochas dos diferentes subambientes sedimentares interpretados na análise macroscópica – shoreface médio e inferior, porções central e terminal de barra arenosa de maré, intermaré lamoso/arenoso, barra e fundo de canal flúvio-estuarino, frente deltaica e barra arenosa de wadis -, em escala microscópica, em que se determinaram, entre outros, textura,

composição primária, produtos/processos de diagênese, porosidade (Φ), permeabilidade (K) e tamanho dos poros.....	89
Figura 57: Carta de evolução diagenética dos arenitos da Formação Poti e porção basal da Formação Piauí, no testemunho do poço 1-UN-6-PI.....	91
Figura 58: Diagrama com a representação dos principais processos e produtos diagenéticos e os aspectos de heterogeneidade dos reservatórios dentro do arcabouço da estratigrafia de sequências de sucessões siliciclásticas transicionais e marinhas.....	102

LISTA DE TABELAS

Tabela 01: Sumário dos principais termos da estratigrafia de sequências e dos processos e produtos diagenéticos mais importantes relacionados a superfícies-chave da estratigrafia de sequências e tratos de sistemas. Modificado de Morad <i>et al.</i> (2010).....	16
Tabela 02: Correlação entre processos eodiagenéticos de arenitos, parâmetros controladores, fácies deposicionais e potencial impacto na qualidade dos reservatórios.....	20
Tabela 03: Correlação entre os processos mesodiagenéticos típicos de arenitos, os principais parâmetros controladores e os potenciais impactos na qualidade do reservatório.....	20
Tabela 04: Sumário dos processos e produtos diagenéticos mais importantes relacionados aos controles da estratigrafia de sequências nos depósitos siliciclásticos e principais impactos na qualidade do reservatório. De Morad <i>et al.</i> (2012).....	27
Tabela 05: Tabela de localização dos afloramentos A a G e unidades litoestratigráfica a que cada um pertence.....	29
Tabela 06: Tabela de localização do poço 1-UN-06-PI e das unidades litoestratigráficas amostradas.....	29
Tabela 07: Síntese das fácies e associações de fácies sedimentares, com subambientes, ambientes e sistemas deposicionais interpretados para as formações Poti, Longá e Piauí.....	34
Tabela 08: Fácies sedimentares genéticas (subambiente) relacionadas ao trato de sistemas em que se situam, a superfícies estratigráficas que eventualmente estão próximas, à porosidade, ao tamanho dos poros, à localização desses, à permeabilidade e, por fim, aos principais controles	

de sua qualidade de reservatório. Em azul, destacam-se as fácies com maior porosidade e permeabilidade, que se caracterizam como melhores reservatórios.....99

Tabela 09: Comparação entre valores de porosidade (Φ) obtidos na análise de 15 seções delgadas em microscópio ótico (MO) e QEMScan. Ver gráfico a seguir.....112

Tabela 10: Comparação entre as médias percentuais dos principais componentes das amostras analisadas por meio dos dois instrumentos – QEMScan (QS) e microscópio ótico (MO). Os valores totais de quartzo e feldspato são relativamente próximos. Deve-se destacar que o QEMScan quantifica tais minerais, porém não os distingue em relação ao aspecto paragenético. Por exemplo, se o quartzo ou feldspato pertencem ao arcabouço ou se constituem cimento, pseudomatriz, etc, como se faz com a descrição petrográfica convencional em MO. Por outro lado, as imagens coloridas de varredura de QS das lâminas esclarecem o petrógrafo em relação aos minerais presentes, inclusive as argilas de difícil identificação, além da presença de microporos, muitas vezes, não reconhecidos sob MO. Tal fato pode ser observado pelos valores de porosidade QS maiores do que aqueles de MO. Em relação ao terceiro mineral mais abundante nas amostras, a dolomita, com a análise em QS, foi possível diferenciá-lo da calcita, fato que seria impossível sem o tingimento das lâminas com alizarina vermelha. Sob MO, esse mineral, a princípio, foi descrito como calcita, por ser este, no geral, de ocorrência mais comum nos estudos sedimentológicos. Os argilominerais illita, clorita, caulinita e esmectita foram identificados e quantificados pelo QS e, com as imagens coloridas, puderam, em muitos casos, ser atribuídos a substituições minerais ou a aglomerações em níveis paralelos ao acamamento das rochas. Tais níveis, em MO, foram reconhecidos como intraclastos lamosos deformados, achatados pela compactação, constituindo, pseudomatrizes. Dessa forma, as análises complementaram-se, uma vez que o QS identificou os minerais que compõem as pseudomatrizes descritas no MO. Os gráficos a seguir mostram a comparação das abundâncias de cada mineral nas amostras analisadas por QS e MO. Notar que o QS distingue K-feldspato e plagioclásio e o MO não, assim, quando somados, os valores totais de feldspato são relativamente próximos, como exposto acima. Nos gráficos de MO, os minerais que apresentam a letra A após o nome são autigênicos, classificação não realizada pelo QS.....113

LISTA DE GRÁFICOS

- Gráfico 01: Porosidade *versus* Profundidade. Percebe-se que não há um controle da profundidade na porosidade das fácies reservatório das Formações Poti e Piauí (porção basal). Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.....**92**
- Gráfico 02: Porosidade *versus* Permeabilidade. Observa-se que a relação entre essas duas propriedades é direta, quanto maior a porosidade, maior a permeabilidade. Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.....**93**
- Gráfico 03: Porosidade *versus* Granulometria. A porosidade não apresenta padrão de variação com o tamanho dos grãos. Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.....**94**
- Gráfico 04: Porosidade *versus* Cimento. Percebe-se que o percentual de porosidade reduz com o aumento do percentual de cimento. Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.....**94**
- Gráfico 05: Porosidade *versus* Fácies sedimentares genéticas (subambientes deposicionais). SI: *shoreface* inferior, SM: *shoreface* médio, BAM: barra arenosa de maré, IL/A: intermaré lamoso/arenoso, BCFE: barra de canal flúvio-estuarino, FCFE: fundo de canal flúvio-estuarino, FD DDMCP: frente deltaica de delta dominado por maré em condição protegida e BA: barra arenosa de *wadis*. Percebe-se que as fácies deposicionais que alcançam maiores porosidades são *shoreface* médio, barra arenosa de maré barra de canal flúvio-estuarino, frente deltaica de delta dominado por maré e barra arenosa de *wadis*. Devido à pequena quantidade de amostras, pode-se observar apenas em relação ao *shoreface* médio, que há um predomínio de macroporos. Este gráfico mostra que as fácies com pior qualidade de reservatório em relação à porosidade são o intermaré lamoso/arenoso e o fundo de canal flúvio-estuarino, em que os valores são menores que 5%, chegando a 1%. Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.....**96**
- Gráfico 06: Porosidade *versus* Tratos de sistemas, considerando as associações de fácies de *shoreface* (AF1), barras de maré (AF3) e canais flúvio-estuarinos (AF5) e o tamanho dos poros (macro ou microporos) das rochas que compõem tais associações. As demais associações não estão apresentadas porque suas amostras são de apenas um dos tratos, o que inviabiliza a comparação acerca da qualidade das fácies em cada um dos tratos de sistemas. Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.....**97**
- Gráfico 07: Eixo y: percentual de porosidade; eixo x: amostras analisadas (ver tabela anterior para identificação das amostras). No geral, os dados de porosidade adquiridos por meio de

microscópio ótico (MO) variam em relação direta com aqueles de QEMScan. Nota-se que a grande parte dos valores de porosidade QEMScan é maior do que os de MO. Isso ocorre em amostras que apresentam elevada microporosidade, ou seja, os poros são muito pequenos para serem quantificados em MO.....**112**

Gráficos 08: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 218,60. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**113**

Gráfico 09: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 232,50. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**114**

Gráfico 10: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 242,70. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**115**

Gráfico 11: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 250,60. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**116**

Gráfico 12: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 218,60. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**117**

Gráfico 13: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 278,00. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio

ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**118**

Gráfico 14: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 292,00. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**119**

Gráfico 15: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 324,90. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**120**

Gráfico 16: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 218,60. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**121**

Gráfico 17: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 376,00. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**122**

Gráfico 18: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 400,80. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**123**

Gráfico 19: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 417,70. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio

ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**124**

Gráfico 20: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 431,80. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**125**

Gráfico 21: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 440,90. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**126**

Gráfico 22: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 445,70. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).....**127**

1. TEXTO EXPLICATIVO

Esta dissertação de mestrado está organizada em treze capítulos. Este é o primeiro deles, em que se explica a estrutura do documento. O segundo é uma introdução na qual se apresentam os objetos de estudo e as finalidades desta pesquisa na Formação Poti da Bacia do Parnaíba.

O capítulo seguinte, três, abrange o conhecimento atual sobre a litoestratigrafia, os ambientes deposicionais, o arcabouço estrutural e a evolução tectono-sedimentar da bacia em questão, além de contemplar uma revisão acerca da sedimentação, dos litotipos e produtos diagenéticos e das condições climáticas do estágio Viseano, quando se deu a deposição da Formação Poti.

Os capítulos quatro, cinco, seis e sete tratam de breves descrições teóricas disponíveis na literatura corrente acerca dos modelos de fácies sedimentares, estratigrafia de sequências e diagênese que se aplicam aos dados obtidos neste trabalho.

O oitavo capítulo apresenta os materiais estudados - afloramentos e testemunhos de sondagem - e os métodos aplicados - análise faciológica, estratigrafia de sequências e petrografia microscópica -, além dos instrumentos utilizados - microscópio ótico, QEMScan e permeabilímetro.

No capítulo nove, encontram-se os resultados alcançados nesta pesquisa, sendo apresentados conforme a ordem de análise durante o período de dois anos: fácies e associações de fácies sedimentares da Formação Poti, do topo da Formação Longá e da base da Formação Piauí (que são as unidades soto e sobrepostas, respectivamente, à Formação Poti); elementos da estratigrafia de sequências reconhecidos nos empilhamentos sedimentares analisados; e, por fim, litotipos, produtos e processos diagenéticos e atributos petrofísicos associados à qualidade das fácies-reservatório, porosidade e permeabilidade, além de uma análise dos principais controles da qualidade dos reservatórios e indicação daqueles com maior potencial de acumulação de hidrocarbonetos.

A dissertação se encerra com o capítulo dez, o qual resume em conclusões o que se revelou com os resultados descritos e discutidos no capítulo anterior.

Os capítulos onze, doze e treze apresentam, respectivamente, as referências bibliográficas citadas no texto, os apêndices e os anexos. Estes totalizam-se em três: Anexo 01) tabelas de descrição petrográfica qualitativa e quantitativa; Anexo 02) tabelas de descrição petrográfica quantitativa; e Anexo 03) resultados de QEMScan.

2. INTRODUÇÃO

A Bacia do Parnaíba e suas unidades litoestratigráficas paleozoicas e mesozoicas têm sido alvo de diversas pesquisas nos últimos anos. Isso decorre de descobertas de acumulações econômicas de gás natural realizadas por empresas de energia, após cinco campanhas de exploração nessa área, executadas por diferentes companhias (Petrobrás, CPRM...). Com isso, foram perfuradas dezenas de poços e levantados diferentes dados geofísicos (magnetométricos, gravimétricos, sísmicos, perfis elétricos) (Miranda *et al.*, 2018). Um dos reservatórios comprovados de gás está na Formação Poti, unidade datada do Viséano (Melo e Loboziak, 2000), constituída predominantemente por arenitos e pelitos de ambientes costeiros dominados por ondas de tempestade e correntes de maré (Góes, 1995).

Como parte do Projeto “Arquitetura deposicional e qualidade dos reservatórios das formações Poti e Cabeças” (Projeto Poti), este trabalho tem como objetivo identificar os ambientes deposicionais e os elementos da estratigrafia de sequências associados às fácies-reservatórios da Formação Poti, caracterizar a mineralogia e a textura dessas rochas, quantificar suas porosidades e permeabilidades, propor sua evolução diagenética e, por fim, identificar as heterogeneidades internas dos reservatórios.

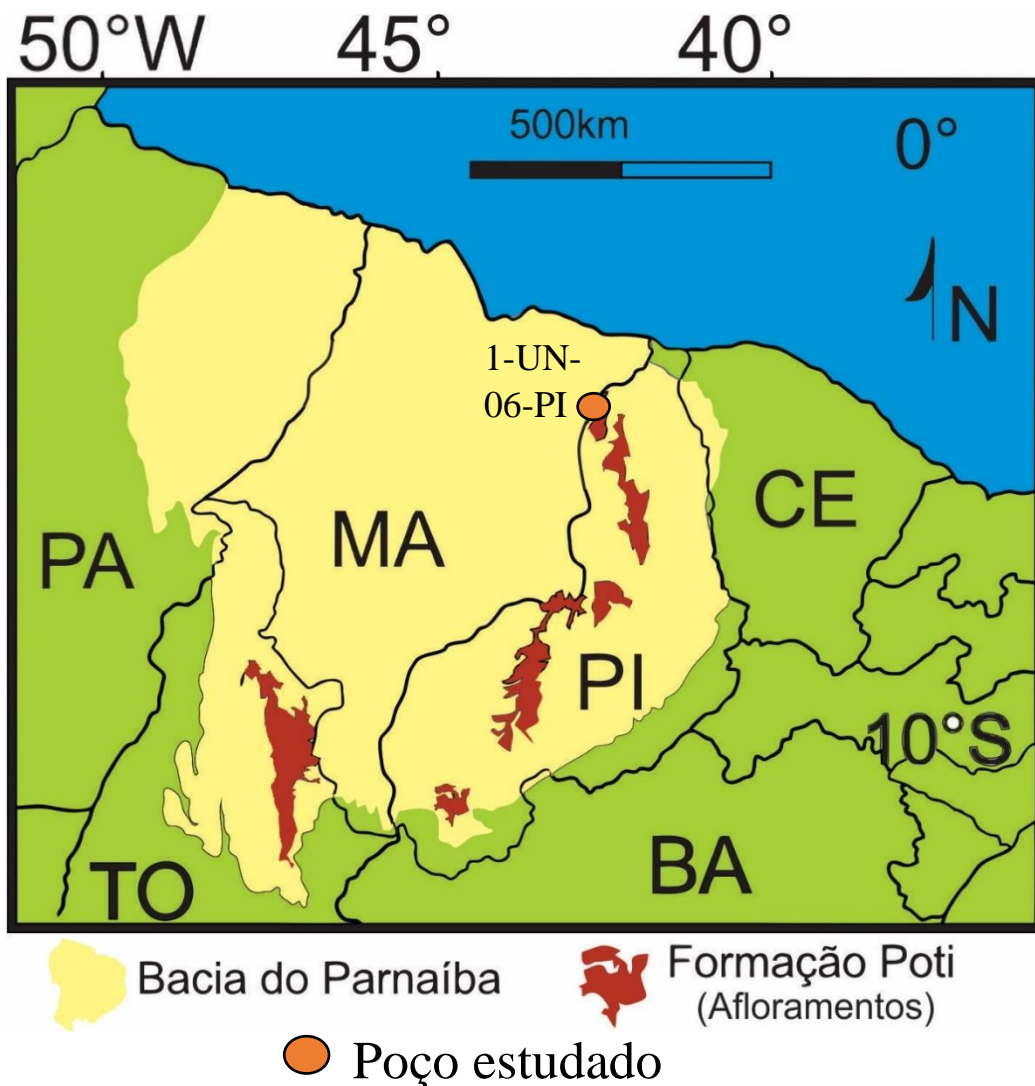
Assim, os estudos alcançaram um entendimento mais detalhado do Viséano da Bacia do Parnaíba, em termos de sedimentação e geometria dos corpos arenosos, superfícies estratigráficas-chaves, tratos de sistemas, sequências deposicionais e histórias diagenéticas, além de terem-se discriminado fácies-reservatórios de qualidades que variam de muito boas a muito ruins e ter-se compreendido a sua distribuição no empilhamento sedimentar analisado. Tal fato possibilita, por exemplo, a predição das características dos reservatórios nos depósitos ainda não estudados. Além disso, os estudos levaram à identificação das heterogeneidades internas dos reservatórios da Formação Poti, cuja elucidação é de suma importância para o planejamento e execução de estratégias eficientes de produção de hidrocarbonetos (Hamilton *et al.* 1998, Barton *et al.*, 2004, Sech *et al.* 2009).

Cabe aqui expor que a Bacia do Parnaíba contém um sistema petrolífero atípico (Miranda *et al.*, 2018), em que a geração de gás natural se deu em resposta às atividades magmáticas ocorridas no Jurássico e no Cretáceo, materializadas pelas formações Mosquito e Sardinha. Neste trabalho, apresentam-se dados acerca dos reservatórios, a princípio, não influenciados pelas intrusões ígneas. A diagênese das rochas que hospedam corpos magmáticos também compõe os objetos de estudo do Projeto Poti e está sendo analisada em outra pesquisa de mestrado, a qual deve ser concluída no início de 2019.

Localização da Área de Estudo

A Bacia do Parnaíba se situa na região nordeste do Brasil, sendo que sua maior área abrange os estados do Piauí e do Maranhão, ocorrendo também no Tocantins, na Bahia, no Ceará e no Pará. Ocupa uma área de cerca de 600.000 km², sendo totalmente *onshore*. O trabalho foi realizado em afloramentos e testemunho de sondagem de um poço, todos localizados na margem leste da Bacia, predominantemente no estado do Piauí (Figura 01).

Figura 01: Mapa de localização da Bacia do Parnaíba.



3. GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA DO PARNAÍBA

3.1. Litoestratigrafia e Ambientes Depositionais

A carta estratigráfica mais recente da Bacia do Parnaíba foi proposta por Vaz *et al.* (2007) (Figura 02). Infere-se, por correlação com a Faixa de Dobramentos Araguaia, com os maciços medianos e com a Província Borborema, que seu embasamento seja constituído por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares de idades arqueana, proterozoica e do início do Paleozoico (Vaz *et al.*, 2007). As rochas sedimentares que compõem o embasamento dividem-se em duas unidades: a Formação Riachão, cujos depósitos são considerados de idade proterozoica média ou superior, e o Grupo Jaibaras, interpretado como preenchimento de calhas “grabenformes” identificadas em dados geofísicos. Sua idade é estimada como cambro-ordoviciana e ele registra atividades finais do Ciclo Brasileiro (Oliveira e Mohriak, 2003 *apud* Vaz *et al.*, 2007). Esta unidade é representada na carta estratigráfica por considerar-se que está ligada à gênese da Bacia do Parnaíba.

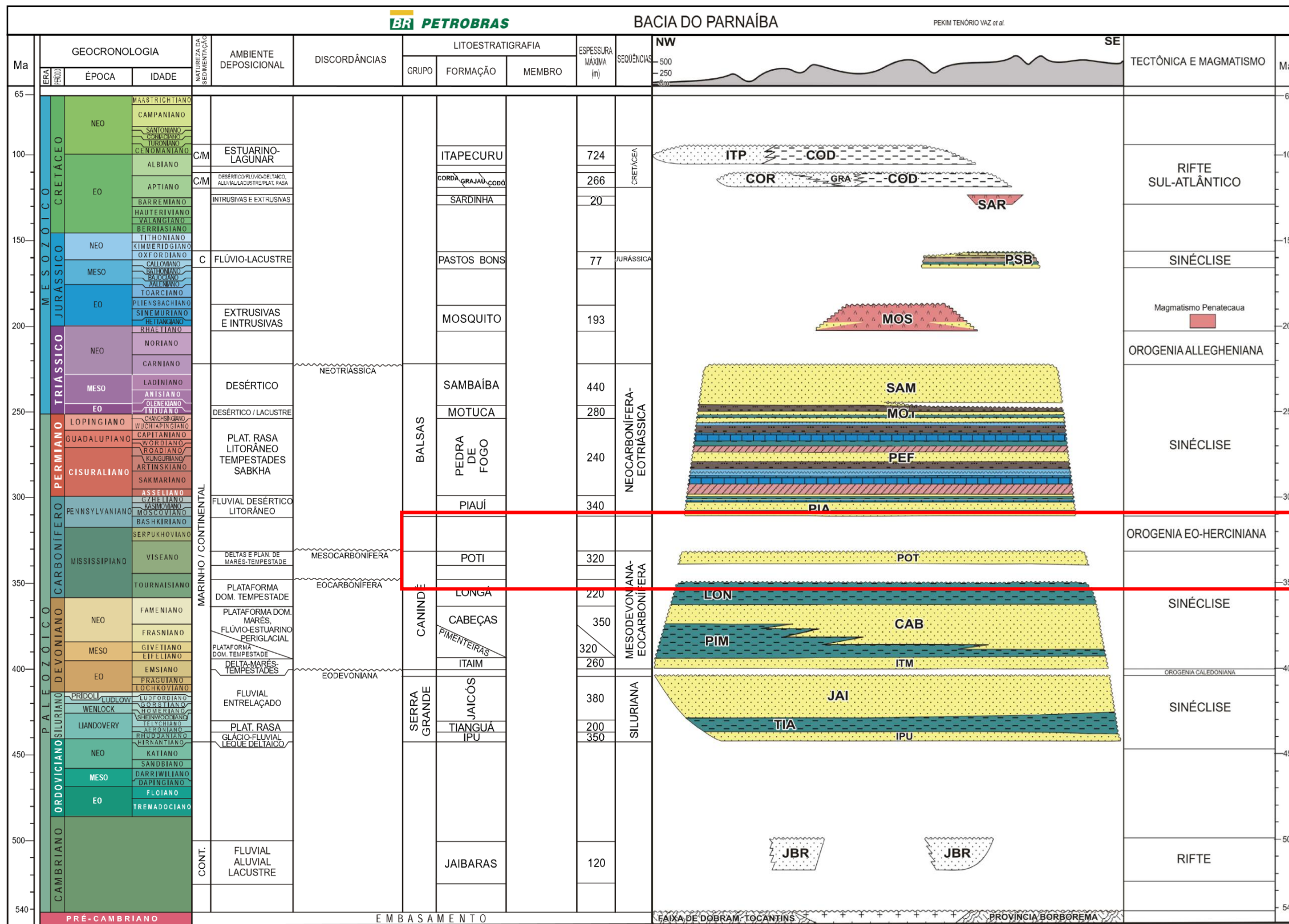
Sobreposto ao embasamento, ocorre o Grupo Serra Grande, uma sucessão de sinéclise intracratônica, de idade siluriana, que chega a cerca de 930 metros de espessura de rochas siliciclásticas. É composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós. A Fm. Ipu, mais antiga, é constituída por arenitos conglomeráticos, maciços ou com estratificação cruzada, e conglomerados, atribuídos a sistemas glaciais, de leques aluviais e de frente deltaica (Caputo, 1984). A Formação Tianguá contém pelitos escuros e arenitos intercalados a pelitos, de ambiente plataformal (Góes e Feijó, 1994 *apud* Vaz *et al.*, 2007). A Formação mais nova desse Grupo é a Jaicós, com arenitos grossos, conglomeráticos, maciços ou com estratificação cruzada (Caputo, 1984), de sistemas fluviais entrelaçados (Góes e Feijó, 1994 *apud* Vaz *et al.*, 2007).

Sobre o Grupo Serra Grande, assentam-se, discordantemente, os estratos do Grupo Canindé, de idade mesodevoniana-eocarbonífera. Essa unidade corresponde a uma sucessão também de sinéclise intracratônica, com espessura de rochas siliciclásticas de cerca de 1.470 metros, que se divide nas formações - na ordem de deposição - Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. A formação Itaim é constituída predominantemente por arenitos finos a médios, com elevada maturidade textural e granocrescência ascendente (Della Fávera, 1990 *apud* Vaz *et al.*, 2007). Suas rochas são atribuídas a ambientes deltaicos e plataformais, com processos dominantes de maré e tempestades (Góes e Feijó, 1994 *apud* Vaz *et al.*, 2007). A Fm. Pimenteiras é caracterizada por folhelhos escuros, radioativos, ricos em matéria orgânica. São produtos de deposição em plataformas distais mais profundas, abaixo da ação das ondas de

tempestade e determinados intervalos se formaram em condições de anoxia. Constituem as principais rochas geradoras da bacia. Há intercalações de arenitos, e sua deposição é atribuída a ambiente plataformal raso dominado por tempestades. A transição para a unidade superior, Formação Cabeças, é gradacional (Della Fávera, 1990 *apud Vaz et al.*, 2007). As rochas que ocorrem nessa passagem são tempestitos, embora os litotipos dominantes sejam arenitos médios a grossos com estratificação cruzada tabular ou sigmoidal. Ocorrem intercalações de pelitos nos arenitos. Além disso, na porção superior, há rochas que indicam deposição glacial, como diamictitos e tilitos, com pavimentos e seixos estriados (Caputo, 1984). O ambiente mais importante teria sido uma plataforma rasa dominada por maré, além de sistemas flúvio-estuarinos (Góes e Feijó, 1994 *apud Vaz et al.*, 2007). A Formação Longá é composta predominantemente por pelitos escuros, homogêneos ou laminados e bioturbados, com intercalações de arenitos (Lima e Leite, 1978). Tais rochas foram interpretadas como depósitos de plataforma dominada por tempestades (Góes e Feijó, 1994 *apud Vaz et al.*, 2007). A Formação Poti apresenta arenitos com intercalações de pelitos e foi dividida em porção inferior e superior, em que, na primeira, as lâminas de pelitos são dispersas e, na segunda, ocorrem também níveis de carvão (Lima e Leite, 1978). A deposição teria ocorrido em deltas e planícies de maré (Góes e Feijó, 1994 *apud Vaz et al.*, 2007) e tempestade (Della Fávera, 1990 *apud Góes*, 1995), sistemas flúvio-estuarinos e marinhos rasos (Góes, 1995).

Também discordantemente, o Grupo Balsas, de idade neocarbonífera-eotriássica, sobrepõe o Grupo Canindé, com depósitos de sinéclise intracratônica. A sucessão sedimentar alcança 1.300 metros de espessura. Ele apresenta quatro unidades, em ordem de idade: formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. A Formação Piauí contém arenitos rosas e vermelhos, com folhelhos vermelhos, calcários e sílex intercalados (Lima e Leite, 1978), além de siltitos e lentes de conglomerados (Caputo, 1984). Tais rochas são pensilvanianas (Melo *et al.*, 1998 *apud Vaz et al.*, 2007). Ambiente fluvial, com contribuição eólica e breves incursões marinhas, em clima semiárido a desértico foi interpretado para essa unidade, por Lima e Leite, 1978. A Formação Pedra de Fogo, permiana (Dino *et al.*, 2000 *apud Vaz et al.*, 2007), apresenta uma grande variedade de rochas: sílex, calcário, arenito, folhelho, silito, evaporito (anidrita) e dolomito; são depósitos de ambiente marinho raso a litorâneo, com planícies de *sabkha*, sob ocasional influência de tempestades (Góes e Feijó, 1994 *apud Vaz et al.*, 2007).

Figura 02: Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Vaz et al., 2007), com destaque para o intervalo estudado.



A Formação Motuca é composta por pelito vermelho e marrom, arenito e lentes de calcário e anidrita nos pelitos. Tais rochas são atribuídas a sistema desértico, com lagos associados (Góes e Feijó, 1994 *apud* Vaz *et al.*, 2007). Por fim, a Formação Sambaíba contém arenitos com estratificações cruzadas de grande porte, dunas, feições típicas de depósitos eólicos, de um sistema desértico, com contribuição fluvial. Esta unidade recobre discordantemente as formações Piauí e Pedra de Fogo e é interpretada como depósito desértico (Vaz *et al.*, 2007).

O último preenchimento de sinéclise intracratônica da Bacia do Parnaíba é registrado na Formação Pastos Bons, de idade jurássica, cuja sedimentação teria se dado em resposta a uma subsidência térmica causada pelas intrusões básicas da Formação Mosquito. São arenitos e pelitos atribuídos a paleodepressões continentais, lacustres, com alguma contribuição fluvial, em clima semi-árido a árido (Vaz *et al.*, 2007). De leste para oeste, ela se assenta discordantemente sobre as formações paleozoicas Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca (Lima e Leite, 1978).

As formações Corda, Grajaú e Codó são interpretadas como depósitos cretáceos contemporâneos por Rezende (2002) e Vaz *et al.* (2007), correspondendo a sucessões sedimentares de rifte. A Formação Corda é constituída por arenitos muito finos a médios, friáveis, ricos em óxidos de ferro e zeólitas. Quando ocorrem sobrepostos a basaltos, fragmentos desta rocha são abundantes no arcabouço dos arenitos. Apresentam estratificação cruzada de grande porte, *ripples* transladantes, entre outras feições típicas de dunas eólicas de sistema desértico. A Formação Grajaú contém arenitos esbranquiçados a amarelados, médios a grossos, subangulosos a angulosos, com estratificação cruzada acanalada e marcas de carga. Assim como na Formação Corda, quando os arenitos se sobrepõem a basaltos, seu arcabouço contém abundantes fragmentos basálticos. Os principais litotipos da Formação Codó são folhelhos, calcários, siltitos, evaporitos (gipsita/anidrita) e arenito, com níveis frequentes de sílex e estromatólito. Segundo Rosseti *et al.* (2001a), as formações Grajaú e Codó foram depositadas em ambientes marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico. Por fim, a Formação Itapecuru recobre discordantemente as formações Grajaú e Codó (Rosseti *et al.*, 2001b) e é constituída por estratos arenosos e pelíticos, com estratificações cruzadas *swaley/hummocky*, acanalada, tabular, *mud couplets*. Tais rochas foram atribuídas a vales estuarinos incisos, com deposição em canal fluvial, laguna, canal de maré e litorânea.

A presença de rochas ígneas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas, de composição básica, é marcante na bacia do Parnaíba. Tais rochas compõem o sistema petrolífero atípico da Bacia do Parnaíba, em que a maturação da matéria orgânica das rochas geradoras

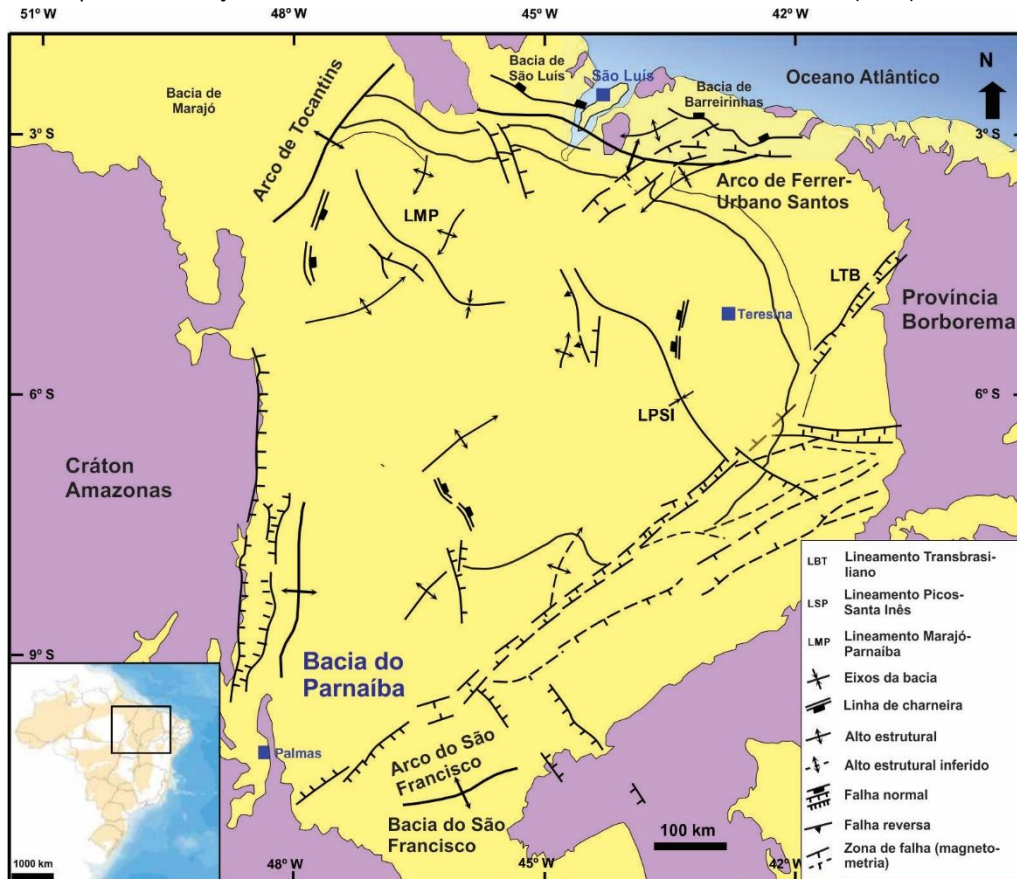
(principalmente a Fm. Pimenteiras, como apresentado anteriormente) foi promovida pelo calor emitido dos corpos magmáticos (Rodrigues, 1995; Miranda, 2014). Em subsuperfície, os diques e as soleiras ocorrem em maior quantidade no Grupo Canindé, estando presentes também no Grupo Serra Grande e, raramente, no Grupo Balsas. Essas rochas foram divididas estratigraficamente em Formação Mosquito, de idade K-AR, AR-AR entre 150 a 215 Ma, jurássica, e que apresenta intercalações de arenito, e Formação Sardinha, com idade entre 87 e 149,5 Ma, cretácea (Vaz *et al.*, 2007).

3.2. Arcabouço Estrutural Da Bacia Do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba abrange uma área poligonal de 600.000 km². Ela é limitada a norte pelo Arco de Ferrer-Urbano-Santos; a leste, pela Falha de Tauá; a sudeste, pelo Lineamento de Senador Pompeu; a oeste, pelo Arco de Tocantins-Araguaia; e, a noroeste, pelo Arco de Tocantins (ou Capim) (Góes, 1995) (Figura 03).

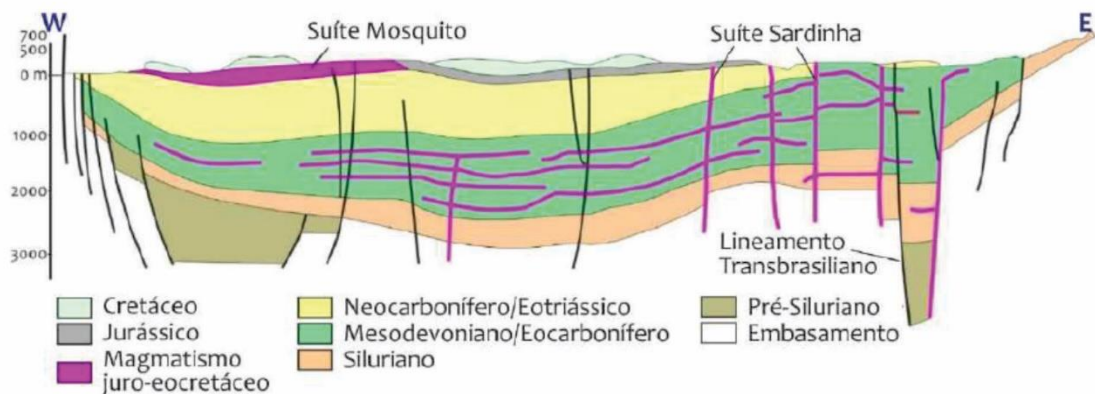
A estrutura mais proeminente da Bacia do Parnaíba é o Lineamento Transbrasiliano, que atravessa toda sua porção nordeste e sul-sudeste (Vaz *et al.*, 2007) e corresponde a uma zona de cisalhamento com direção NE-SW, relacionada à orogênese

Figura 03: Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Parnaíba. Modificado de Miranda *et al.* (2018).



Brasiliana (Cordani *et al.*, 2013). As falhas e fraturas mais significativas herdadas do embasamento foram importantes para a evolução da bacia, pois estruturas “grabenformes”, como o Gráben Jaibaras, formadas por um sistema de riftes do final do Proterozoico-início do Paleozoico, teriam controlado os eixos deposicionais até o Eocarbonífero. Do Neocarbonífero até o Jurássico, a bacia assumiu uma forma ovalada, com os depocentros descolados para o seu centro e deposição concêntrica, típica de sinéclises interiores (Vaz *et al.*, 2007) (Figura 04).

Figura 04: Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba. Modificado de Góes *et al.* (1993) e Retirado de Lima (2016).



3.3. Evolução Tecno-Sedimentar

A sucessão estratigráfica da Bacia do Parnaíba pode ser disposta em cinco supersequências: Siluriana, Grupo Serra Grande; Mesodevoniana-Eocarbonífera, Grupo Canindé; Neocarbonífera-Eotriássica, Grupo Balsas; Jurássica, Formação Pastos Bons; Cretácea, formações Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru (Vaz *et al.*, 2007).

Segundo Della Fávera (1990) e Caputo (2006), a eustasia foi o principal controle dos ciclos transgressivos-regressivos que compõem as três primeiras sequências, em ordem de deposição, e pela geração das discordâncias que as separam. Para Almeida e Carneiro (2004), as regressões e discordâncias tiveram influência de orogêneses, estiramento crustal e outros processos da dinâmica continental, sendo apenas parcial a contribuição eustática para esses ciclos (Figura 02).

A quarta sequência, Formação Pastos Bons, jurássica, teve sua deposição como resposta à subsidência causada pelo peso das rochas básicas da Formação Mosquito e da carga sedimentar já existente. E esse ciclo teria se encerrado com a abertura do Atlântico Equatorial (Vaz *et al.*, 2007).

Por fim, a deposição da sequência cretácea, formações Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru, foi decorrente do rifteamento que culminou com a abertura do Oceano Atlântico, à qual também

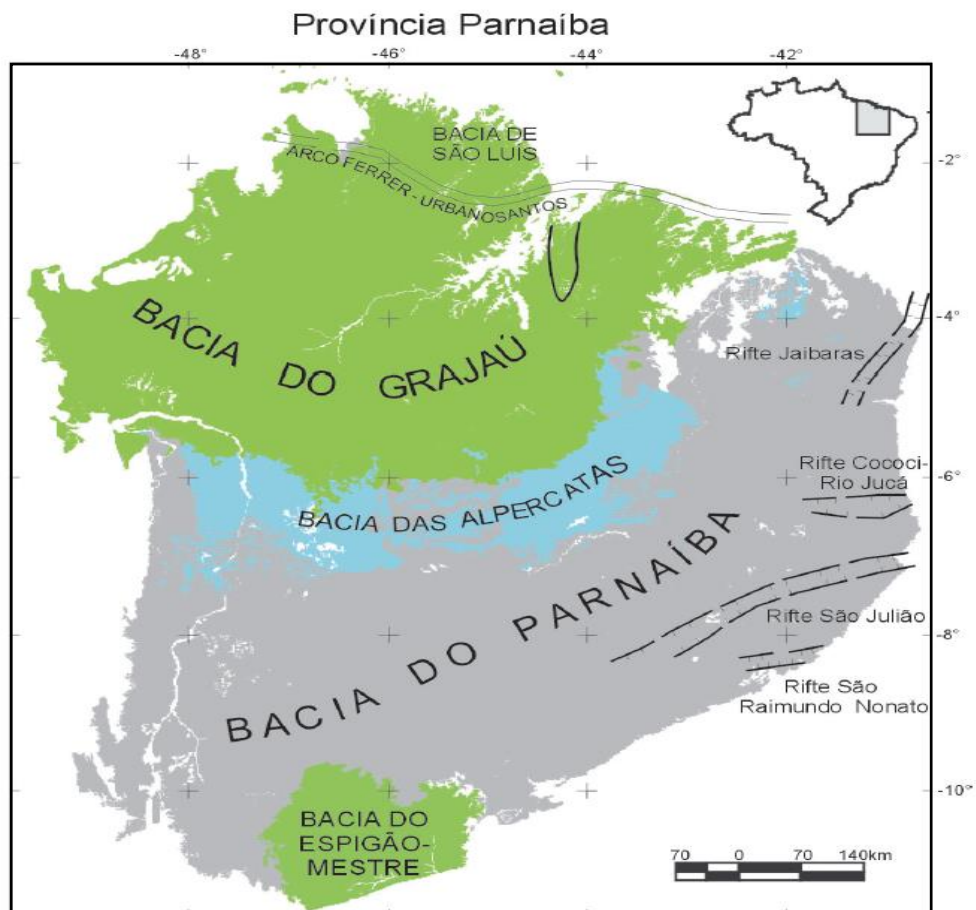
esteve relacionado o soerguimento crustal que compõe o Arco de Ferrer-Urbano-Santos (Vaz *et al.*, 2007).

Góes (1995) considera que a Bacia do Parnaíba teve uma evolução tectono-sedimentar policíclica, correspondendo, assim, na realidade, a uma província tectônica - Província Sedimentar do Meio Norte (Província Parnaíba de Silva *et al.*, 2003). Dessa forma, ela é constituída por quatro unidades geotectônicas diferentes: bacias do Parnaíba, dos Alpercatas, do Grajaú do Espigão-Mestre (Figura 05).

A Bacia do Parnaíba, composta pelas supersequências Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera e Neocarbonífera-Eotriássica, representa uma extensa sedimentação intracratônica afro-brasileira, em que esses primeiros três grandes ciclos transgressivos-regressivos (grupos Serra Grande, Canindé e Balsas), relacionados a mares epicontinentais, se acumularam do Siluriano até a continentalização da bacia no Triássico, com a formação do Pangea (Góes, 1995).

A Bacia dos Alpercatas, de idade jurássica, teve sua sedimentação controlada por abatimento crustal na porção central da Província Sedimentar do Meio Norte, decorrente dos

Figura 05: Unidades geotectônicas da Província Parnaíba (modificado de Góes, 1995). Retirado de Silva *et al.* (2003).



processos de desagregação do Gondwana. Os depósitos flúvio-lacustres das formações Pastos Bons e Corda, associados às rochas ígneas básicas, compõem a sedimentação de rifte. Para Vaz *et al.* (2007), os depósitos jurássicos correspondem apenas à Formação Pastos Bons e o preenchimento foi de sinéclise gerada por subsidência principalmente termal, como discutido anteriormente.

As bacias do Grajaú e do Espigão-Mestre representam a última fase de sedimentação da Província Sedimentar do Meio Norte, que ocorreu no Cretáceo, em resposta à subsidência, nas regiões norte e sul da Província, decorrente dos processos de abertura do Oceano Atlântico. A Bacia do Grajaú desenvolveu-se ao norte, com acumulação de sedimentos eólicos-lagunares das formações Codó, Grajaú e Itapecuru e a Bacia do Espigão-Mestre, ao sul, com deposição flúvio-eólica. Vaz *et al.* (2007) consideram que a supersequência cretácea corresponde às formações Corda, Codó, Grajaú e Itapecuru e que o preenchimento sedimentar foi de rifte da abertura do Atlântico, que também está relacionada ao magmatismo Sardinha.

3.4. A Formação Poti

A Formação Poti constitui o topo da supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, o (Grupo Canindé). Essa unidade limita-se, na base, com as rochas de contexto plataformal da Formação Longá e, no topo, em contato discordante, com a Formação Piauí. Datada do Viseano (Melo e Loboziak, 2000), a Formação Poti possui espessura máxima de 320 metros e é composta predominantemente por arenitos finos claros, com estratificações cruzadas tabulares, acanaladas, sigmoidais, *hummocky*, *swaley*, laminações cruzadas truncadas por ondas e marcas onduladas de corrente e de onda. São comuns arenitos muito finos intercalados com siltitos/folhelhos em acamamentos do tipo *flaser*, ondulares e lenticulares, bem como arenitos muito finos/siltitos com laminações cruzadas cavalgantes. Ocorrem também delgadas e restritas camadas de carvão e escassos níveis de conglomerados e diamictitos (Góes, 1995; Vaz *et al.*, 2007).

A Formação Poti é interpretada como pertencente a um sistema deposicional costeiro, em que ocorreu uma complexa associação de ambientes sedimentares, tais como planícies aluviais (fluviais, pequenos deltas sigmoidais rasos, etc.), flúvio-estuarinos/deltaicos (canais, barras e planícies de maré e lagunas), bem como em ambiente marinho raso (*shoreface/foreshore*) (Della Fávera e Uliana, 1979 *apud* Góes, 1995; Della Fávera, 1980 *apud* Góes, 1995, Góes, 1995).

A sedimentação ocorreu sob a relação de competição entre fluxos dominados por ondas normais e de tempestade, marés e corrente. É constituída por ciclos sedimentares

majoritariamente progradantes e regressivos, com rápidas transgressões, sendo suas sequências deposicionais compostas por intervalo transgressivo, com depósitos de plataforma dominada por tempestade, e por intervalo regressivo, constituído por lobos sigmoidais e fácies de sistema fluvial (Della Fávera, 1990 *apud* Góes, 1995, Góes, 1995).

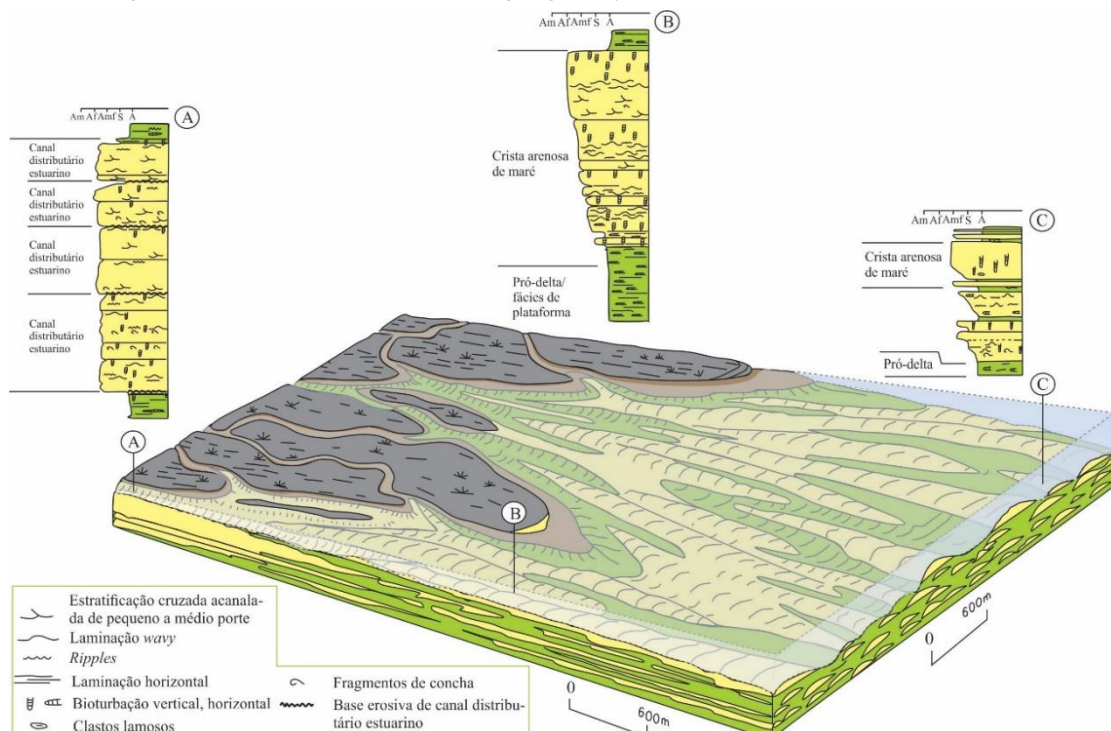
Góes (1995), em análise petrográfica, identificou que os principais litotipos presentes na Formação Poti são arenitos muito finos a médios, com composição subarcosiana e lítica. Reconheceu que os principais processos diagenéticos que atuaram nessas rochas foram adição de argila no arcabouço por bioturbação, crescimento secundário de feldspato, compactação (mecânica e química), dissolução e precipitação (crescimento secundário de quartzo, dissolução dos grãos do arcabouço, precipitação e corrosão de dolomita). Afirma também que a evolução diagenética desenvolveu-se plenamente nos arenitos subarcosianos e se encontra mais inibida em pelitos e líticos. Por fim, o clima sugerido pela autora, para o topo da Formação Poti, seria frio e muito seco.

4. SISTEMAS DELTAICO E ESTUARINO DOMINADOS POR MARÉ

Estuários e deltas dominados por maré são sistemas deposicionais transicionais caracterizados por morfologia de reentrâncias na linha de costa (Figura 06). Os deltas são ambientes regressivos, que progradam devido à alta carga de sedimentos trazida pelo rio. Tais sedimentos são fortemente retrabalhados por correntes de maré, as quais, na desembocadura do rio, criam diversos canais retilíneos a levemente sinuosos perpendiculares à costa, que são separados por barras de maré alongadas (Figura 06). Os estuários são transgressivos e geralmente ocorrem como preenchimentos de vales incisos. Diferentemente dos deltas, que transportam sedimentos fluviais para o mar, os estuários aprisionam carga fluvial e sedimentos marinhos (James e Dalrymple, 2010).

Nesses dois sistemas, as fácies deposicionais mais comuns são os canais flúvio-estuarinos (ou canais distributários estuarinos) e as barras de maré (ou cristas arenosas de maré) (Maguregui e Tyler, 1991; James e Dalrymple, 2010) (Figura 06). Os distributários transportam sedimentos e os descarregam no final dos estuários, onde as correntes de maré redistribuem-nos e formam um complexo de desembocadura por elas modificado. Tal complexo inclui as barras arenosas de maré, com orientação *dip*.

Figura 06: Modelo tridimensional esquemático de estuário/delta dominado por maré. A) Perfil vertical de um típico complexo de canais distributários. Notar sua organização vertical, com ciclos de granodecrescência ascendente e bases erosivas. B) Barras de maré, com ciclos de granocrescência ascendente. São presentes nas áreas terminais do estuário de grande descarga de sedimentos. C) Barras arenosas de maré mais delgadas. Ocorrem mais distalmente dos estuários, onde o suprimento sedimentar é limitado e as correntes de maré são mais fracas. Nos depósitos de A, B e C, são frequentes estratificações cruzadas, laminação *wavy*, *ripples*, laminação horizontal, bioturbação, presença de clastos lamosos e fragmentos de concha. Modificado de Maguregui e Tyler (1991).



5. SISTEMA MARINHO RASO DOMINADO POR ONDAS E TEMPESTADES

Os mares plataformais incluem um *continuum* de ambientes que vão do *foreshore*, passando pelo *shoreface*, até o *offshore* (Figura 07). O *foreshore* (praia) é a porção da plataforma que ocorre acima do limite da maré baixa e é dominado pela quebra e pelo retorno das ondas. O *shoreface* ocorre abaixo do nível de maré baixa e é caracterizado por sedimentos arenosos. Em direção ao mar, o *shoreface* grada para a zona de *offshore*, em que os sedimentos tendem a ser lamosos (James e Dalrymple, 2010).

Figura 07: Perfil genérico da linha de costa à plataforma mostrando as principais fácies e ambientes deposicionais. As ondas tornam-se assimétricas quando entram na zona de *shoreface* e a água se move em direção ao continente e forma correntes que promovem circulação paralela à costa e constroem barras *longshore*. Retirado de James e Dalrymple (2010).

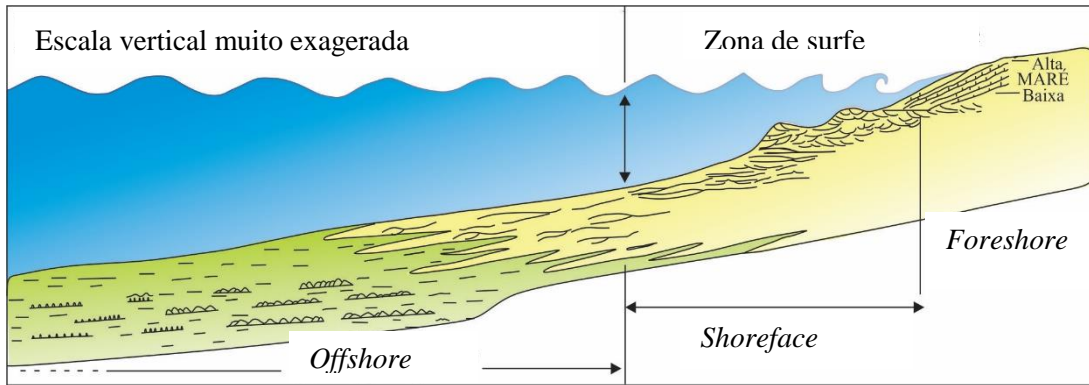
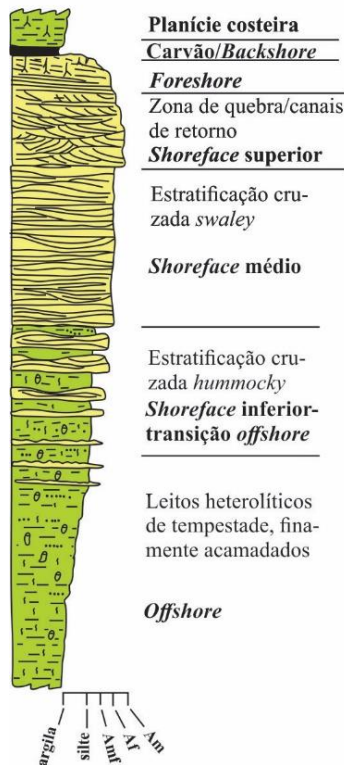


Figura 08: Empilhamento de sedimentos de tamanho argila até areia média, marinhos rasos, de costa dominada por ondas e ondas de tempestade. Notar organização vertical, com granocrescência ascendente. De Hart e Plint (1995) e Clifton (2006).



O transporte de sedimentos no *foreshore* e no *shoreface* é conduzido por ondas, que geram correntes oscilatórias e de retorno. Estas se movem ao longo da costa e em sentido ao *offshore*. Igualmente ou mais importante, devido aos efeitos em termos de erosão e transporte de sedimentos desproporcionalmente grandes, são as condições de tempestade. Os ventos de tempestade criam fluxos geostróficos, unidirecionais, relativamente lentos, paralelos a oblíquos à costa, e fluxos oscilatórios, rápidos (James e Dalrymple, 2010). A Figura 08 ilustra uma sucessão de fácies de plataforma dominada por ondas de tempestade, com as estruturas sedimentares mais comuns.

A deposição geralmente ocorre em superfícies com baixo gradiente topográfico e em água relativamente rasa (<100m). Assim, a linha de costa pode mover-se lateralmente por dezenas de quilômetros, como resultado tanto da acumulação de sedimento ao longo da costa, quanto das subidas e descidas do nível relativo do mar.

6. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS – CONCEITOS BÁSICOS

A estratigrafia de sequências é um ramo da estratigrafia que contempla a integração de diferentes conjuntos de dados e métodos de pesquisa e, conseqüentemente, provê interpretações mais acuradas acerca dos registros geológicos. As principais disciplinas necessárias para a aplicação dessa ferramenta são a sedimentologia (processos sedimentares e análise de fácies) e a litoestratigrafia. O entendimento dos processos sedimentares e da análise de fácies é fundamental para o reconhecimento de superfícies estratigráficas, que registram importantes eventos e são necessárias para a identificação e correlação dos diferentes ambientes deposicionais que existem ao mesmo tempo em uma bacia sedimentar. Também o domínio do componente estratigráfico é necessário para essa correlação temporal de vários sistemas deposicionais. Assim, é possível se fazer a predição da distribuição das fácies sedimentares numa bacia, fato que torna a estratigrafia de sequências muito importante para exploração de petróleo, carvão, depósitos minerais tipo *placer* e para o entendimento do registro geológico local e global (Catuneanu, 2006).

A Tabela 01 apresenta os elementos da estratigrafia de sequências utilizados neste trabalho, suas abreviações e definições. Além disso, como será visto adiante, no capítulo 6, há também as alterações diagenéticas que são comumente observadas em rochas de cada um desses componentes, segundo Morad *et al.* (2010).

O arcabouço da estratigrafia de sequências é ilustrado na Figura 09, em que se observa a distribuição dos tratos de sistema de mar baixo, transgressivo, de mar alto e de regressão forçada em uma bacia tipo rampa. O trato de mar baixo se situa acima do limite de sequências e é depositado no estágio inicial de subida do nível relativo do mar, em um momento em que o aporte sedimentar é alto o suficiente para continuar mantendo a regressão da linha de costa. O topo do trato de mar baixo é marcado por uma superfície transgressiva (ST). Esta marca a base do trato transgressivo, caracterizado por rápida subida do nível relativo do mar e migração da linha de costa para o continente. O final da transgressão e o topo do trato transgressivo são marcados pela superfície de inundação máxima (SIM). O trato de mar alto se situa acima da superfície de inundação máxima e é depositado em um estágio de subida do nível do mar relativamente lenta, o que confere um padrão progradacional de seu empilhamento sedimentar, dado o aporte sedimentar relativamente alto. Por fim, o trato de regressão forçada (TSRF) é depositado em decorrência da queda do nível relativo do mar e se situa acima da superfície regressiva de erosão marinha (SREM) (Figuras 09 e 10), sendo limitado, no topo, por um limite de sequências e, eventualmente, por uma superfície coplanar transgressiva.

Tabela 01: Sumário dos principais termos da estratigrafia de seqüências e dos processos e produtos diagenéticos mais importantes relacionados a superfícies-chave da estratigrafia de seqüências e tratos de sistemas. Modificado de Morad *et al.* (2010).

Termo Estratigráfico	Abreviação	Definição	Alterações Diagenéticas Típicas
Parassequência		Sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados, com padrão de empilhamento de fácies progradacional, limitados por superfícies de inundação	
Trato de sistemas de regressão forçada	TSRF	Sedimento acumulado numa bacia durante uma regressão forçada da linha de costa. Composto por empilhamento progradacional de fácies	Cimento de calcita poiquilotópica ao longo das camadas permeáveis
Trato de sistemas de mar baixo	TSMB	Sedimento depositado durante nível relativo do mar baixo e subida inicial. Composto por empilhamento progradacional-agradacional de fácies	Dissolução e caulinição de silicatos detríticos, argilas infiltradas, calcrete e dolocrete
Trato de sistemas transgressivo	TST	Sedimento depositado durante rápida subida no nível relativo do mar. Apresenta um padrão de empilhamento de fácies retrogradacional	Cimentação de carbonato microcristalino (principalmente calcita e dolomita), cutículas de bertierina e microquartzo, pirita, glauconita
Trato de sistemas de mar alto	TSMA	Sedimento depositado durante nível relativo do mar alto. Apresenta empilhamento de fácies inicialmente agradacional e posteriormente progradacional	Argilas infiltradas, calcrete, dolocrete, siderita, caulinita
Superfície regressiva de erosão marinha	RSME	Superfície erosiva localizada na base do TSRF, formada por erosão marinha durante queda do nível relativo do mar	Dissolução de grãos e cimentação por calcita poiquilotópica
Limite de seqüências	LS	Superfície erosiva ou zona intempérica sobreposta por estratos não marinhos/transicionais, que representa um importante <i>gap</i> no registro estratigráfico	Dissolução e caulinição dos silicatos do arcabouço
Superfície transgressiva	ST	Superfície localizada na base do TST e formada durante a subida do nível relativo do mar	Cimentação por calcita microcristalina, dolomitização, concentração de glauconita, fosfato
Superfície de inundação máxima	SIM	Superfície situada na base do TSMA e formada por não deposição e falta de suprimento sedimentar durante a subida máxima do nível relativo do mar	Cimentação por calcita microcristalina, dolomitização, concentração de glauconita, fosfato
Limite de parassequência	LP	Superfície de inundação marinha local situada no topo de um pacote sedimentar elementar e progradacional	Cimentação de carbonato, pseudomatriz, glauconita
<i>Sharp-based shoreface</i>	SBS	Sedimentos de <i>shoreface</i> preservados no TSRF e no TSMB durante regressão forçada	<i>Lags</i> de tempestade com bioclastos carbonáticos ou silicosos podem ser cimentados por calcita ou microquartzo, respectivamente

Figura 09: Modelo de distribuição de tratos de sistemas e de superfícies-chave no preenchimento sedimentar de uma bacia em função das variações no nível do relativo do mar. *Apud Morad et al. (2012).*

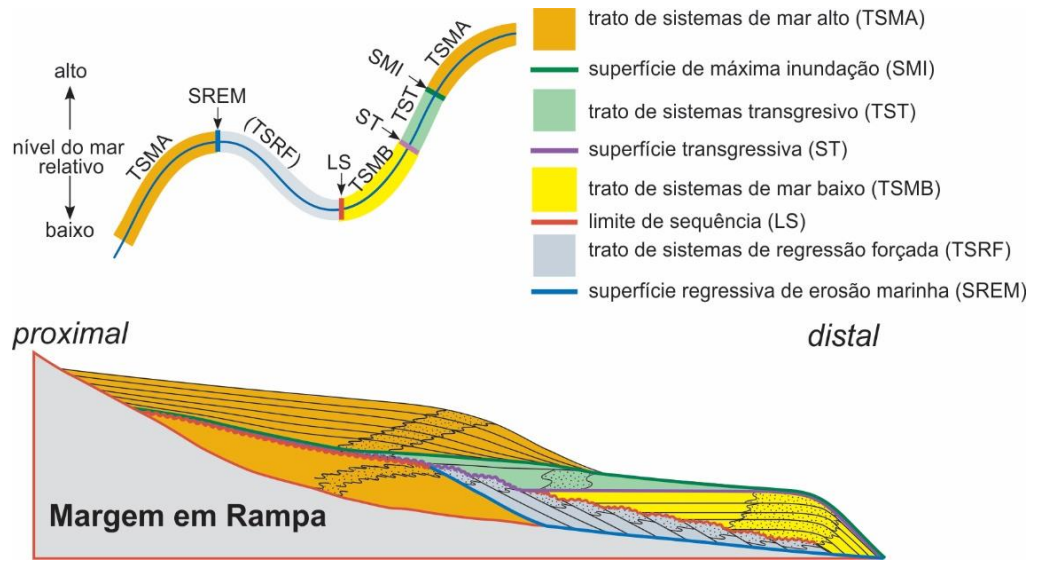
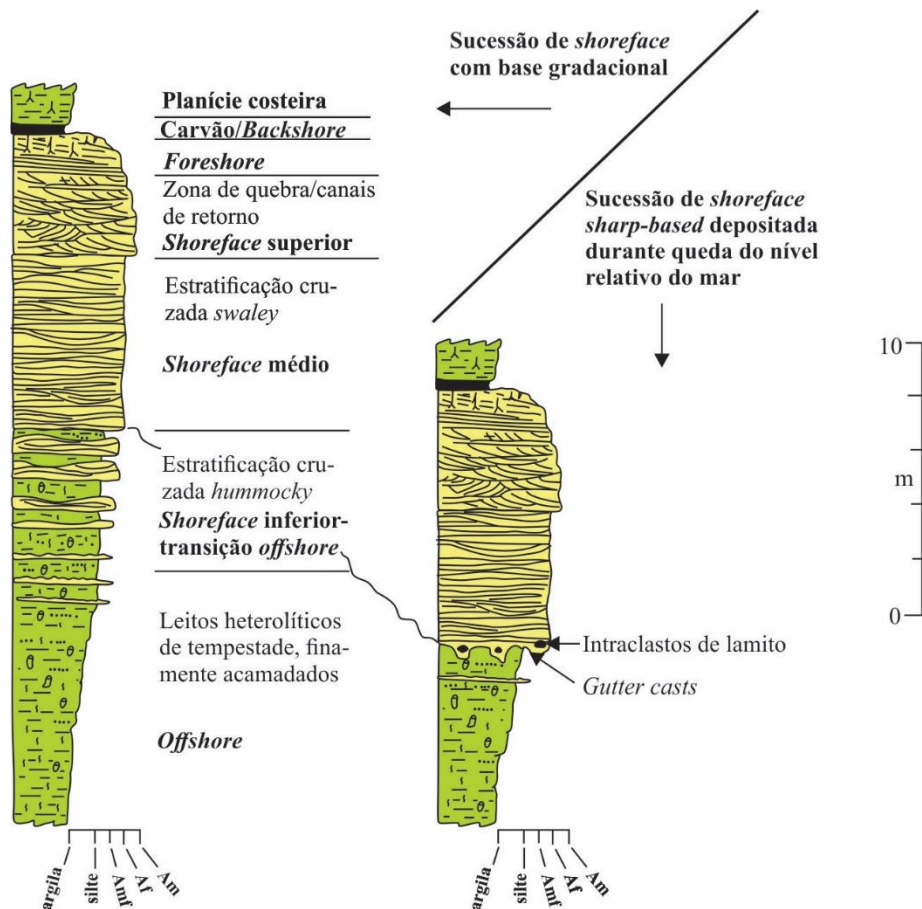


Figura 10: Arenito de *sharp-based shoreface* depositado durante um período de queda do nível relativo do mar (regressão forçada). Em tempos assim, a acomodação reduzida em zonas marinhas rasas elimina espaço para a zona de transição *offshore-shoreface* e os arenitos de *shoreface* assentam-se erosivamente numa superfície escavada por onda, tipificada por abundantes *gutter casts*. Essa superfície é referida como superfície regressiva de erosão marinha (Plint, 1995 *apud* James e Dalrymple, 2010). Retirado de James e Dalrymple (2010).



Sequências Depositionais

A sequência é a unidade estratal fundamental da estratigrafia de sequências e corresponde ao produto deposicional de um ciclo completo de mudanças do nível de base ou da linha de costa (Catuneanu, 2006). Segundo Mitchum (1977), sequência é uma sucessão relativamente concordante de estratos relacionados geneticamente limitados por discordâncias ou por suas conformidades correlativas. Essa definição é utilizada para a sequência deposicional, que é o tipo de sequência utilizado neste trabalho. Em suma, como visto na Figura 09, uma sequência deposicional é limitada, no topo e na base, por um limite de sequências (discordância ou conformidade correlativa) e, idealizadamente, é composta por um trato de mar baixo, um trato transgressivo, um trato de mar alto e um trato de regressão forçada (ou trato de mar em queda). A delimitação de uma sequência deposicional é fundamental para a correlação temporal e espacial das fácies deposicionais contemporâneas de uma bacia, e, conseqüentemente, para a busca de diversos recursos naturais.

7. DIAGÊNESE DE ARENITOS-RESERVATÓRIO

A gênese de arenitos-reservatório envolve uma grande diversidade de processos diagenéticos, que se iniciam tão logo o sedimento é depositado sobre uma superfície, geralmente uma interface entre a superfície sedimentar ou da rocha e um corpo aquoso. Por exemplo, um lago, um rio ou um mar. A interface pode ser também entre a superfície e a atmosfera, como é o caso de areias eólicas.

As alterações pelas quais os sedimentos e as rochas passam do momento em que são depositados e formados, respectivamente, até as diferentes profundidades de soterramento a que são submetidos influenciam diretamente os atributos relacionados à qualidade de reservatório, como porosidade e permeabilidade. A variação dessas propriedades físicas em depósitos arenosos constitui o que se conhece como heterogeneidade de arenitos-reservatório (Moraes e Surdam, 1993).

Entender como a porosidade e a permeabilidade dentro de um corpo arenoso variam é de suma importância para as estratégias de exploração e produção de hidrocarbonetos (Sech *et al.*, 2009). No entanto, sua distribuição é algo complexo de se avaliar devido à gama de fatores que a controlam (Alpay, 1972; Morad *et al.*, 2000,) e que são apresentados a seguir.

Diagênese é definida, adequadamente, por um campo de condições físicas, químicas e biológicas que controla os processos geológicos atuantes sobre sedimentos inconsolidados, rochas sedimentares antigas, depósitos superficiais como solos, e mesmo outros tipos de rochas na superfície da crosta terrestre e nos primeiros milhares de metros de profundidade (a

diagênese engloba o intemperismo). Inclui, portanto, processos de alteração de rochas ígneas e metamórficas quando submetidas a temperaturas menores do que as de suas formações. Suas características básicas são: reações de baixa temperatura (até cerca de 200°C; dependendo da reatividade do material), baixas pressões (no máximo até 2000 Kg/cm²), abundância de soluções aquosas (com salinidades totais desde água da chuva até salmouras muito mais concentradas do que as do mar Morto), presença de gases (CO₂, O₂, CH₄) (De Ros, 2017).

Estágios da Diagênese

Neste trabalho, os termos “eodiagênese”, “mesodiagênese” e “telodiagênese” são usados conforme Morad *et al.* (2000), a saber: eodiagênese se refere a processos rasos (<2 km, <70°C) influenciados pelas condições e pela água superficiais; mesodiagênese inclui processos mais profundos que 2 km e temperaturas maiores que 70°C, após o principal estágio de compactação mecânica e estágio inicial da compactação química, em que a temperatura e as águas saturadas baciais possuem um maior controle na alteração diagenética temporal e espacial; e telodiagênese ocorre em arenitos previamente afetados pela mesodiagênese que são submetidos novamente às condições superficiais devido a soerguimento e erosão ou penetração profunda de água meteórica.

Alterações Diagenéticas Comuns em Arenitos

Embora haja uma grande diversidade de processos diagenéticos, controlados por diferentes fatores (ver “controles da diagênese de sedimentos siliciclásticos”, próximo item), algumas alterações são bastante recorrentes e impactam de forma significativa na heterogeneidade e na qualidade dessas rochas como reservatórios (Morad *et al.*, 2010). A Tabela 02 sintetiza importantes processos eodiagenéticos, que se correlacionam a parâmetros controladores, fácies deposicionais e impactos no reservatório.

Com o avanço do soterramento, em que a rocha é submetida a condições de temperatura e pressão litostática maiores, passam a ocorrer as modificações da mesodiagênese. Esses processos mais comuns são apresentados na

Tabela 03.

Tabela 02: Correlação entre processos eodiagenéticos de arenitos, parâmetros controladores, fácies deposicionais e potencial impacto na qualidade dos reservatórios.

Processos Eodiagenéticos	Principais Parâmetros Controladores	Fácies Depositionais	Impacto na Qualidade do Reservatório
Compactação mecânica e formação de pseudo-matriz	Abundância de grãos líticos dúcteis (intraclastos de folhelho/lamito)	Arenitos fluviais, deltaicos e turbidíticos	Rápida perda de porosidade e permeabilidade durante o soterramento
Dissolução e caulinitização de feldspato detrítico	Abundância de feldspato; fluxo efetivo de água meteórica	Arenitos fluviais, de maré e deltaicos	Formação de porosidade intra-granular e móldica: aumento de porosidade e, em menor extensão, de permeabilidade
Cimentação de sobrecrecimento de k-feldspato	Abundância de k-feldspatos	Arenitos fluviais, de maré e deltaicos	Raramente abundante o suficiente para deteriorar a permeabilidade
Formação de cutículas de Fe-argilas (odinita, bertierina) nos grãos	Baixa taxa de sedimentação	Arenitos deltaicos e de mar raso	Transformação em clorita durante a mesodiagênese: preservação da porosidade, durante o soterramento, pela inibição de cimentação tardia de quartzo
Formação de cutículas de microquartzo nos grãos	Abundância de bioclastos silicosos	Arenitos de mar raso e profundo	Inibição de cimentação por sobrecrecimento de quartzo
Dissolução de grãos carbonáticos	Fluxo extensivo de água meteórica, que é aumentado por clima úmido e permeabilidade da areia	Arenitos deltaicos e de mar raso	Aumento da porosidade devido à formação de poros intragranulares e de poros móldicos Cimentação de calcita
Cimentação por calcita, dolomita, siderita	Clima semiárido em arenitos fluviais e disponibilidade de grãos carbonáticos em arenitos de mar raso	Todas as fácies	Destruição da porosidade e da permeabilidade Compartimentação do reservatório
Infiltração mecânica de argila	Principalmente em ambientes fluviais entrelaçados e leques aluviais; subordinadamente em ambientes fluviais meandantes e deltaicos	Arenitos fluviais e deltaicos	Inibição de cimentação por sobrecrecimento de quartzo: preservação da porosidade em arenitos soterrados profundamente Iilitização mesodiagenética de cutículas esmectita fina infiltrada pode promover dissolução por pressão

Modificado de Morad et al. (2010)

Tabela 03: Correlação entre os processos mesodiagenéticos típicos de arenitos, os principais parâmetros controladores e os potenciais impactos na qualidade do reservatório.

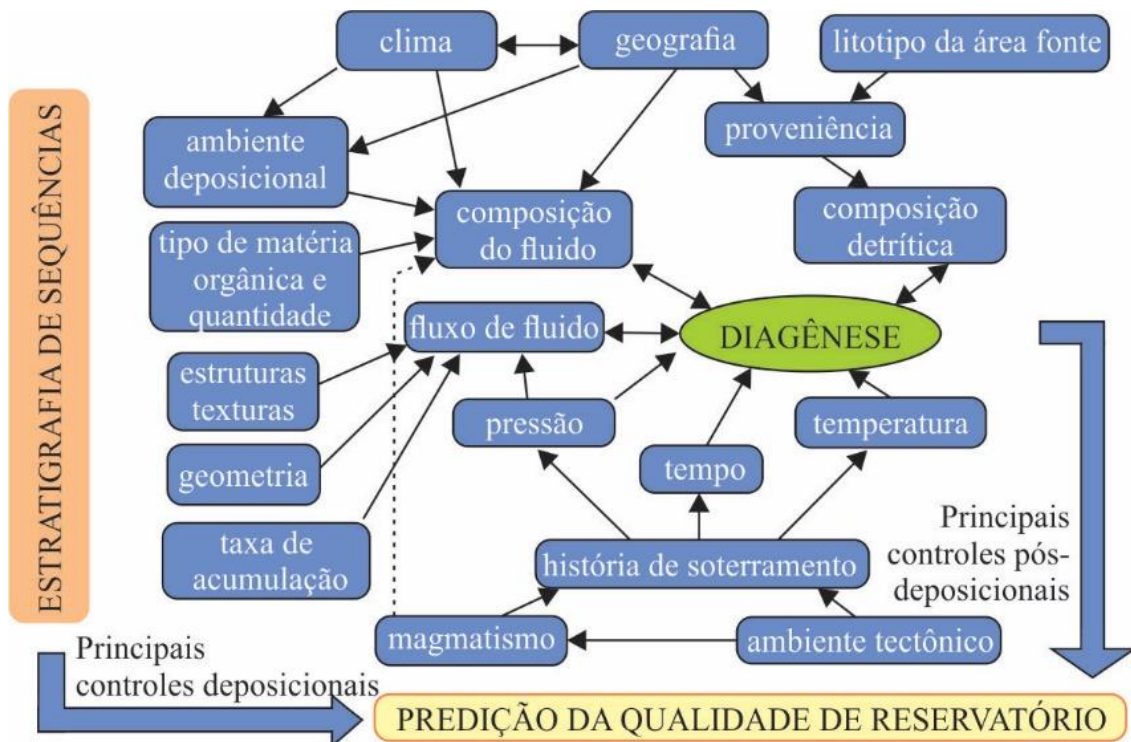
Processos Mesodiagenéticos	Principais Parâmetros Controladores	Impacto na Qualidade do Reservatório
Formação de illita	Disponibilidade de argilominerais precursores, principalmente caulinita e esmectita	Deterioração da permeabilidade Aumento da saturação de água Intensificação da dissolução por pressão intergranular
Formação de clorita	Disponibilidade de grãos precursores com <i>coating</i> de bertierina ou esmectita	Inibe a cimentação por sobrecrecimento de quartzo em arenitos-reservatório profundos
Formação de dickita	Disponibilidade de caulinita precursora	Previne a ilitização da caulinita e, conseqüentemente, preserva a permeabilidade
Albitização dos feldspatos potássicos	Abundância de feldspatos potássicos; Alta atividade de Na ⁺	Intensifica a formação de illita pelo fornecimento de K ⁺ , conseqüentemente, causa a deterioração da permeabilidade
Albitização de plagioclásio	Abundância de plagioclásios ricos em cálcio; Alta atividade de Na ⁺	Disponibiliza Ca ²⁺ e Al ³⁺ , que atuam como fontes para cimentos restritos de carbonatos e de argilominerais
Cimentação de quartzo e dissolução por pressão dos grãos de quartzo	Disponibilidade de grãos de quartzo monocristalinos de superfícies limpas, ou com <i>coating</i> de illita e mica, respectivamente	Deterioração substancial da permeabilidade e da porosidade
Dissolução de grãos instáveis e cimento de calcita	Maturação termal da matéria orgânica, que gera ácidos orgânicos e CO ₂	Aprimoramento da qualidade do reservatório por meio da criação de porosidade secundária intragranular e intergranular

Modificado de Morad et al. (2010)

Controles da Diagênese de Sedimentos Siliciclásticos

Os principais fatores que controlam a diagênese de sedimentos siliciclásticos, segundo Morad *et al.* (2012), são a composição detrítica, a composição dos fluidos intersticiais, o fluxo de fluidos, a pressão, a temperatura e o tempo (Figura 11). A composição detrítica é determinada pela proveniência do sedimento, que depende do tipo de rocha, da geografia e do clima da área fonte. A composição dos fluidos intersticiais, por sua vez, também é influenciada pela geografia e pelo clima. Além desses, estes outros fatores são importantes: o ambiente deposicional do sedimento e o tipo e a quantidade de matéria orgânica presentes. Estes controles estão diretamente relacionados ao arcabouço da estratigrafia de seqüências, pois são governados pelos estágios do nível relativo do mar. O fluxo de fluidos também apresenta, até certo ponto, controle dos elementos da estratigrafia de seqüências, haja vista que as estruturas, texturas e geometrias dos depósitos o influenciam diretamente. Além disso, a pressão imposta aos sedimentos é um importante controle do fluxo de fluidos, e ela, assim como os outros fatores físicos tempo e temperatura, depende da história de soterramento, que é relacionada ao ambiente tectônico e à atividade magmática do terreno. O magmatismo também controla a composição do fluido intersticial.

Figura 11: Relação entre os controles da diagênese de sedimentos siliciclásticos. Modificado de Morad *et al.* (2012).



Relação entre as fácies deposicionais e as modificações diagenéticas

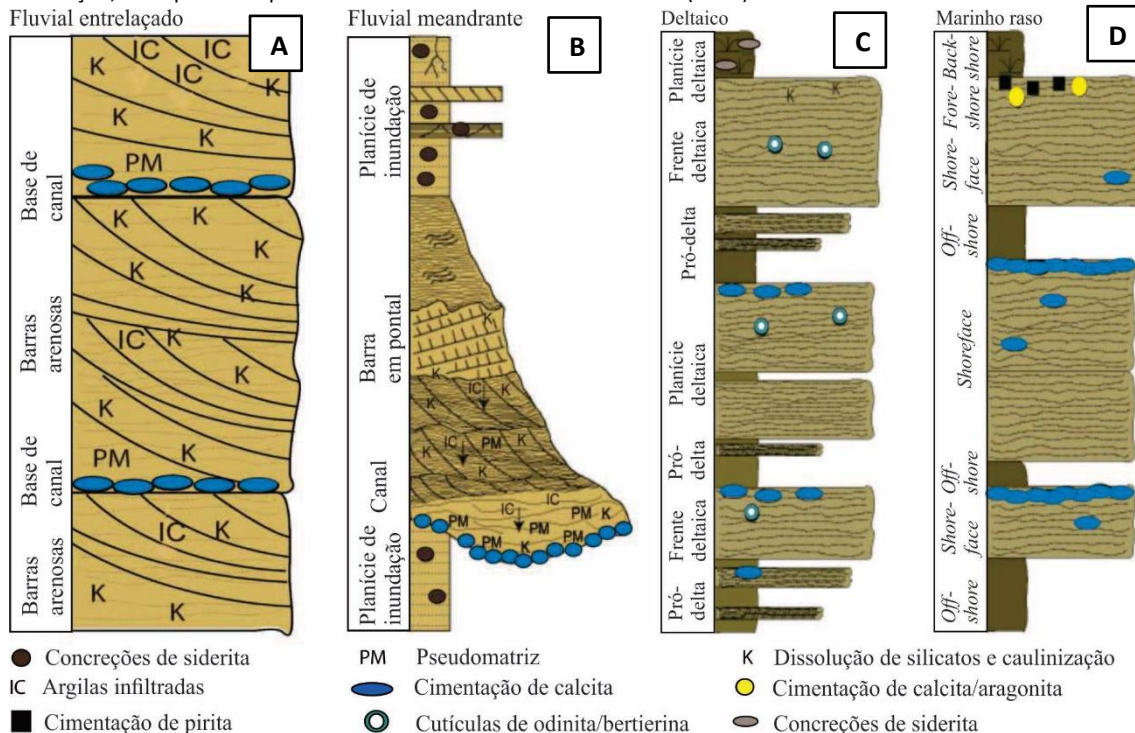
Arenitos Fluviais

A evolução diagenética de arenitos fluviais pode variar dependendo do sistema fluvial ao qual os sedimentos estão associados.

Rios entrelaçados costumam formar um empilhamento de pacotes arenosos de granulometria grossa (Miall, 1996; Einsele, 2000), amalgamados, recortados por *lags* de canais que migram lateralmente. Os diferentes eventos de sedimentação promovem o início da evolução diagenética e a heterogeneidade interna dos depósitos arenosos. O influxo de água meteórica entre os grãos de areia resulta na caulinitização e na dissolução de feldspatos e micas (Nedkvitne e Bjørlykke, 1992), e geram, portanto, porosidade secundária. Os *lags* de canais, quando ricos em fragmentos lamosos ou bioclastos carbonáticos, comumente originam barreiras ao fluxo vertical de fluidos, pois, no primeiro caso, a compactação mecânica origina pseudomatriz, e, no segundo, há cimentação de calcita que pode ser tanto mais extensa quanto maior a abundância desses componentes. Por fim, os arenitos costumam apresentar argilas infiltradas que se aderem à superfície dos grãos, formando cutículas (Walker *et al.*, 1978; Matlack *et al.*, 1989; Moraes e De Ros, 1990, 1992) que limitam e evitam o sobrecrecimento de quartzo e o fechamento dos poros na diagênese profunda, preservando a porosidade (Figura 12.A).

O sistema fluvial meandrante, que apresenta planícies de inundação extensas (Einsele, 2000), contém, tipicamente, cimento de carbonato de ferro (siderita) no topo de seus ciclos sedimentares (Morad *et al.*, 2000). Ademais, os *lags* de canais tendem a conter maior quantidade de intraclastos lamosos erodidos das planícies lamosas e, assim, durante a compactação mecânica, forma-se grande quantidade de pseudomatriz (Morad *et al.*, 2010). O tamanho de grão mais fino desse sistema também dificulta o fluxo de água meteórica pelos sedimentos, reduzindo a intensidade de caulinitização e dissolução dos silicatos quimicamente instáveis e da infiltração de argilas, embora todos esses processos também ocorram (Nelson, 1994) (Figura 12.B).

Figura 12: Esquemas mostrando as alterações diagenéticas típicas de (A) sistemas fluviais entrelaçados e (B) sistemas fluviais meandrantes: forte heterogeneidade associada à cimentação de calcita na base de canais fluviais devido à nuclueação de cimento em intraclastos de lamito e carbonáticos; (C) sistemas deltaicos e (D) sistemas marinhos rasos: forte heterogeneidade associada a concreções carbonáticas (que podem coalescer e formar camadas continuamente cimentadas) nas superfícies de inundação, no topo dos depósitos de frente deltaica. De Morad *et al.* (2010).



Arenitos Deltaicos e Estuarinos

As porções dos sistemas deltaicos e estuarinos mais próximas ao continente são percoladas mais extensivamente por águas meteóricas. Tal processo resulta na caulinição e na dissolução de feldspatos e micas detríticas (Çatagay *et al.*, 1996) (Figura 12.C).

Os deltas dominados por rio, que, no geral, apresentam grãos de areia fina, mostram padrões de alteração diagenética semelhantes aos dos sistemas fluviais meandrantés e suas barras em pontal, como a cimentação carbonática (siderita, calcita e dolomita) e finas cutículas de esmectitas autigênicas nos grãos (Moraes e Surdam, 1993; Lundegard, 1994).

Os sedimentos de deltas dominados por ondas e ondas de tempestade são constantemente retrabalhados por elas, o que torna comum a ocorrência de bioclastos e intraclastos carbonáticos, (Walderhaug and Bjørkum, 1998; Al-Ramadan *et al.*, 2005). Dependendo da extensão do cimento, pode haver compartimentação do reservatório, devido à formação de barreiras à percolação vertical de fluidos dentro do corpo arenoso. Por outro lado, caso não haja grãos carbonáticos, a porosidade e a permeabilidade desses sedimentos/rochas deltaicos podem perdurar durante o soterramento profundo, até que, na ausência de cutículas nos grãos, sejam extensivamente cimentados por sobrecrescimento de quartzo, caso sejam arenitos quartzosos. (Morad *et al.*, 2000; Bloch *et al.*, 2002).

As alterações diagenéticas observadas em arenitos de deltas dominados por maré e estuários são tipicamente a formação de argilas de ferro – bertierina e odinita – (Odin e Matter, 1981; Ehrenberg, 1993; Hornibrook *et al.*, 1996) e de esmectitas como cutículas nos grãos (Al-Ramadan *et al.*, 2012).

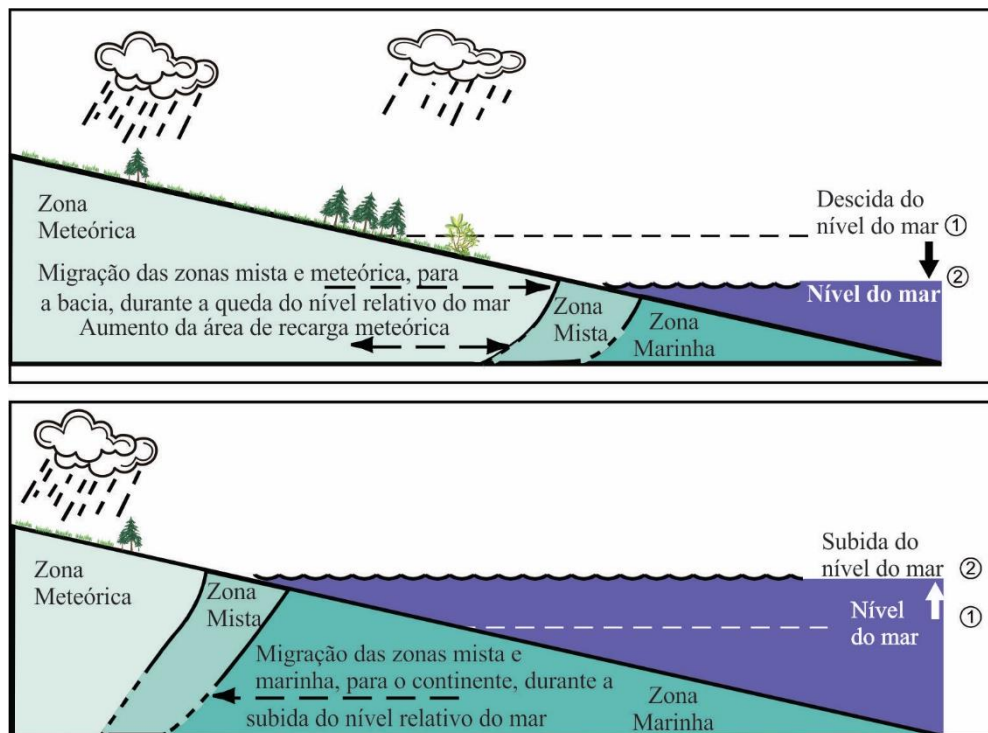
Arenitos Marinheiros-rasos

As alterações diagenéticas que ocorrem em sedimentos marinhos rasos são decorrentes da interação da água do mar, salina/saturada, com os grãos detríticos depositados pela ação de ondas normais ou de tempestade. Geralmente, a água marinha do poro encontra-se em equilíbrio químico com os silicatos, feldspatos, micas, não os lixiviando ou os dissolvendo, como faz a água meteórica, insaturada e ácida. Além disso, a atividade de íons SO_4^{2-} é alta nesse contexto, o que possibilita a formação de cimento piritoso, quando há disponibilidade de Fe^{2+} , podendo também precipitar bertierina, nas porções mais proximais, e glauconita, nas mais distais, além de siderita (Morad *et al.*, 2010). A cimentação de calcita ou dolomita se desenvolve em resposta à alcalinidade da água do mar próxima à superfície deposicional e, entre outros fatores, ao conteúdo de bioclastos e intraclastos carbonáticos e de lamito em *lags* de tempestade de *shoreface* e de zona de transição. Quando os sedimentos são compostos por detritos carbonáticos, o cimento de calcita ou dolomita tende a ser mais extensivo (Kantorowicz *et al.*, 1987; Walderhaug e Bjørkum, 1998). No caso de depósitos ricos em intraclastos lamosos, a compactação durante a eodiagênese produz pseudomatriz (Morad *et al.*, 2010), não sendo cimentados por calcita ou dolomita eodiagenéticas. Tanto o cimento carbonático extensivo, quanto a pseudomatriz formam barreiras à percolação vertical de fluidos. Assim, a distribuição desses grãos intrabaciais pode causar heterogeneidade no reservatório, devido à influência que exercem na evolução diagenética (Kantorowicz *et al.*, 1987; Lima e De Ros, 2002) (Figura 12.D).

Relação entre diagênese e estratigrafia de sequências

As variações do nível relativo do mar (ou nível de base) e do influxo sedimentar controlam a distribuição dos ambientes deposicionais na bacia e a composição da água que percola os poros dos sedimentos e das rochas (Morad *et al.*, 2000, Ketzer *et al.*, 2002) (Figura 13).

Figura 13: Mudanças na distribuição das zonas meteórica, mista e marinha em função de descida e subida do nível relativo do mar. De Morad *et al.* (2012).



Assim, as alterações provocadas pelos processos da eodiagênese podem ser associadas a superfícies estratigráficas (limite de parassequência, superfície transgressiva, superfície de inundação máxima, superfície erosiva de regressão marinha, limite de sequências) e tratos de sistema (Morad *et al.*, 2000) (Figuras 11, 12 e 13 e Tabelas 01 e 04).

Os limites de sequência geralmente estão associados à dissolução e à caulnização de feldspatos e micas, uma vez que, com a descida do nível do mar, depósitos marinhos ficam expostos à percolação de água meteórica (Morad *et al.*, 2000) (Figura 13). Tais processos ocorrem preferencialmente em condições climáticas quentes e úmidas e caracterizam as principais alterações que ocorrem nos arenitos durante o trato de mar baixo (TSMB) e o trato de regressão forçada (TSRF).

Os limites de parassequências (LP), as superfícies transgressivas (ST) e as superfícies de inundação máxima (SIM) (Figuras 09 e 12 e Tabelas 01 e 04), de um modo geral, estão associados a processos de destruição da porosidade, uma vez que seus depósitos comumente são *lags* de ravinamentos de onda e de maré, compostos por intraclastos de lamito e bio/intraclastos carbonáticos, que deterioram a porosidade pela formação eodiagênética de pseudomatriz e cimento carbonático, respectivamente (Ketzer *et al.*, 2003; Al-Ramadan *et al.*, 2005; Ketzer e Morad, 2006).

Além disso, ST e SIM compõem o trato de sistemas transgressivo (TST) (Figura 09 e Tabelas 01 e 04), em que os sedimentos marinhos permanecem em contato com a água do mar por um longo tempo, ficando sujeitos à cimentação carbonática (calcita, dolomita, siderita) e de pirita promovidas pela interação da água marinha com os sedimentos. O elevado tempo de residência dos grãos minerais e líticos na superfície e na subsuperfície rasa, que também ocorre no trato de mar alto (TSMA) inicial, é possibilitado pela baixa quantidade de detritos que entram na plataforma durante a alta velocidade de subida do nível relativo do mar, considerando que a maior parte dos sedimentos permanece trapeada nos estuários (Emery e Myers, 1996).

Os estuários e deltas dominados por maré de TST e TSMA inicial possibilitam a formação de bertierina, odinita e pirita e a redeposição de glauconita parautóctone (Amorosi, 1995).

No TSMA tardio (Tabela 01), pode haver a formação de cutículas de minerais de ferro na frente da desembocadura dos rios (Kronen e Glenn, 2000; Morad *et al.*, 2000), sendo que a elevada taxa de sedimentação que ocorre nesses ambientes promove um soterramento rápido e a exposição dos minerais a condições pós-óxicas, favorecendo a autigênese de bertierina, odinita, siderita e pirita (El-Ghali *et al.*, 2009).

Em relação à qualidade de arenitos-reservatório, espera-se que, nas rochas de TST e TSMA inicial, ocorra uma deterioração da porosidade maior do que no TSMB e no TSMA tardio, devido à intensa cimentação carbonática a que aqueles ficam sujeitos. E os arenitos fluviais de TSMB apresentam maior porosidade intragranular e caulinita do que os arenitos de TST e TSMA, uma vez que a circulação de água meteórica é mais eficiente neles (Morad *et al.*, 2010) (Tabela).

Tabela 04: Sumário dos processos e produtos diagenéticos mais importantes relacionados aos controles da estratigrafia de seqüências nos depósitos siliciclásticos e principais impactos na qualidade do reservatório. De Morad *et al.* (2012).

Processos e produtos	Ambiente	Impacto na qualidade do reservatório
Limites de seqüência		
Infiltração de argila	Continental seco	Redução da permeabilidade; redução variável da porosidade, barreiras ao fluxo de fluidos
Ilitização das argilas infiltradas	Continental seco	Redução da permeabilidade; dissolução por pressão, inibição de sobrecrecimento de quartzo
Cloritização das argilas infiltradas	Continental seco	Preservação da porosidade intergrgranular
Calcretes e dolocretes	Continental seco	Redução da permeabilidade e da porosidade; barreiras ao fluxo de fluidos
Dissolução de grãos e caulinição	Continental úmido	Aumento da porosidade e da permeabilidade
Limites de parasseqüência; superfícies transgressivas, superfícies de inundação máxima		
Cimentação de calcita, dolomita ou siderita em concreções ou estratos	Marinho	Redução da porosidade e da permeabilidade; barreiras ao fluxo de fluidos
Cimentação carbonática de bioclastos ou de <i>lags</i> intraclásticos	Marinho	Redução da porosidade e da permeabilidade; barreiras ao fluxo de fluidos
Compactação dos <i>lags</i> intraclásticos em pseudomatriz	Marinho	Redução da porosidade e da permeabilidade; barreiras ao fluxo de fluidos
Cimentação de calcita e pirita ao longo de camadas de carvão	Marinho	Redução da porosidade e da permeabilidade; barreiras ao fluxo de fluidos
Dissolução e cimentação de caulinita abaixo das camadas de carvão	Marinho	Aumento da porosidade e da permeabilidade
Glauconita autóctone	Marinho	Redução de porosidade e permeabilidade
Cutículas de odinita	Parálico misto marinho-meteorico	Redução de permeabilidade/ transformação de odinita em clorita pode preservar a porosidade
Oólitos de bertierina	Parálico-misto	Redução de porosidade e permeabilidade; pode constituir barreiras ao fluxo
Trato de sistemas de mar alto		
Cimentação Mg-calcita e aragonita	Marinho raso	Redução da porosidade e da permeabilidade, cimentação parcial pode ajudar a preservar a porosidade
Cimentação de Mg-calcita e aragonita em turbiditos ricos em grãos carbonáticos	Marinho profundo	Redução de permeabilidade e porosidade; camadas ricas em grãos carbonáticos constituem barreiras ao fluxo
Dissolução meteórica abaixo do LS	Marinho-misto	Aumento da porosidade e da permeabilidade
Trato de sistemas de mar baixo		
Dissolução de grãos e caulinição	Continental úmido	Aumento da porosidade e da permeabilidade
Esmectita autigênica delineando o poro ou substituindo minerais	Continental seco	Redução da permeabilidade; redução ou preservação limitada da porosidade
Infiltração de argila	Continental seco	Redução da permeabilidade, redução variável da porosidade; barreiras ao fluxo
Transformação de escsmectita infiltrada ou autigênica em ilita	Continental seco	Redução da permeabilidade, dissolução por pressão, inibição do sobrecrecimento de quartzo
Transformação de escsmectita infiltrada ou autigênica em clorita	Continental seco	Redução da permeabilidade, preservação da porosidade
Compactação de intraclastos lamosos erodidos do TSMA em pseudomatriz	Marinho	Redução da porosidade e da permeabilidade; barreiras ao fluxo
Tratos transgressivo e mar alto inicial		
Cimentação de calcita contínua ou concrecionária	Marinho	Redução da porosidade e da permeabilidade; camadas continuamente cimentadas constituem barreiras ao fluxo
Pirita a partir de redução bacteriana de sulfato	Marinho	Não
Cimentação, substituição e nódulos fosfáticos	Marinho	Redução de porosidade, redução limita de permeabilidade; comumente restrita a lamitos
Glauconita autóctone	Marinho	Redução da porosidade e da permeabilidade
Sílica	Marinho	Redução da permeabilidade; pode ajudar a preservar a porosidade pela transformação das cutícula de microquartzo

8. MATERIAIS E MÉTODOS

8.1. Afloramentos

Os objetos de estudo deste trabalho foram sete afloramentos, sendo dois deles – afloramentos A e G - no estado do Maranhão, próximo a Barão de Grajaú, na BR-230, e os demais – afloramentos B, C, D, E e F - no estado do Piauí. Os afloramentos B e C ficam nas redondezas de Floriano, na BR-343, sentido Teresina. O Afloramento D compõe a Serra de Santo Antônio, próxima à cidade de Campo Maior e da rodovia BR-343. Os afloramentos E e F ficam no município de Nazaré do Piauí, sendo E próximo a BR-230, na Barragem Salinas, e F, um corte de estrada na BR-230. Tais exposições são localizadas na margem leste da Bacia do Parnaíba (Figura 14).

8.2. Testemunho de Sondagem

Além dos afloramentos, analisou-se o testemunho de sondagem do poço 1-UN-06-PI, com 230 metros de rochas sedimentares, adquirido pelo Projeto Carvão (Cruz *et al.*, 1973) e localizado próximo à BR-343 e ao rio Parnaíba, a norte de Teresina, e à cidade de União (Figura 14). Os testemunhos de sondagem do Projeto Carvão estão armazenados no laboratório do DNPM, em Recife-PE (Tabelas 05 e 06).

Figura 14: Mapa de localização dos afloramentos A a G e do poço 1-UN-06-PI, do Projeto Carvão, da CPRM.

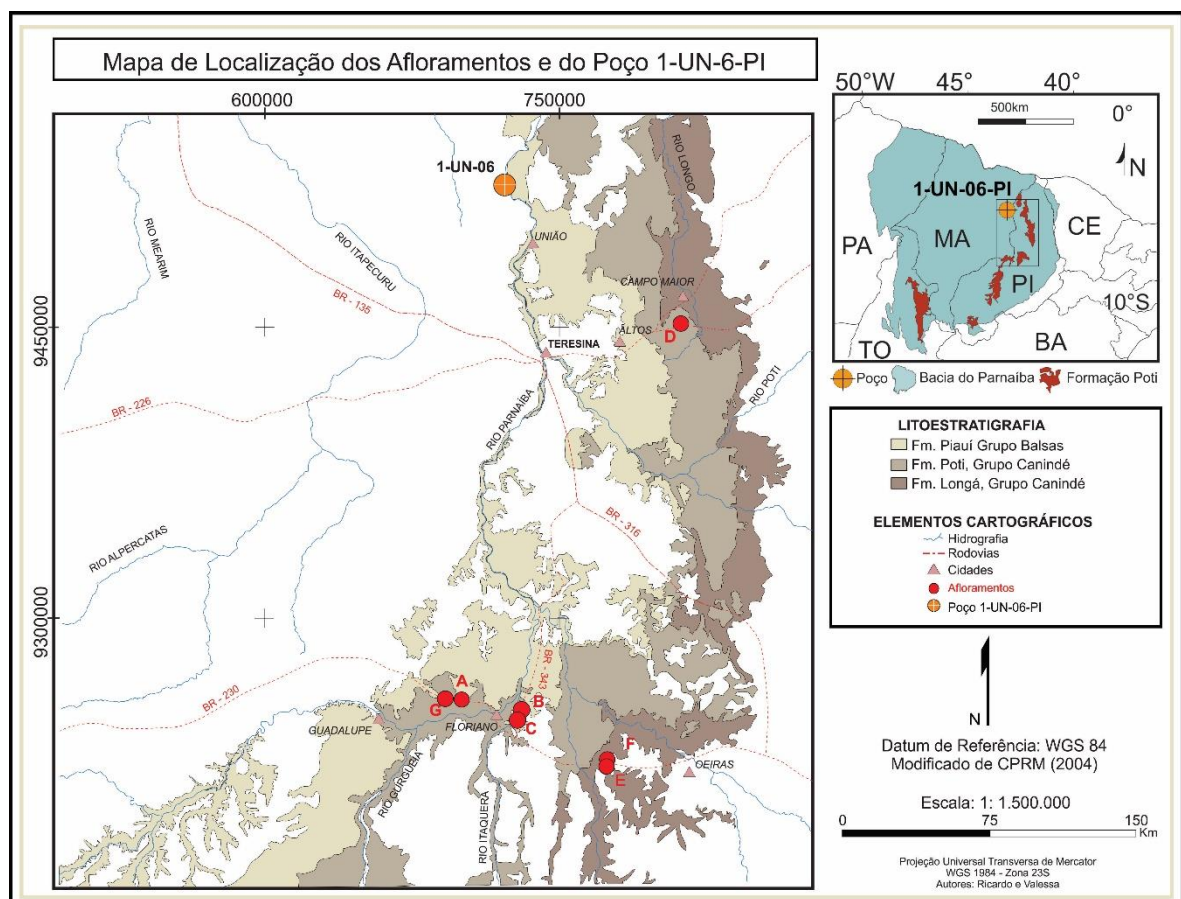


Tabela 05: Tabela de localização dos afloramentos A a G e unidades litoestratigráfica a que cada um pertence.

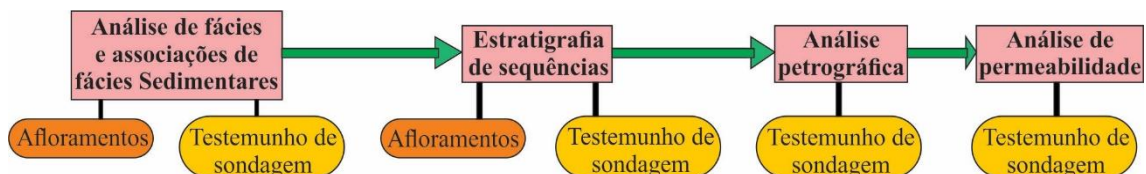
Afloramento	Rodovia	Zona e X/Y (UTM)	Formação
A	BR-230	23M 699586E/9258112S	Poti
B	BR-343	23M 729365E/9253169S	Poti
C	BR-343	23M 729581E/9552007S	Poti
D	BR-343	23M 810861E/9452242S	Poti
E	BR-230	23M 774170E/9225915S	Longá e Poti
F	BR-230	23M 773854E/9227324S	Longá e Poti
G	BR-230	23M 692780E/9260399S	Piauí

Tabela 06: Tabela de localização do poço 1-UN-06-PI e das unidades litoestratigráficas amostradas.

Poço	Rodovia	Coordenadas Geográficas	Formação
1-UN-06-PI	BR-343	4°15'50"S/43°00'34"O	Poti e Piauí

Os métodos utilizados na execução deste trabalho foram análise de fácies e associações de fácies sedimentares, estratigrafia de seqüências, petrografia microscópica, com microscópio ótico e QEMScan, e análise de permeabilidade (Figura 15).

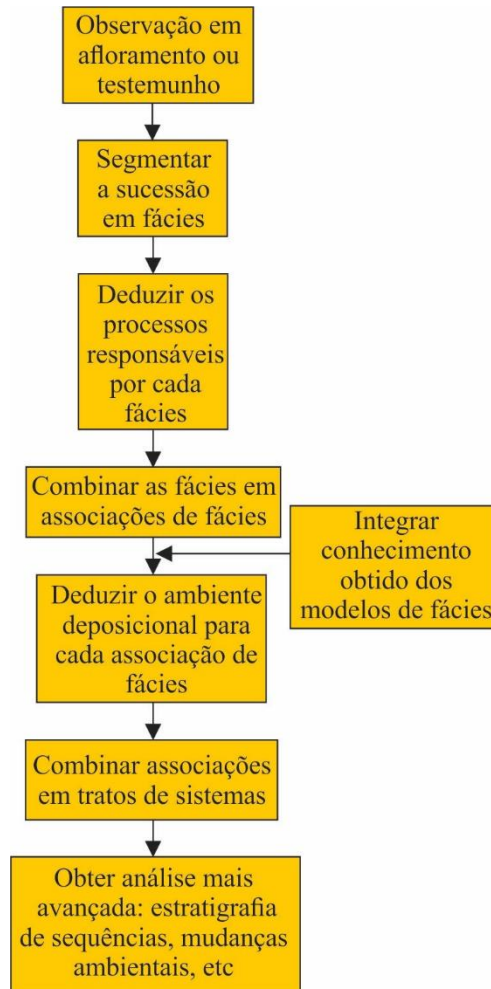
Figura 15: Fluxograma de métodos utilizados para a execução deste trabalho (retângulos rosas) com os materiais analisados em cada etapa (retângulos circulares laranjas claros e escuros).



8.3. Análise de Fácies e Associações de Fácies Sedimentares

A análise de fácies e associações de fácies sedimentares dos afloramentos e do testemunho foi realizada segundo a metodologia apresentada por James e Dalrymple (2010) (Figura 16). Para tal, foram feitas descrições macroscópicas, em escala 1:100, que levantaram dados sobre litotipos, textura, estrutura sedimentar e grau de bioturbação. Assim, identificaram-se fácies e associações de fácies sedimentares, que propiciaram a interpretação dos ambientes deposicionais das formações Poti, Longá (topo) e Piauí (base).

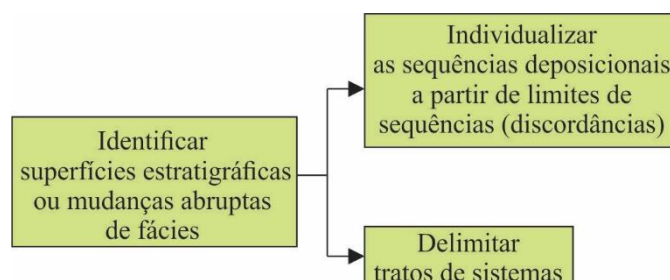
Figura 16: Relação entre fácies, associações de fácies, ambientes deposicionais e tratos de sistemas utilizados nesta dissertação. De James e Dalrymple (2010).



8.4. Estratigrafia de Sequências

Após a análise de fácies e associações de fácies sedimentares, aplicou-se a estratigrafia de seqüências a fim de se organizar a distribuição dos ambientes deposicionais no espaço e no tempo. Para isso, foram identificadas as seguintes superfícies estratigráficas: limite de seqüências, superfícies transgressivas e superfície de inundação máxima. O esquema da Figura 17 ilustra sucintamente as etapas de utilização da estratigrafia de seqüências após a interpretação paleoambiental feita na análise faciológica.

Figura 17: Fluxograma simplificado de reconhecimento do arcabouço da estratigrafia de seqüências de uma sucessão sedimentar. Baseado em Embry (2009).



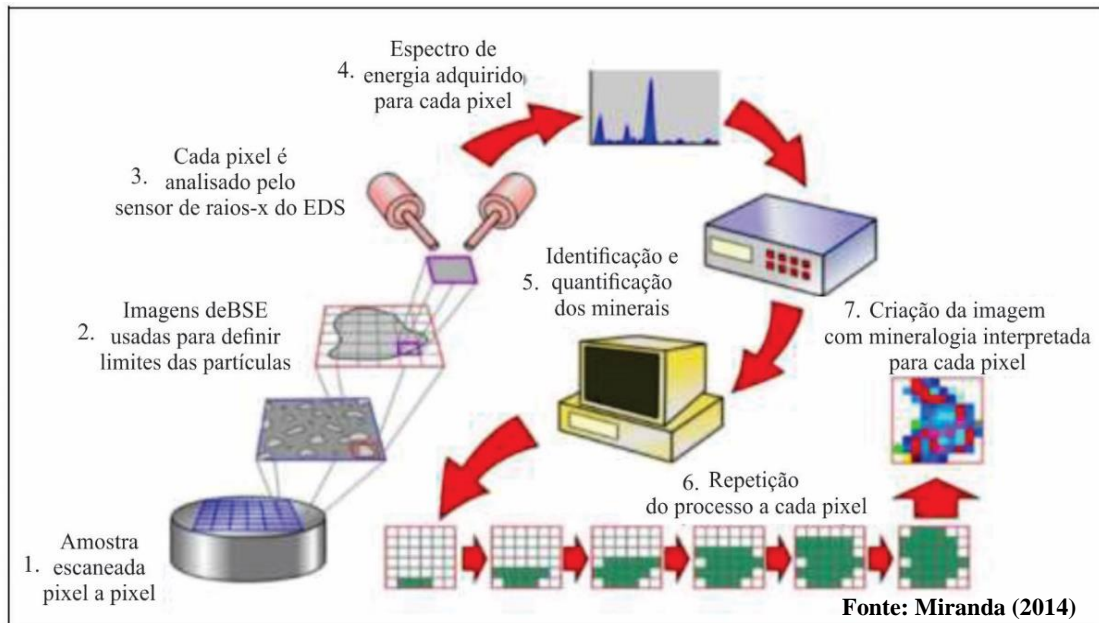
8.5. Petrografia Microscópica

A petrografia microscópica foi realizada em 26 seções delgadas preparadas de amostras de testemunhos de diferentes fácies e associações de fácies sedimentares do poço 1-UN-06-PI (Anexo). As amostras foram impregnadas com resina *epoxy* azul e as análises foram feitas em microscópio de luz polarizada Axio Zeiss, com câmera AXIOCAM 105 COLOR acoplada e o *software* ZEN, para aquisição de imagens. Nove lâminas foram descritas quantitativamente, em que se contaram 300 pontos em cada, perpendicularmente à estrutura principal ou à orientação da fábrica das amostras. Em todas, identificaram-se os constituintes primários, diagenéticos e os tipos de porosidade, suas localizações e relações paragenéticas. Para a classificação composicional, foi utilizado o diagrama de Folk (1980). Concomitantemente foi feita a descrição da granulometria utilizando a Escala de Wentworth, do arredondamento (Powers, 1953) e da seleção dos grãos (Longiaru, 1987).

Após a descrição petrográfica no microscópio ótico, quinze lâminas foram analisadas em microscópio QEMScan (avaliação quantitativa de minerais por microscopia eletrônica de varredura). O QEMScan é um sistema de microanálise completamente automatizado que faz a análise química quantitativa de materiais e gera mapas e imagens de minerais e poros com alta resolução (Gottlieb *et al.*, 2000). Esse equipamento utiliza uma plataforma de microscopia eletrônica de varredura (SEM) com uma fonte de feixe de elétrons em combinação com dois espectrômetros de raios-x de energia dispersiva (EDS). Os espectros de emissão de raios-x secundários e eletrônicos retrodispersos (BSED) são usados para classificar a mineralogia da amostra (Figura 18). As análises de QEMScan foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Assim, a petrografia microscópica de quinze amostras foi feita utilizando-se ambos os instrumentos: microscópio ótico e QEMScan, a fim de se obterem dados mais acurados e de compará-los, para que se pudesse conhecer a forma como se relacionam. No capítulo 12, Apêndice, apresentam-se tabelas e gráficos comparativos de microscopia ótica e QEMScan.

Figura 18: Fluxo de análise do QEMScan. A seção polida, recoberta com pó de carbono é subdividida em pixel de ~20 micrômetros de dimensão e o sensor do EDS faz a leitura da energia de raios-x emitida e o sensor de BSED define os limites das partículas analisadas. Utilizando um banco de dados de composição e mineralogia, um mineral é designado para cada pixel (Miranda, 2014).



8.6. Análise de Permeabilidade

A análise de permeabilidade foi feita nas 26 amostras de testemunhos que foram utilizadas para a confecção das seções delgadas analisadas. O equipamento usado foi um permeabilímetro portátil Corelab PPP250.

9. RESULTADOS E DISCUSSÕES

9.1. Fácies e Associações de Fácies Sedimentares da Formação Poti, da Porção Basal da Formação Piauí e da Porção Apical da Formação Longá

Os ambientes deposicionais interpretados vão de *offshore* a fluvial e são documentados em nove associações de fácies. Os atributos físicos das associações de fácies sedimentares interpretadas para a Formação Poti e para as unidades limítrofes inferior, Formação Longá, e superior, Formação Piauí, são apresentados na Tabela 07 e descritos a seguir.

Tabela 07: Síntese das fácies e associações de fácies sedimentares, com subambientes, ambientes e sistemas deposicionais interpretados para as formações Poti, Longá e Piauí.

Fácies Sedimentares Litotipos e Estruturas	Empilhamento	AF	Interpretação do Paleoambiente Depositional		
			Subambiente	Ambiente	Sistema
Arenito f a m com ec de médio a grande porte	CGCA	AF1	<i>Shoreface</i> superior	<i>Shoreface</i>	Depósitos marinhos rasos
Arenito mf a m, <i>SCS</i> , ecba (?), <i>flaser</i>			<i>Shoreface</i> médio		
Arenito mf a f, gradação normal, <i>HCS</i> , lto, bioturbação moderada			<i>Shoreface</i> inferior		
Folhelho preto a cinza, intercalações de arenito mf, <i>wavy</i> , bioturbação rara a intensa; nódulos piritosos.	Agradacional	AF2	Lamas plataformais	<i>Offshore</i>	
Arenito mf, <i>HCS</i>	CGCA		Cap		
Arenito mf a m; ecs pequeno a grande porte; <i>flaser</i> ; bioturbação moderada a intensa (<i>skolithos</i> no topo)	CGCA	AF3	Barra arenosa de maré	Barra de maré	
Folhelho, intercalações de arenito mf, <i>linsen</i> a <i>wavy</i> , <i>climbing ripples</i> , lto, bioturbação moderada, níveis piritosos			Pró-delta		
Folhelho, intercalações de arenito mf, <i>linsen</i> a <i>wavy</i> , <i>ripples</i> , bioturbação moderada	CGDA	AF4	Intermaré lamoso	Planície de maré	Depósitos estuarinos/deltaicos dominados por maré
Arenito mf a f, lc e ect, <i>wavy</i> a <i>flaser</i> , bioturbação rara a moderada, níveis piritosos			Intermaré arenoso		
Arenito mf a m, ec, de pequeno a grande porte, tabular, acanalada e sigmoidal, <i>climbing ripples</i> , <i>flaser</i>	CGCA	AF5	Barra de canal	Canais flúvio-estuarinos	
Conglomerado/brecha arenoso com clastos angulosos de lamito e lamito arenoso			Fundo de canal		
Arenito f a m, <i>ripples</i> , <i>flaser</i> , bioturbação rara	CGCA	AF6	Frente deltaica	Delta de maré em ambiente protegido	
Lamito e arenito mf, intercalações cíclicas de lâminas mm a cm, <i>linsen</i> , <i>ripples</i> , bioturbação rara			Ritimito cíclico de maré		
Arenito f a m, ecs de grande porte	CGCA	AF7	Porção proximal	Lobos sigmoidais	Depósitos aluviais
Folhelho, intercalações de arenito mf, <i>climbing ripples</i>			Porção distal		
Arenito m a g, estratificação cruzada de grande porte, plano-paralela e <i>ripples</i> transladantes	Agradacional	AF8	Dunas eólicas		Depósitos desérticos
Lamito vermelho, intercalações de arenito mf, <i>climbing ripples</i>	Agradacional		Lagos efêmeros		
Arenito f a m, estratificação cruzada tabular de médio porte, localmente maciço, filmes argilosos	CGDA	AF9	Barras arenosas	<i>Wadis</i>	
Arenito mf a f com clastos de lamito, níveis granulosos			Fundo de canal		
Lamito cinza claro esverdeado, vermelho, gretas de contração	Agradacional	Planície lamosa			
Arenito mf, <i>climbing ripples</i>	Agradacional	Leques de arrombamento			

Abreviações: mf: muito fino, f: fino, m: médio, g: grosso; ec: estratificação cruzada, ecba: estratificação cruzada de baixo ângulo, ecs: estratificação cruzada sigmoidal, lto: laminação truncada por onda, *SCS*: estratificação cruzada *swaley*, *HCS*: estratificação cruzada *hummocky*, *flaser*: acamamento *flaser*, *wavy*: acamamento ondulado, *linsen*: acamamento lenticular; CGCA: ciclos de granocrescência ascendente; CGDA: ciclos de granodecrescência ascendente; AF: Associação de Fácies; cap: cristas de areia de plataforma (barras de plataforma).

Depósitos de Sistemas Marinhos Rasos

As sucessões sedimentares de sistemas marinhos rasos têm espessuras entre 5 e 40 metros e os seus maiores depósitos estão predominantemente na porção basal da Formação Poti (Figura 19). Foram interpretadas duas associações de fácies para essas rochas: Associação de Fácies 1 (AF1) – *shoreface* – e Associação de Fácies 2 (AF2) – *offshore*. As fácies marinhas rasas mais comuns na Fm. Poti são relacionadas à AF1.

Associação de Fácies 1: shoreface

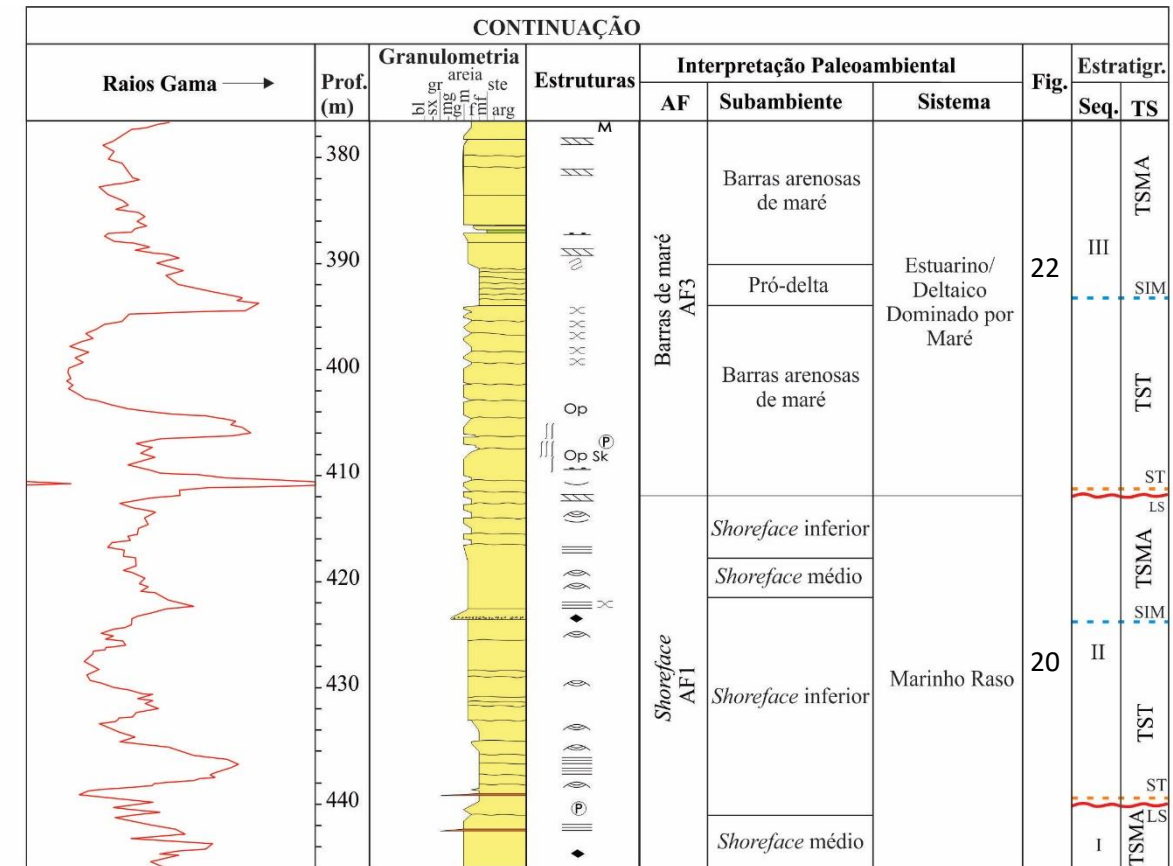
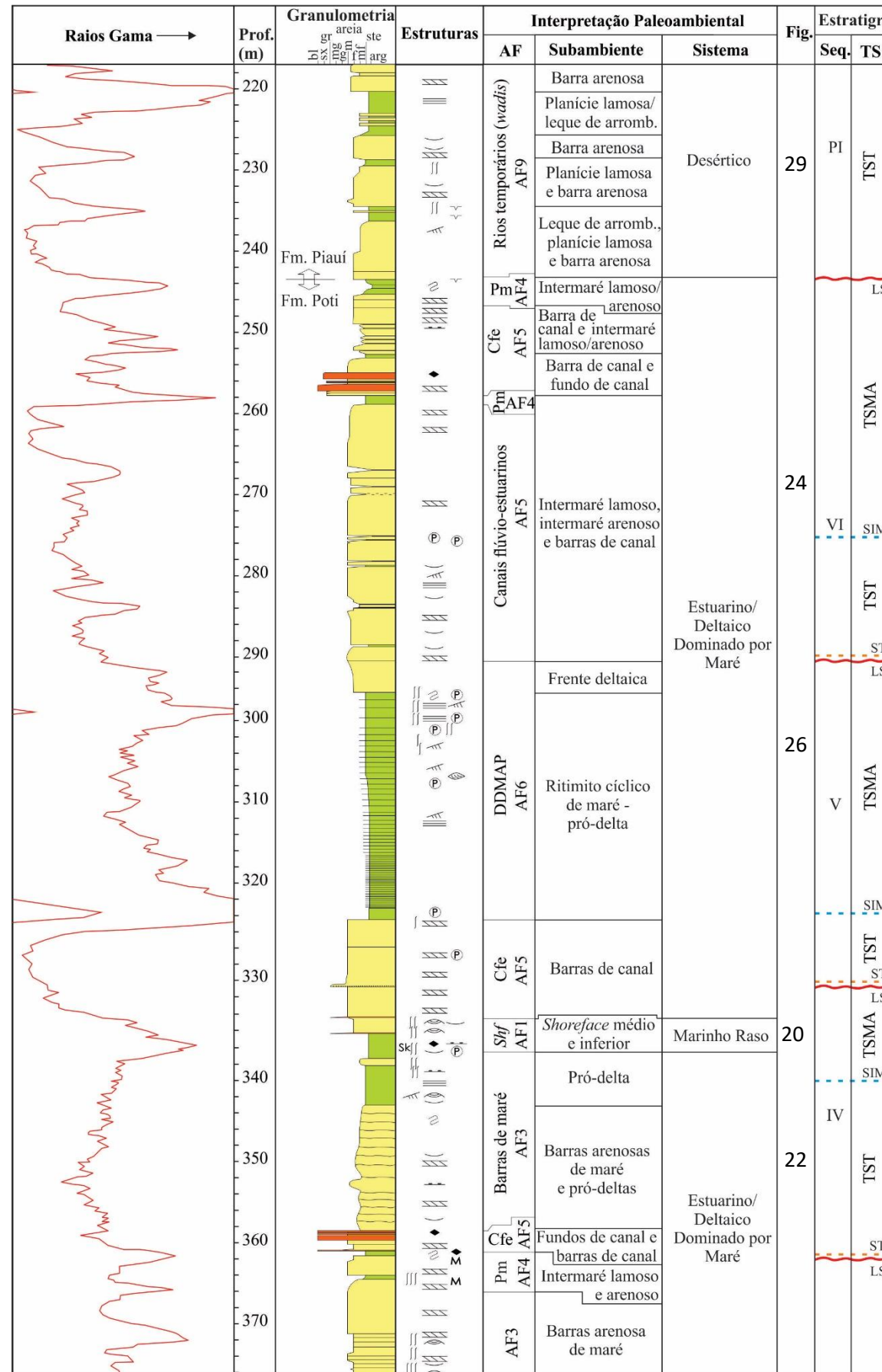
Descrição e Interpretação

A AF1 tem espessuras entre 5 e 40 metros e é composta por arenitos muito finos a finos e lamitos intercalados (heterolitos), com estratificações cruzadas diversas de pequeno a grande porte, além de diferentes graus de bioturbação (Figuras 19, 20 e 21). As sucessões das fácies se organizam em ciclos de granocrescência ascendente e espessamento das camadas para o topo do ciclo (Figuras 20 e 21). Assim, as porções inferiores de cada ciclo são arenitos muito finos intercalados com lamitos, em acamamento lenticular a ondulado, ora com estratificações cruzadas *hummocky* e gradação normal, ora com laminações truncadas por ondas, bioturbação moderada, e horizontes piritosos ou conglomeráticos granulosos. A organização vertical desta fácies se dá também em ciclos de granocrescência e espessamento das camadas para o topo, porém de frequência mais alta (Figuras 20 e 21). As porções superiores das sucessões são arenitos finos a médios, com raras intercalações argilosas, em acamamento *flaser*, estratificações cruzadas *swaley* e de baixo ângulo, níveis ricos em intraclastos lamosos angulosos de tamanho até seixo, e *gutter casts* (Figuras 20 e 21). Ocasionalmente, os ciclos se encerram com arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas de médio a grande porte e níveis conglomeráticos de até 20 cm com intraclastos lamosos, arredondados, de tamanho seixo (Figura 21).

Os arenitos com *HCS* e intercalações lamosas foram interpretados como correspondentes à deposição em *shoreface* inferior/zona de transição, sob ação de ondas de tempestades, com combinação de fluxos oscilatórios e corrente, formando os *HCS*. Além disso, os horizontes piritosos são alterações eodiagnéticas dos lamitos com matéria orgânica. A fácies *shoreface* inferior/zona de transição passa gradativamente para arenitos com *SCS*, que são produtos de sedimentação em *shoreface* médio, também em condições de tempestades, sob ação de fluxos oscilatórios combinados a correntes marinhas unidirecionais (Dumas e Arnott, 2006). Os arenitos com estratificações cruzadas foram atribuídos a ambientes de *shoreface* superior,

em que ocorrem, além de outros processos, correntes de retorno e correntes com fluxo paralelo à costa. No geral, os níveis conglomeráticos ricos em intraclastos lamosos ocorrem na base das estruturas *HCS* e *SCS* (Figura 21) e denotam a ação erosiva dos fluxos combinados de tempestade, com retirada e redeposição de fragmentos argilosos oriundos de deposição em ambientes calmos nos períodos de tempo bom (Clifton, 2006).

Os arenitos com *SCS*, ricos em intraclastos lamosos e com *gutter casts*, sobrepõem-se abruptamente a folhelhos e siltitos laminados nos afloramentos E e F (Figura 21). O contato erosivo entre essas fácies corresponde a uma superfície regressiva de erosão marinha. Esta fácies de *shoreface* médio, distinta da que ocorre sobre os arenitos de *shoreface* inferior, representa um *sharp-based shoreface*, típico de cunhas progradantes de tratos de regressão forçada (Clifton, 2006, Catuneanu, 2006).



- ||| Estratificação plano-paralela
- ||/ Estratificação cruzada
- ~ Micro ripples
- ∩ Greta de ressecamento
- (Flaser
- ∩ Linsen
- ~ Microestratificação ondulada
- ∩ Estratificação cruzada hummocky/swaley
- × Filmes de argila
- ∩ Bioturbação fraca
- ∩ Bioturbação moderada
- ∩ Bioturbação intensa
- M Maciço
- Sk Skolithos
- Op Ophiomorpha
- ∩ Escorregamento
- ∩ Fragmentos pelíticos
- P Pirita
- ST Superfície transgressiva
- SIM Superfície de inundação máxima
- LS Limite de sequência
- TST Trato de sistemas transgressivo
- TSTMA Trato de sistemas de mar alto
- AF Associação de Fácies
- Seq. Sequência Depositional
- TS Trato de sistemas

Figura 19: Sucessão vertical das fácies sedimentares do testemunho do poço 1-UN-6-PI correlacionada ao perfil raios gama, no intervalo entre 218 e 446m, mostrando as associações de fácies, os ambientes, os sistemas e as figuras correspondentes, as sequências deposicionais e os tratos de sistemas das formações Poti e Piauí.

Associação de Fácies 2: offshore

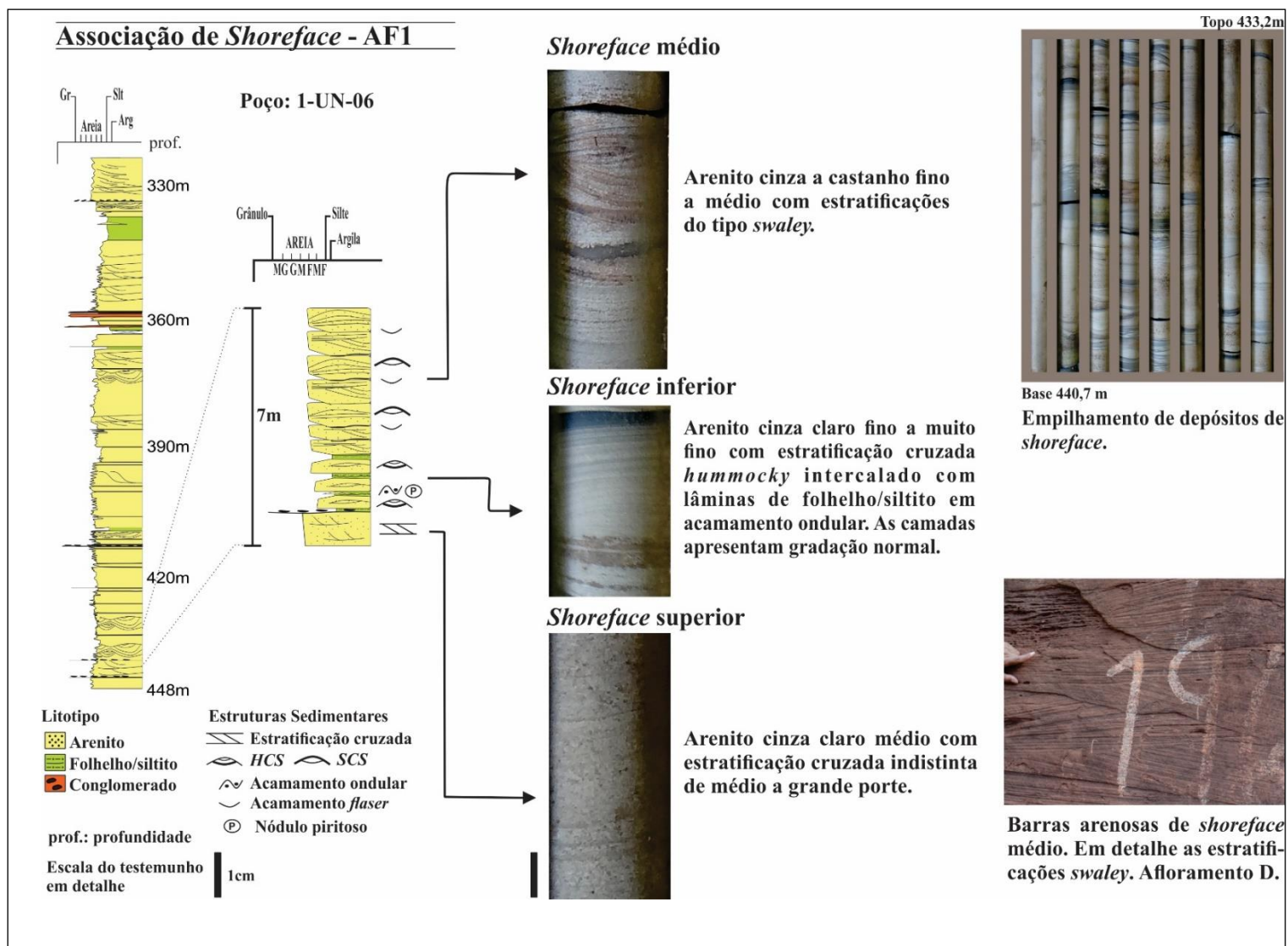
A AF2 foi reconhecida nos afloramentos E e F, onde representa o topo da Fm. Longá, que está em contato erosivo com arenitos de *shoreface* da Fm. Poti (Figura 21).

Descrição e Interpretação

A AF2 tem espessuras que variam de 5 a 12 metros. É composta por folhelhos e siltitos amarelados em afloramento, com laminação plano-paralela à ondulada, bioturbação moderada a intensa do icnogênero *planolites sp.*, e rocha homogeneizada, intercalados com lentes de arenito muito fino com laminações truncadas por onda e *HCS*, em acamamento lenticular a ondulado (Figura 21). As intercalações de arenitos têm espessuras centimétricas a decimétricas e se apresentam em ciclos de granocrescência ascendente e espessamento para cima, sendo comum acamamento lenticular a ondulado na base, passando para *flaser* no topo (Figura 21). Dobras convolutas ocorrem raramente, nas fácies lamosas.

Os folhelhos e siltitos laminados foram interpretados como acumulações de *offshore*, e as intercalações arenosas, com *HCS*, como tendo sido geradas pelo avanço dos sedimentos de *shoreface* em momentos de tempestades. Essas intercalações arenosas indicam a ocorrência de cristas de areia de plataforma (barras de plataforma), produtos de transporte e acumulação de areias em macroformas de leito em *offshore* por ação de ondas de tempestades (Tillman, 1999, *apud* Young e Borghi, 2006).

Figura 20: Perfil litológico do poço 1-UN-6-PI, coluna de detalhe de uma barra de *shoreface*, descrita no intervalo entre 440 e 433, e fotos de detalhe das fácies que compõem a AF1.



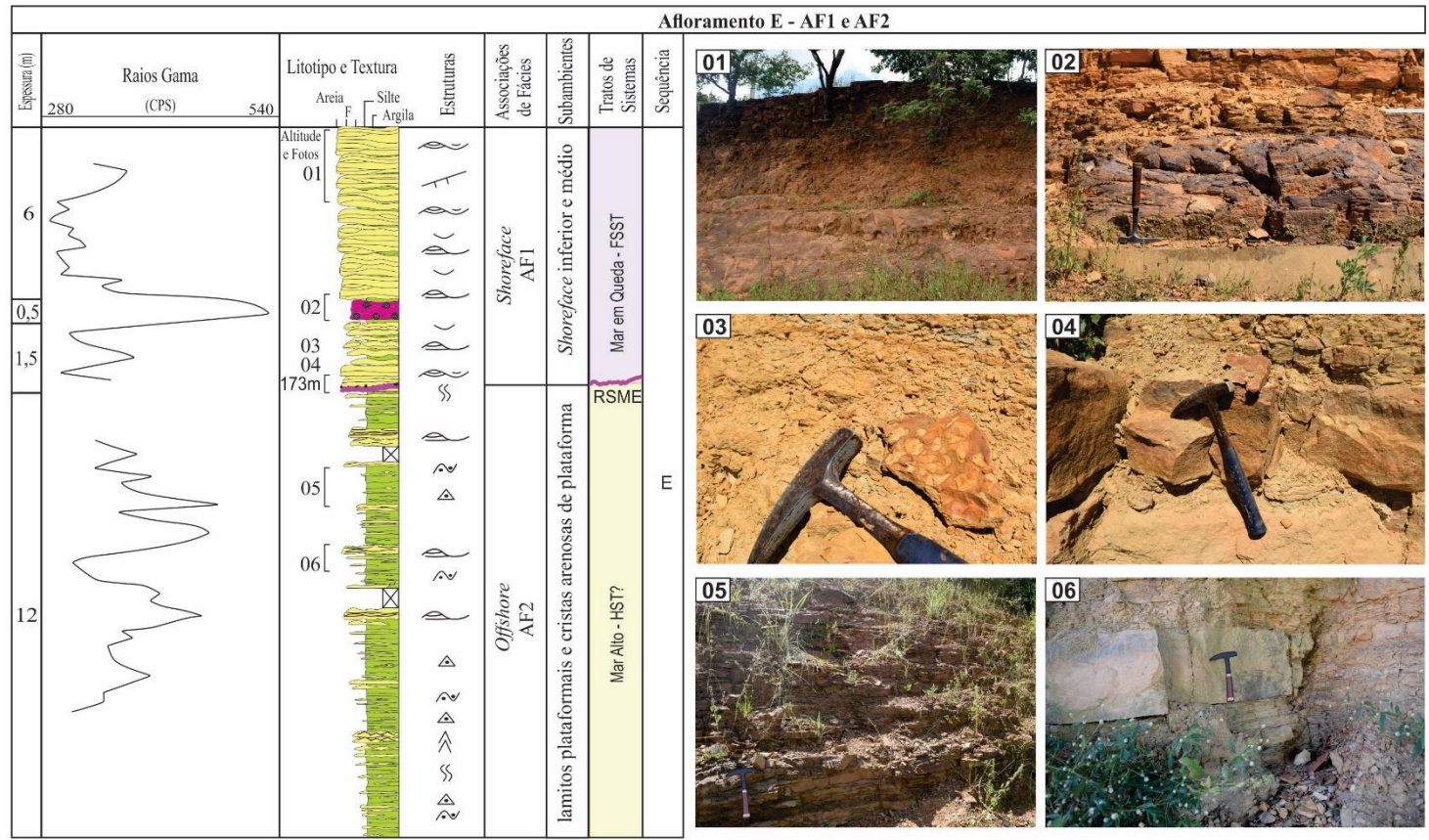


Figura 21: Perfil litológico, interpretação ambiental-estratigráfica e fotos do afloramento E (fms. Longá e Poti). Da base para o topo, AFs: *offshore* e *shoreface*. Fotos 01) arenito fino a médio com SCS; e 02) arenito muito fino, arroxeadado, oolítico, com HCS (AF1). 03 e 04) arenito médio intraclástico (AF1). 05) lamito com acamamento ondulado e intercalações de arenito com *ripples* de onda. 06) arenito muito fino a fino com intercalação de lamito em ciclo de granocrescência e espessamento das camadas de arenito para cima, cristas arenosas de plataforma (AF2).



- Estratificação cruzada *swaley*
- Estratificação cruzada *hummocky*
- Acamamento *flaser*
- Acamamento ondulado
- Acamamento lenticular
- Bioturbação moderada
- Superfície regressiva de erosão marinha

Depósitos de Sistemas Estuarinos/Deltaicos Dominados por Maré

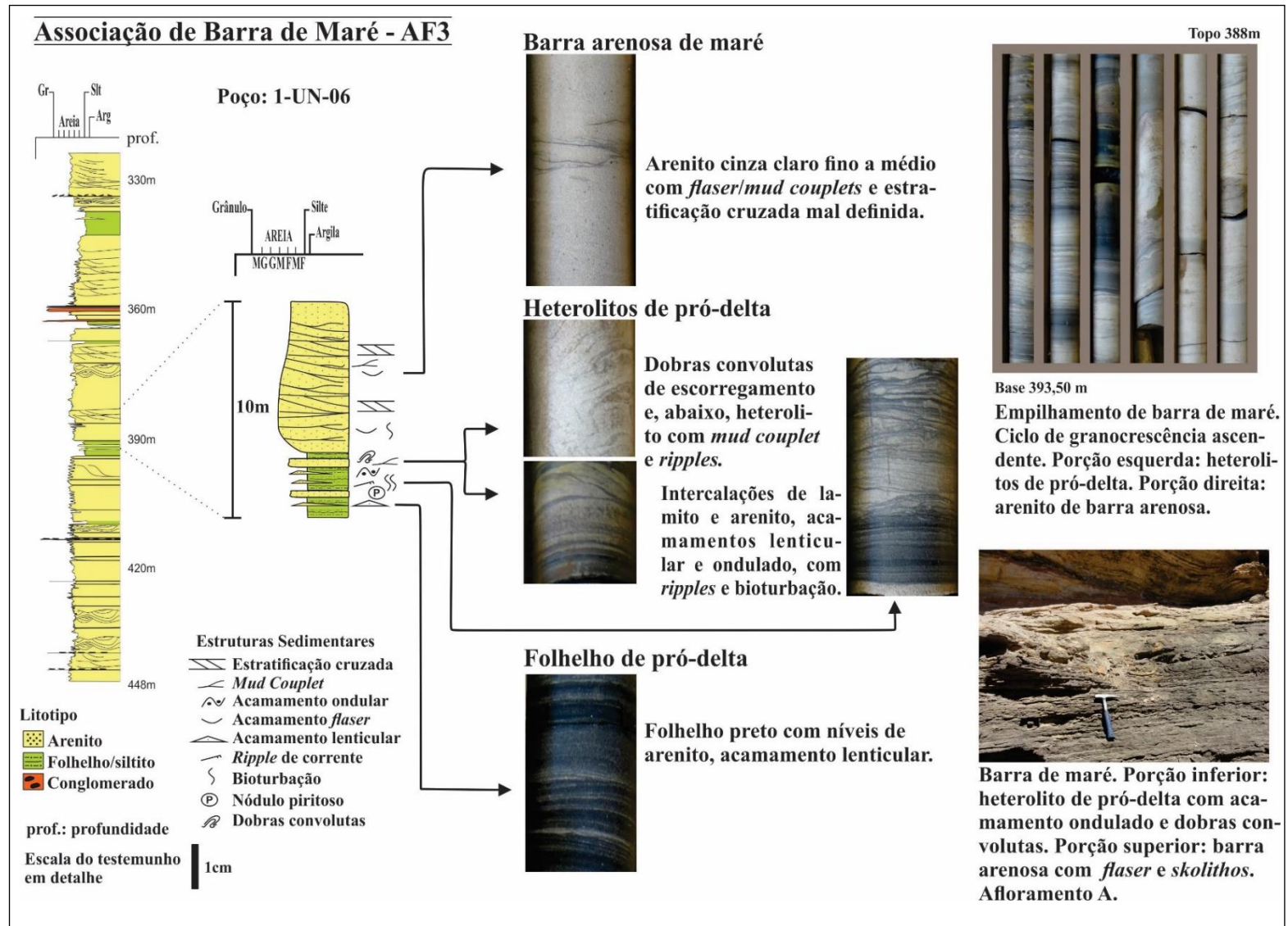
A sobreposição de depósitos de diferentes ambientes de sistemas estuarinos/deltaicos dominados por maré predomina no empilhamento sedimentar da Formação Poti, podendo alcançar, em testemunhos, até 90 metros de espessura de vários ciclos amalgmados (Figura 19, intervalo entre 234m e 344m). Nos afloramentos, tais depósitos foram encontrados em seções interrompidas por regolitos e suas espessuras podem ter sido subestimadas entre 7 e 15 metros. Eles ocorrem intercalados com arenitos e lamitos de *shoreface* e de lobos sigmoidais. As associações de fácies desses sistemas são relacionadas a ambientes de barras de maré (AF3), planícies de maré (AF4), canais flúvio-estuarinos (AF5) e delta de maré em ambiente protegido (AF6) da ação de ondas.

Associação de Fácies 3: barra de maré



















Descrição e Interpretação

A AF3 é representada por ciclos sedimentares decimétricos a métricos, em que, na base, se encontram lamitos com intercalações de arenitos muito finos, em acamamento lenticular a ondulado, comumente com *ripples*, *climbing ripples* e estratificações cruzadas de pequeno porte. Esses heterolitos são, no geral, moderada a intensamente bioturbados, mas há rochas pouco ou não bioturbadas, com o acamamento laminado bem preservado. Há, ainda, menos frequente, laminações truncadas por onda e estratificações cruzadas *hummocky*, com gradação normal. Outra feição que ocorre nos níveis basais são dobras convolutas, e níveis ricos em fragmentos milimétricos a centimétricos de carvão são comuns. A porção superior dos ciclos é constituída por arenitos com estratificações cruzadas sigmoidais, *ripples*, *drapes* de argila, *mud couplets* e acamamento *flaser*, com bioturbação moderada a intensa predominantemente da icnofácies *skolithos*. Os ciclos apresentam granocrescência ascendente. Tais fácies e seu empilhamento foram interpretados como barras de maré (Maguregui e Tyler, 1991; Della Fávera, 2001) (Figuras 19, 22 e 23. fotos 8, 9, 10 e 11). A ocorrência eventual de laminações truncadas por ondas e *HCS*, na porção inferior de algumas dessas barras, indica a atuação secundária de ondas e ondas de tempestade na sedimentação estuarina/deltaica dominada por maré. As dobras convolutas representam escorregamentos das porções inferiores, lamosas, provavelmente gerados pela sobrecarga dos sedimentos arenosos sobrepostos.

Figura 22: Perfil litológico do poço 1-UN-6-PI, coluna de detalhe de uma barra de maré, descrita no intervalo entre 394 e 388m, e fotos de detalhe das fácies que compõem a AF3.



Continuação da Figura 23 – legenda.

	Estratificação cruzada <i>swaley</i>		Acamamento lenticular
	Estratificação cruzada		Bioturbação moderada
	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>		Fragmentos de carvão
	<i>Climbing ripples</i>		Intraclastos lamosos
	Estratificação cruzada sigmoidal		Dobras convolutas
	<i>Ripples</i> acanaladas		Superfície de inundação máxima
	Bioturbação <i>skolithos</i>		Superfície transgressiva de ravina- mento de maré/limite de sequências
	Acamamento <i>flaser</i>		
	Acamamento ondulado		Superfície transgressiva de ravina- mento de onda

Associação de Fácies 4: planícies de maré

Descrição e Interpretação

A AF4 tem espessuras, no geral, decimétricas, e apresenta arenitos muito finos a finos, cinzas escuros a cinzas claros e beges, com *ripples* e estratificações cruzadas de pequeno porte, de corrente, e em acamamento heterolítico ondulado a *flaser*, além de *drapes* argilosos e nódulos amarelo-esverdeados de pirita e bioturbação moderada a rara. Há também lamitos/folhelhos cinza escuro, esverdeado a preto, com laminação sub-horizontal a horizontal, por vezes com nódulos/intraclastos lamosos e intercalados com arenitos muito finos, cinzas claros a beges, em acamamento lenticular e ondulado, além de níveis piritosos. Pode haver *ripples* de corrente nos níveis arenosos e bioturbação moderada (icnofácies *skolithos*). Tal associação ocorre de forma subordinada nos depósitos estuarinos/deltaicos dominados por maré.

A AF4 foi interpretada como depósitos de intermaré arenoso da planície de maré (Figuras 19 e 24), devido às estruturas sedimentares típicas de maré e por ocorrerem sobre a AF3 (barras de maré) ou sobre a AF5 (canais flúvio-estuarinos) (Figuras 19 e 24). Os lamitos correspondem ao intermaré lamoso da planície. Quando essas fácies ocorrem sobre as barras arenosas de inframaré (AF3), observa-se um padrão progradante do empilhamento sedimentar, em que a planície de maré avança sobre as barras de inframaré em direção ao mar. No empilhamento de uma sucessão regressiva de intermaré, ao contrário da maioria dos ambientes transicionais, gera-se uma sucessão de granodecrescência ascendente (Della Fávera, 2001; James e Dalrymple, 2010) (Figura 06).

Associação de Fácies 5: canais flúvio-estuarinos

Descrição e Interpretação

A AF5 tem espessura de cerca de 7 metros e contém arenitos muito finos a médios, com estratificações cruzadas tabulares, acanaladas e sigmoidais de médio a grande porte e acanaladas de pequeno porte, acamamento *flaser*, *climbing ripples* e empilhamento com granodecrescência ascendente (Figuras 19, 24 e 25). A base das sucessões é marcada por níveis conglomeráticos, com extraclastos e intraclastos de tamanho grânulo a seixo. É comum também a presença de conglomerados/brechas com intraclastos lamosos e angulosos e arenitos muito grossos intraclásticos com estratificações cruzadas tabulares. No topo das sucessões, há lamitos cinzas esverdeados a avermelhados com laminações sub-horizontais a horizontais, localmente arenosos, com nível piritoso oxidado. Além disso, ocorrem folhelhos com gretas de ressecamento, intercalados com lentes milimétricas arenosas e bioturbados.

AF5 foi interpretada como depósitos de canais flúvio-estuarinos, nos quais a ação de correntes fluviais foi o processo dominante na sedimentação, ficando as feições associadas a marés restritas à sedimentação mais fina correspondente à diminuição da ação fluvial e incremento da ação das marés do estuário. A base dos ciclos indica a avulsão fluvial na planície de maré, com retirada de sedimentos ainda não consolidados e acúmulo no fundo dos canais, além dos extraclastos trazidos pela ação dos rios. As camadas arenosas com estratificações cruzadas são barras de preenchimento de canal. O topo das sucessões pode ser interpretado como uma fácies da planície de maré que recobre os depósitos arenosos com a migração lateral dos canais (Maguregui e Tyler, 1991; Della Fávera, 2001; James e Dalrymple, 2010).

Figura 24: Perfil litológico do poço 1-UN-6-PI, coluna de detalhe de barras de cfe, descritas no intervalo entre 274 e 267, e fotos de detalhe das fácies que compõem a AF4 e AF5.

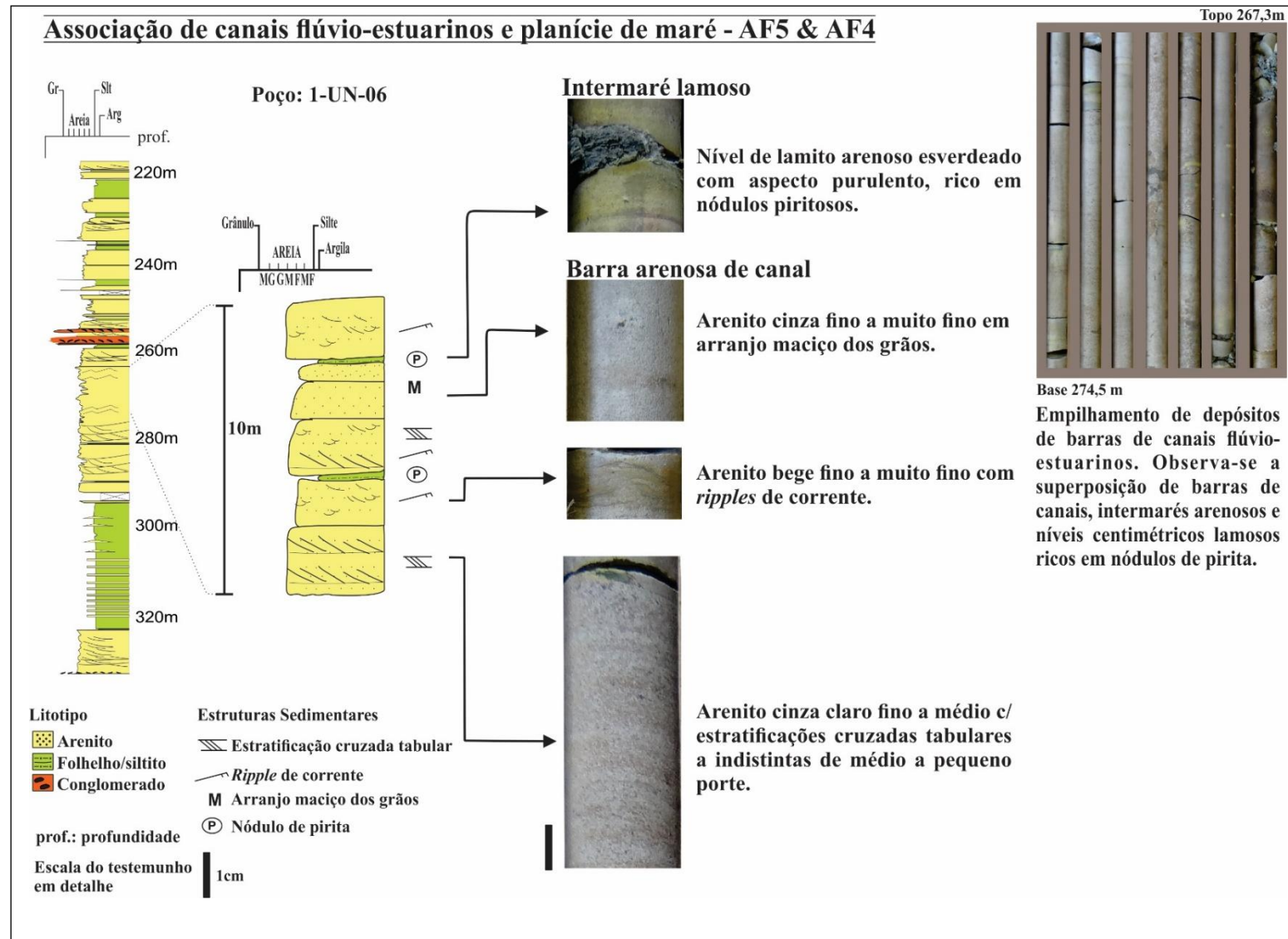
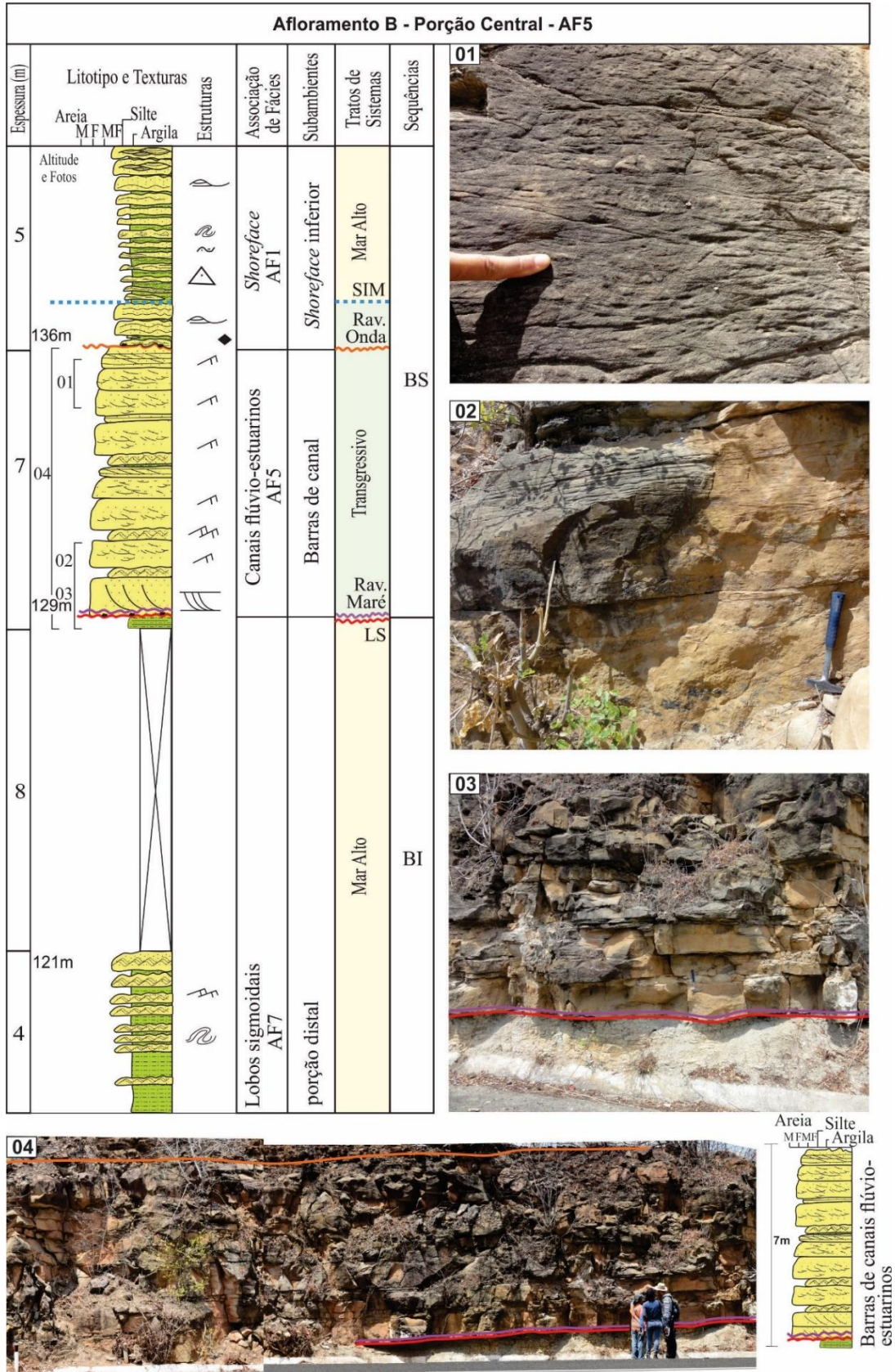













Figura 25: Perfil litológico, interpretação ambiental-estratigráfica e fotos do afloramento B (Fm. Poti). Destaque para a AF5. Fotos 01) arenito fino com *ripples* acanaladas; e 02) arenito fino a médio com estratificação cruzada na base e *ripples* no topo lamito; 03) barras flúvio-estuarinos sobrepostas discordantemente a lamito de planície de maré ou de lobos sigmoidais; e 04) intervalo de depósitos de canais flúvio-estuarinos, compreendido entre uma superfície transgressiva (linha laranja) e um limite de seqüências/ravinamento de maré (linhas vermelha e roxa). Legenda a seguir.



	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>		Intraclastos lamosos
	<i>Climbing ripples</i>		Dobras convolutas
	Estratificação cruzada sigmoidal		Superfície de inundação máxima
	<i>Ripples</i> tabulares/acanaladas		Superfície transgressiva de ravina- mento de maré/limite de seqüências
	Acamamento ondulado		Superfície transgressiva de ravina- mento de onda
	Acamamento lenticular		

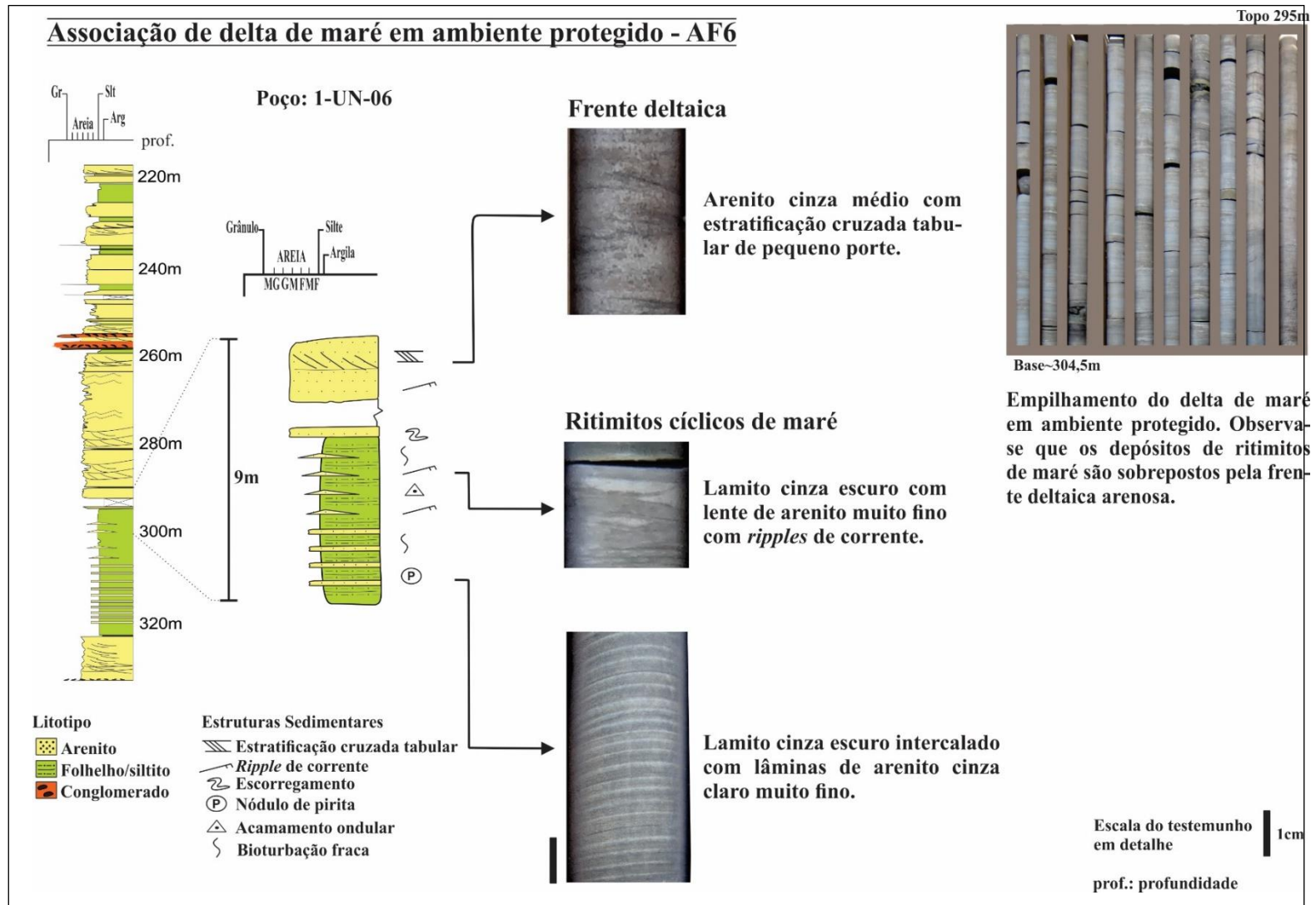
Associação de Fácies 6: delta dominado por maré em ambiente protegido

Descrição e Interpretação

A AF6 tem cerca de 30 metros de espessura e foi reconhecida apenas no testemunho do poço 1-UN-6-PI (Figura 19). É formada por intercalações milimétricas de argilitos cinzas com siltitos/arenitos muito finos cinzas claros a esbranquiçados. Essas intercalações formam um acamamento rítmico, o qual se inicia com um horizonte decimétrico argiloso cinza escuro a preto e piritoso (cor amarela-esverdada), que está em contato abrupto com a fácies sotoposta (Figura 26). A sucessão continua para cima com espessamento das lâminas, as quais passam a centimétricas e mantêm a ciclicidade. Esta fácies apresenta intercalações de arenito fino em acamamento lenticular, por vezes com *ripples* de corrente e bioturbação vertical a subvertical, e, na, sua porção mais superior, ocorre dobra convoluta. O topo contém a fácies arenito fino a médio, cinza claro a bege, com microcruzadas e acamamento *flaser* que se encerra com 4 cm de folhelho cinza escuro a preto em contato abrupto com a fácies sobreposta. Manchas com cimento piritoso são comuns ao longo da sucessão. Esse empilhamento forma um ciclo de granocrescência ascendente e espessamento das camadas para cima (Figura 26).

A AF6 é característica de depósitos cíclicos de maré. A manutenção da regularidade das lâminas sedimentares ocorre apenas em locais protegidos da ação de ondas de tempestades e de marés atmosféricas. Um ambiente propício para isso é a parte mais interior do estuário (próximo ao limite da ação da maré em sentido ao continente). Além disso, para que esses ritimitos se desenvolvam, o suprimento sedimentar deve ser alto para permitir pelo menos 1 mm de deposição a cada 12 horas. Isso ocorre, por exemplo, em ambientes de frente deltaica e pró-delta. Ademais, são necessárias fortes correntes de maré para suspender o sedimento que, posteriormente, vai decantar para formar os ritimitos cíclicos. Assim, a AF6 foi interpretada como um depósito deltaico (Figuras 19 e 26), em ambiente estuarino protegido, com forte ação de correntes de maré (James e Dalrymple, 2010).

Figura 26: Perfil litológico do poço 1-UN-6-PI, coluna de detalhe de um depósito deltaico, descrito no intervalo entre 304 e 295m, e fotos de detalhe das fácies que compõem a AF6.



Depósitos de Sistema Aluvial

Os depósitos de sistema aluvial são representados por lobos sigmoidais, correspondentes a inunditos, como leques de *crevasse*. A sucessão sedimentar completa foi observada nos afloramentos C (Figura) e D, onde apresenta espessuras de 5 a 15 metros. Ela foi interpretada como Associação de Fácies 7 (AF7) – lobos sigmoidais.

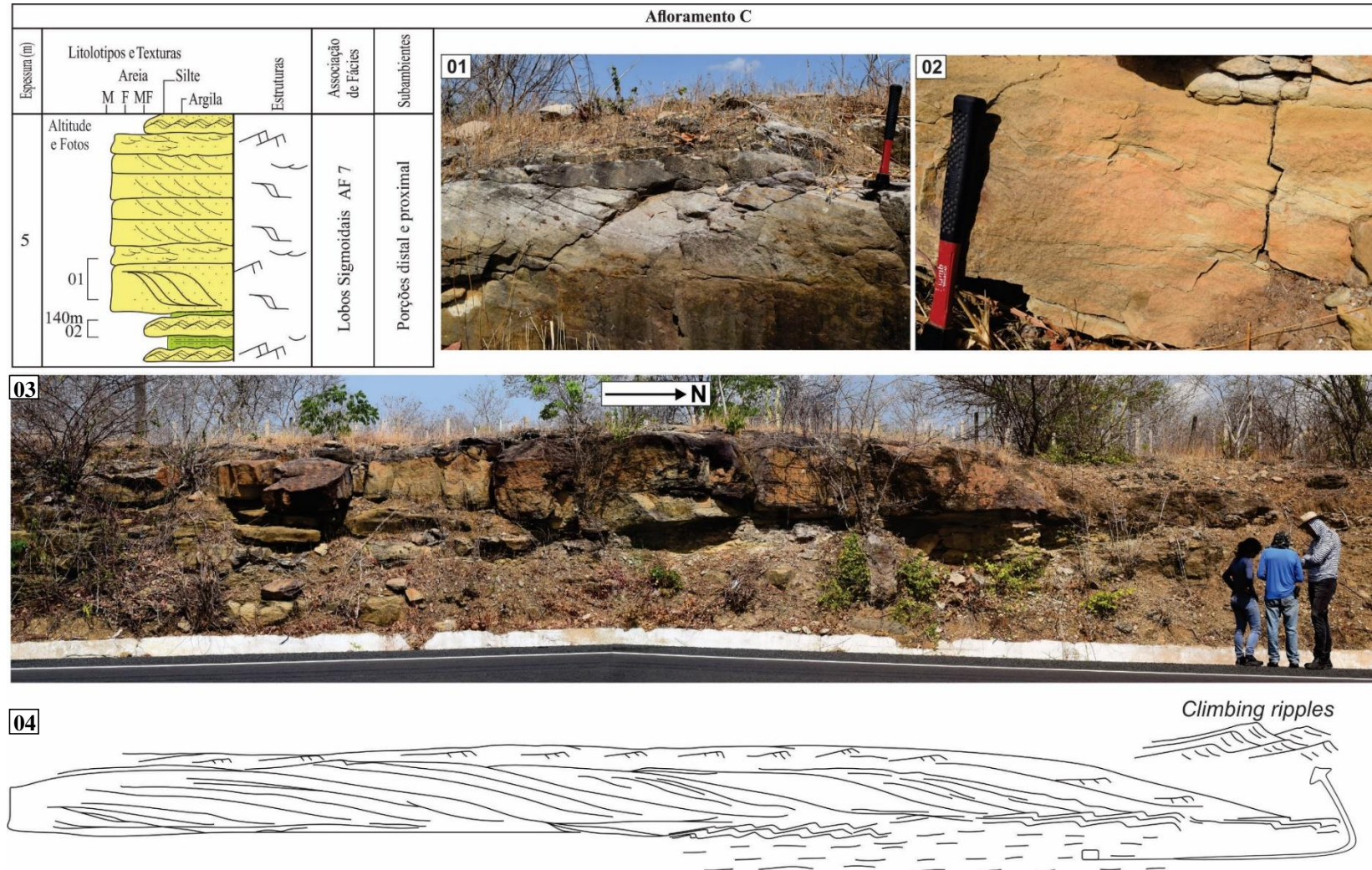
Associação de Fácies 7: lobos sigmoidais

Descrição e Interpretação






A AF7 é composta por intercalações de lamitos e arenitos muito finos com *climbing ripples* que passam gradativamente para arenitos finos a médios com estratificações cruzadas sigmoidais de grande porte, *ripples* e estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte, em direção ao topo de ciclos métricos. Dessa forma, a organização vertical da sucessão dessas fácies se dá com granocrescência ascendente. A sucessão dessas fácies sugere um empilhamento deltaico, progradacional, com as porções inferiores representando as partes distais da frente deltaica e as superiores, as partes proximais (Figura 27).

A AF7, conforme apresentado por Della Fávera (2001), pode corresponder, mais especificamente, a lobos sigmoidais (acrecções frontais, laterais, franjas deltaicas) (Figura 27) formados por fluxos de natureza homopical, em que os sedimentos são submetidos a suspensão mais tração, mecanismos necessários para a formação de *climbing ripples* e cruzadas sigmoidais. Tais lobos são formados por sedimentação episódica (carga extrema de rios) de deltas em lagos ou lagunas, por exemplo.

Figura 27: Perfil litológico, interpretação ambiental e fotos do afloramento C (Fm. Poti). Associação de fácies de lobos sigmoidais. Fotos 01) arenito médio com estratificação sigmoidal; e 02) arenito muito fino intercalado com *ripples* cavalgantes e filmes argilosos (AF7); 03) fotomontagem do afloramento C, notar o padrão progradacional do lobo sigmoidal, em que a porção proximal (foto 01) sobrepõe a porção distal (Foto 02); e 04) desenho esquemático do afloramento C: a fácies distal é sobreposta pela fácies proximal. Legenda a seguir.



Continuação da figura 27 – legenda.

	Estratificação cruzada sigmoidal		<i>Ripples</i> acanaladas
	<i>Ripples</i> tabulares		<i>Climbing ripples</i>
			Acamamento <i>flaser</i>

Depósitos de Sistema Desértico

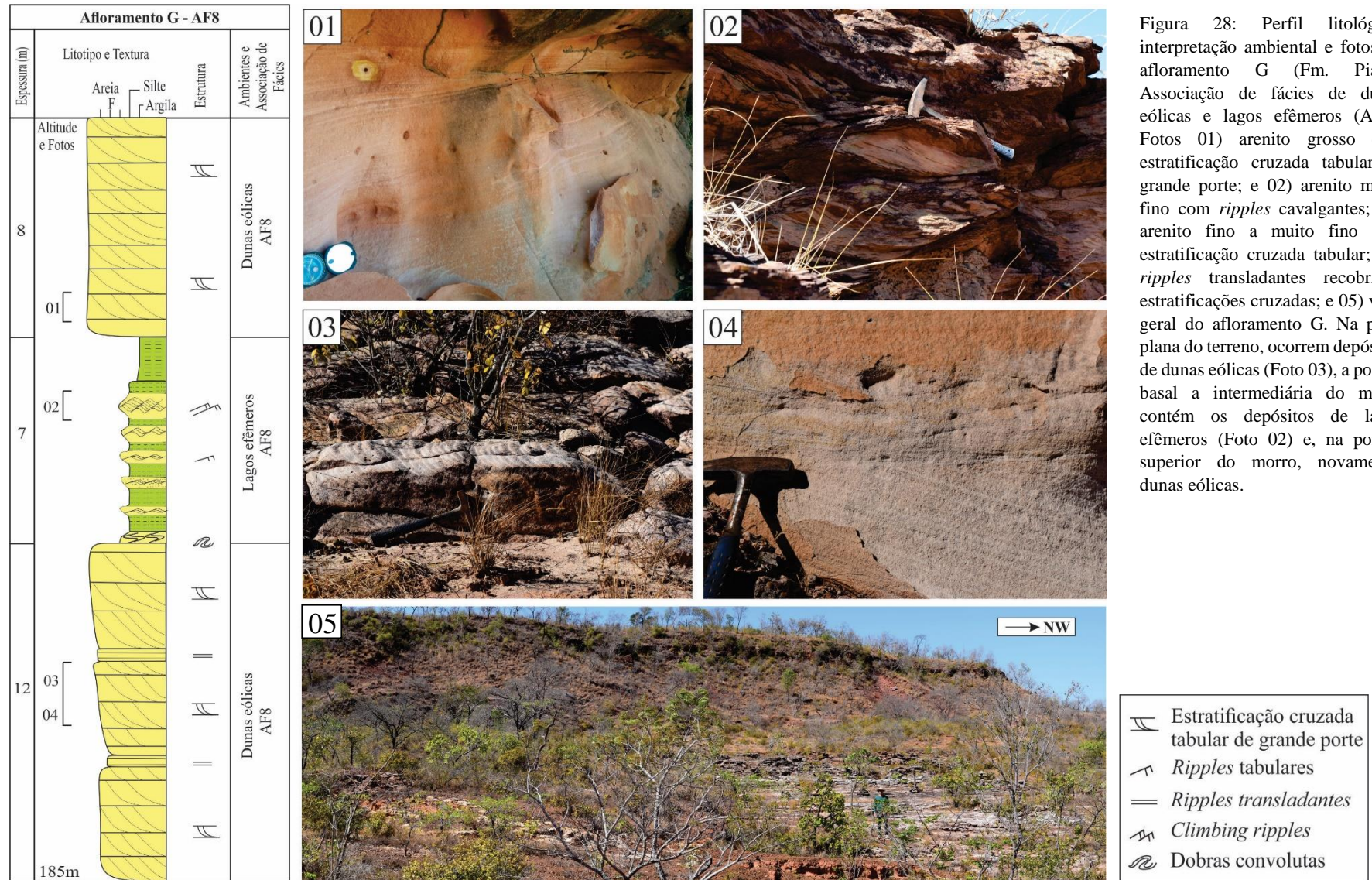
Os depósitos de sistema desértico ocorrem na base da Formação Piauí (Figuras 19 28 e 29) e suas rochas apresentam cor rosada a avermelhada bastante características de sedimentação continental, sujeita a percolação de água meteórica e oxidação dos componentes detríticos, que resulta em tal coloração. Duas associações de fácies caracterizam este sistema: a Associação de Fácies 8 (AF8) – dunas eólicas e lagos efêmeros -, descrita no afloramento G (Figura 28), com cerca de 20 metros de espessura, e a Associação de Fácies 9 (AF9) – *wadis* -, observada em testemunho e cujas sobreposições contínuas podem alcançar dezenas de metros (Figuras 19 e 29).

Associação de Fácies 8: dunas eólicas e lagos efêmeros

Descrição e Interpretação

A AF8 é composta por 8 a 12 metros de arenitos médios a grossos rosados, bem selecionados, com estratificações cruzadas tabulares de grande porte e intercalações de arenitos finos a grossos com estratificações plano-paralelas e, localmente, dobras convolutas. Entre os corpos arenosos amalgamados, há intercalações métricas de lamitos avermelhados com intercalações de arenito muito fino, síltico, vermelho, com *climbing ripples* e 1 metro de folhelho vermelho (Figura 28).

Os arenitos com estratificações cruzadas foram interpretados como depósitos de dunas eólicas depositados em condições áridas, e os arenitos com estratificação plano-paralela, como lençóis de areia (interdunas arenosas). Já os lamitos correspondem a lagos efêmeros e as intercalações arenosas a eventuais descargas de rios também efêmeros (*wadis*) nesses corpos de água (Della Fávera, 2001).



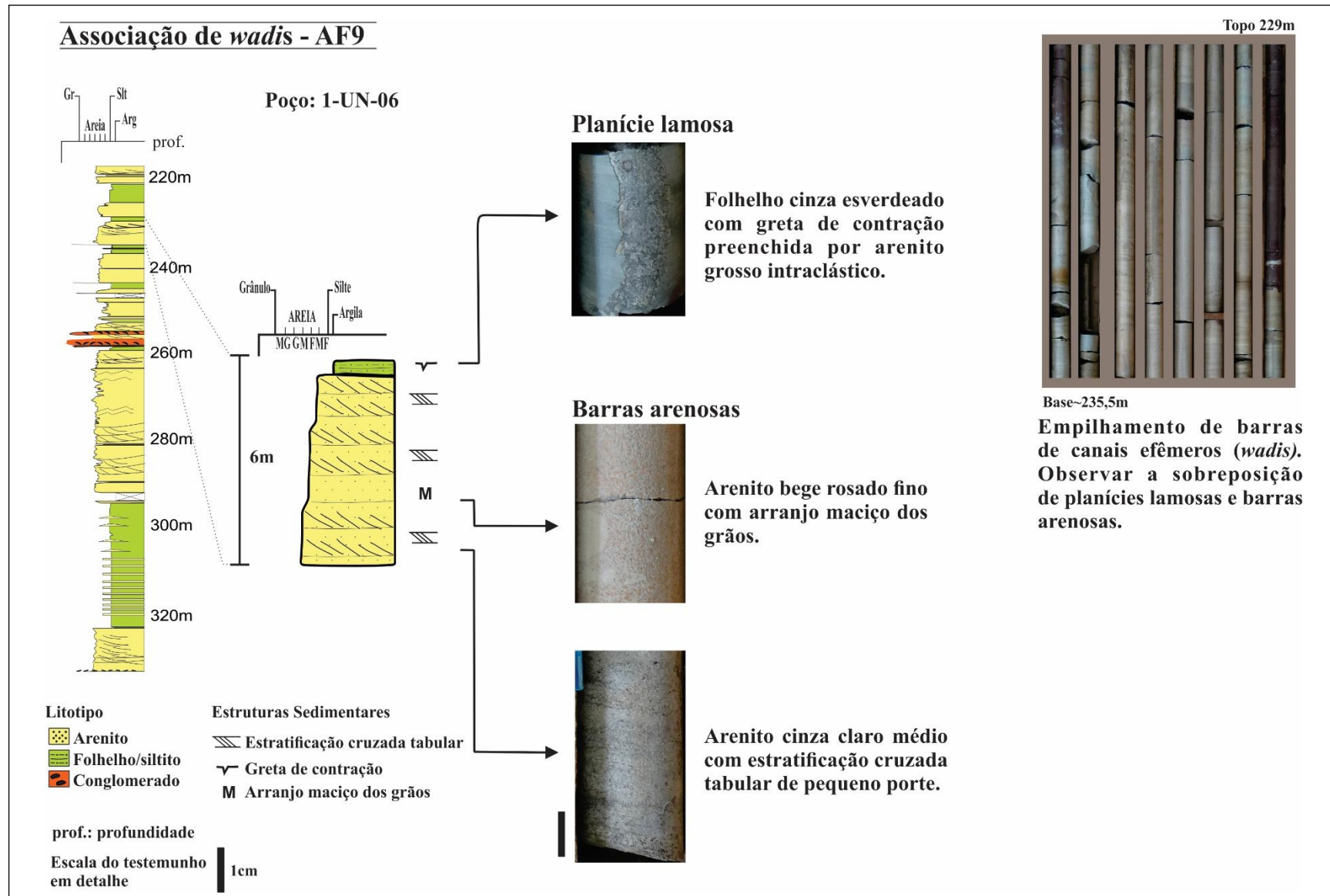
Associação de Fácies 9: wadis

Descrição e Interpretação

A AF9 é composta por camadas, com aproximadamente 40 cm, amalgamadas formando pacotes de até 7 metros de espessura, de arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de médio porte, localmente maciços, com lâminas argilosas intercaladas. Comumente, os horizontes basais desta fácies contêm intraclastos de lamitos, com grânulos e seixos nos níveis mais inferiores. A disposição vertical desses arenitos apresenta sutil afinamento para o topo (Figura 29). Intercalações de até três metros de espessura de lamito cinza claro a esverdeado ou vermelho com gretas de ressecamento, feição brechada, com intercalações de lâminas de arenitos com *ripples* e estratificações cruzadas de pequeno porte ocorrem recobrando os corpos arenosos (Figuras 19 e 29).

A sucessão vertical das fácies da AF9 é típica de deposição em canais fluviais que foram eventualmente abandonados (Della Fávera, 2001). Assim as porções basais desses ciclos sedimentares foram interpretadas como fundos de canais, as camadas amalgamadas de arenito correspondem a barras arenosas e os lamitos, a canais abandonados com deposição vinculada a inundações de canais ativos. Os níveis arenosos intercalados com esses lamitos podem ser interpretados como leques de arrombamento dos canais ativos (Della Fávera, 2001).

Figura 29: Perfil litológico do poço 1-UN-6-PI, coluna de detalhe de uma barra de *wadis*, descrita no intervalo entre 235 e 227m, e fotos de detalhe das fácies que compõem a AF9.




















8.2 Estratigrafia de Sequências na Formação Poti

A partir da análise faciológica dos sete afloramentos trabalhados e do testemunho 1-UN-6-PI do Projeto Carvão, a identificação dos ambientes sedimentares dos depósitos descritos anteriormente possibilitou o reconhecimento de sequências deposicionais nos afloramentos A, B, D, E e F e na sucessão sedimentar do poço 1-UN-6-PI. As sequências, os tratos de sistemas e a superfícies estratigráficas descritos, ou interpretados, são abordados a seguir.

Afloramentos

No afloramento A, Figura 30, foi identificado um limite de sequências que individualiza duas sequências deposicionais. A sequência inferior, AI, situada abaixo dessa discordância, é composta pelas fácies de *shoreface* e pelas fácies de barra de maré. No topo do empilhamento de barra de maré, há uma superfície com intraclastos lamosos, que indica um ravinamento de onda. Logo acima, há um nível de rochas argilosas, interpretado como uma superfície de inundação máxima. Com essa transição, o depósito de *shoreface* sobrepõe-se ao de barra de maré. Assim, a barra de maré compõe um trato de sistemas transgressivo e o *shoreface*, um trato de mar alto. A sequência superior, AS, situada acima da discordância, se inicia com barras de canais flúvio-estuarinos. A base desse depósito contém fragmentos lamosos, que marcam o limite de sequências (e, possivelmente, um ravinamento de maré) entre AI e AS. Os depósitos flúvio-estuarinos transicionam para depósitos marinhos rasos, em cuja porção inferior, ocorrem intercalações de lamito e arenito que marcam uma superfície de inundação máxima. A partir desta superfície, fácies de *shoreface* inferior gradam para as de *shoreface* médio e, por fim, rochas de lobos sigmoidais sobrepõem as marinhas e encerram essa sequência. Tal empilhamento denota que as barras de canais flúvio-estuarinos compõem trato transgressivo e as de *shoreface* e de lobos sigmoidais, trato de mar alto.

	Estratificação cruzada <i>swaley</i>		Acamamento lenticular
	Estratificação cruzada		Bioturbação moderada
	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>		Fragmentos de carvão
	<i>Climbing ripples</i>		Intraclastos lamosos
	Estratificação cruzada sigmoidal		Dobras convolutas
	<i>Ripples</i> acanaladas		Superfície de inundação máxima
	Bioturbação <i>skolithos</i>		Superfície transgressiva de ravina- mento de maré/limite de sequências
	Acamamento <i>flaser</i>		Superfície transgressiva de ravina- mento de onda
	Acamamento ondulado		

No afloramento B, Figuras 31, 32 e 33, também se identificou um limite de sequências, denotando a presença de duas sequências deposicionais. A sequência inferior, BI, situada abaixo da discordância, é composta por rochas de lobos sigmoidais e planície de inundação fluvial que compõem um trato de sistemas de mar alto (Figura 32). A sequência superior, BS, situada acima da discordância, é composta por rochas de barras de canais flúvio-estuarinos (Figura 32) e, sobrepostas a estas, por fácies de *shoreface*. Na base do empilhamento flúvio-estuarino, junto à discordância, há uma superfície de ravinamento de maré, com intraclastos lamosos; e, na base do empilhamento de *shoreface*, uma superfície de ravinamento de onda (Figura 33), também com intraclastos lamosos. Logo acima dessa superfície de ravinamento, a presença de uma fácies argilosa indica a ocorrência de uma superfície de inundação máxima (Figura 32). Assim, as rochas flúvio-estuarinas compõem, predominantemente, um trato transgressivo e as de *shoreface*, um trato de mar alto.

Figura 31: Legenda para as figuras 32 e 33.












	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>
	<i>Climbing ripples</i>
	Estratificação cruzada sigmoidal
	<i>Ripples</i> tabulares/acanaladas
	Acamamento ondulado
	Acamamento lenticular
	Intraclastos lamosos
	Dobras convolutas
	Superfície de inundação máxima
	Superfície transgressiva de ravina- mento de maré/limite de sequências
	Superfície transgressiva de ravina- mento de onda

Figura 32: Registro descritivo e fotográfico do afloramento B, interpretação paleoambiental e de estratigrafia de seqüências. O empilhamento compõe duas seqüências deposicionais – BI e BS. Foto 01) arenito muito fino com *ripples* de onda, *pillows* e intercalações de lamito (AF1), TSMA da seqüência BS; 02) contato discordante entre depósitos de canais flúvio-estuarinos e lamitos de planície de inundação fluvial; 03) arenito muito fino com *climbing ripples* da AF7, TSMA da seqüência BI. A) folhelho cinza constitui uma SIM na seqüência BS; B) depósito de canais flúvio-estuarinos. Na base, há um limite de seqüências coplanar a uma superfície transgressiva de ravinamento de maré e, no topo, um ravinamento de onda. A AF5 constitui o TST da seqüência BS (ver legenda na Figura 31).

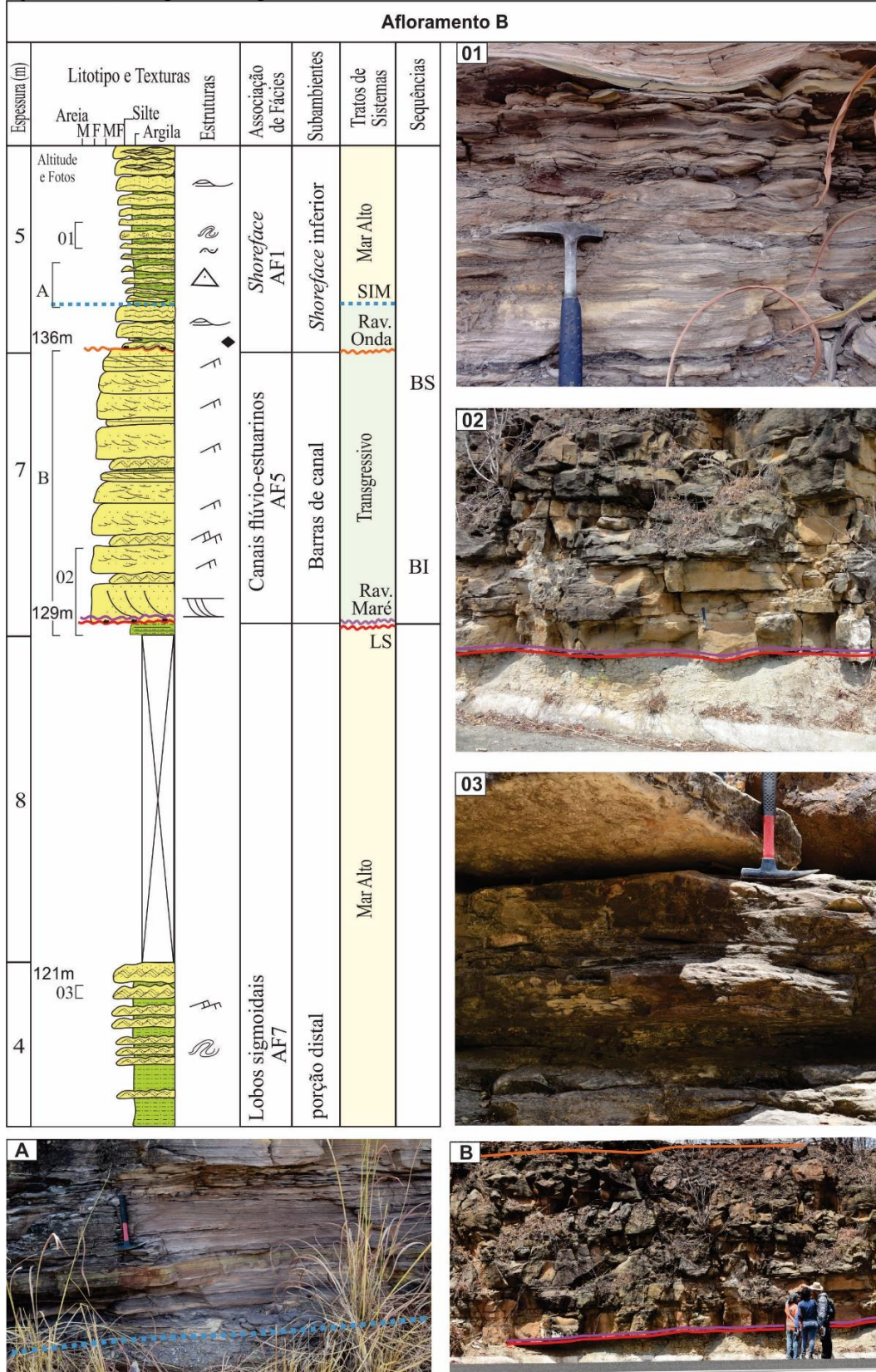
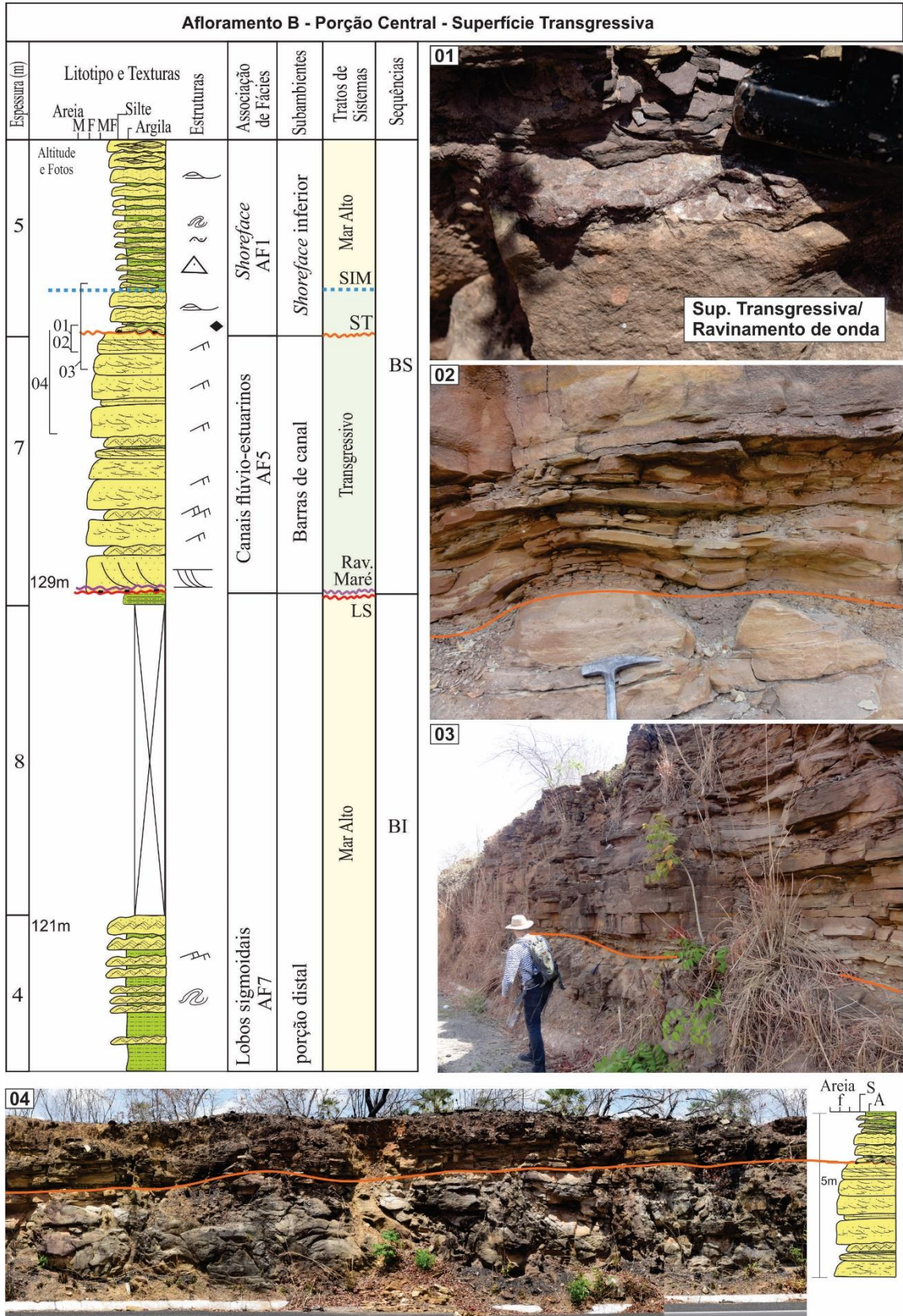


Figura 33: Registro descritivo e fotográfico da porção central do afloramento B com interpretação paleoambiental e de estratigrafia de seqüências. Foto 01) detalhe de nível rico em intraclastos que constitui uma superfície transgressiva de ravinamento de onda; 02, 03 e 04) superfície transgressiva separando o depósito de canais flúvio-estuarinos (AF5) dos de *shoreface* (AF1). Notar compactação diferencial dos sedimentos sobrepostos a ela em relação aos sotopostos, o que indica que estes já apresentavam certa consolidação quando aqueles foram depositados. (Ver legenda na figura 31).



No afloramento D (Figuras 34 e 35), foram identificados dois limites de seqüências, LS1 e LS2, que individualizam três seqüências deposicionais. A seqüência inferior, DI, é composta por lobos sigmoidais, progradantes, que compõem um trato de mar alto. O contato entre essa seqüência e a seqüência média, DM, se dá pelo LS1, materializado em uma superfície intensamente bioturbada (icnofácies *glossifungites*). Possivelmente, essa superfície é coplanar a uma transgressiva de ravinamento de onda, uma vez que os depósitos sobrepostos são de *shoreface*. Além desta associação, a seqüência média é composta por depósitos de barras de maré. Interpretou-se uma SIM, nas fácies de *shoreface*, que separa o empilhamento retrogradacional marinho (AF1), transgressivo, do progradacional transicional (AF3), de mar alto. O limite superior da seqüência média é marcado por um nível conglomerático, LS2, que compõe depósito de fundo de canal flúvio-estuarino e inicia a seqüência superior, DS. Esta apresenta apenas depósito transgressivo de canais flúvio-estuarinos.

Figura 34: Registro descritivo do afloramento D, interpretação paleoambiental e de estratigrafia de seqüências. Foram analisadas duas encostas da Serra de Santo Antônio, com cerca de 60 metros de altura. O empilhamento compõe 3 seqüências deposicionais – DI, DM e DS. Entre as seqüências DI e DM, ocorrem as superfícies coplanares limite de seqüência e superfície transgressiva de ravinamento de onda. Entre os tratos de mar alto e transgressivo, da seqüência DM, há uma superfície de inundação máxima. E, entre as seqüências DM e DS, identificaram-se as superfícies coplanares limite de seqüência e superfície transgressiva de ravinamento de maré (Ver fotos na Figura 35 e legenda na Figura 36).

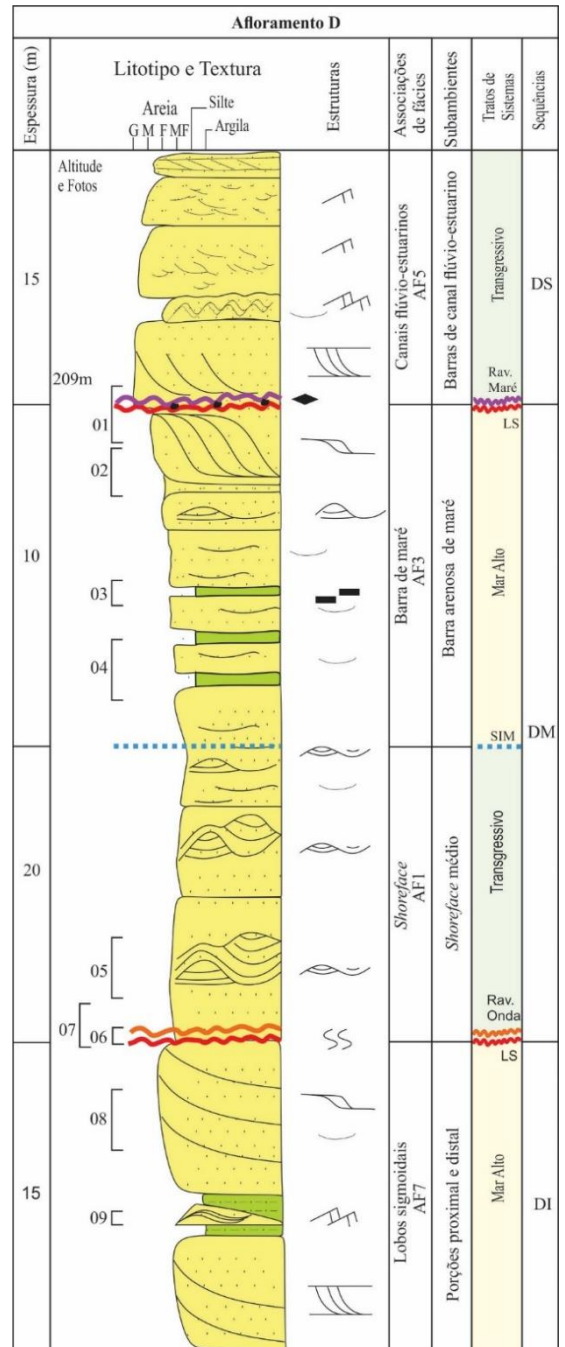


Figura 35: Fotos do afloramento D. 01) contato discordante entre depósito de canal flúvio-estuarino (AF5) (acima) e de barra de maré (AF3) (abaixo), marcando um limite de seqüências coplanar a uma superfície transgressiva. Essas superfícies separam as seqüências DS e DM. 02) contato erosivo, com folhelho retrabalhado, marcando LS/ravinamento de maré entre arenito fino de barra de maré, abaixo, e arenito médio a grosso de canal flúvio-estuarino, acima. 03) arenito fino com intercalações de folhelho e fragmento de carvão em barra de maré; e 04) intercalação de arenito muito fino a fino e folhelho de porção inferior da barra de maré. TSMA da seqüência DM. 05) arenito fino com SCS, da associação de fácies de *shoreface* (AF1) que está sotoposta à AF3, pertence ao TST da seqüência DM. O limite entre essas duas AFs é uma SIM (linha tracejada azul). 06 e 07) arenito avermelhado, endurecido, bioturbado que constitui um limite de seqüências coplanar a uma superfície transgressiva de ravinamento de onda. Essas superfícies separam a AF1 da AF7 e as seqüências DM e DI. 08) vista a distância de arenito com estratificação cruzada sigmoidal de lobos sigmoidais (AF7). 09) arenito muito fino com *climbing ripples*, característicos de porções distais de lobos sigmoidais (AF7). A AF7 compõe o TSMA da seqüência DI e é truncada pelo LS mostrado nas fotos 06 e 07.

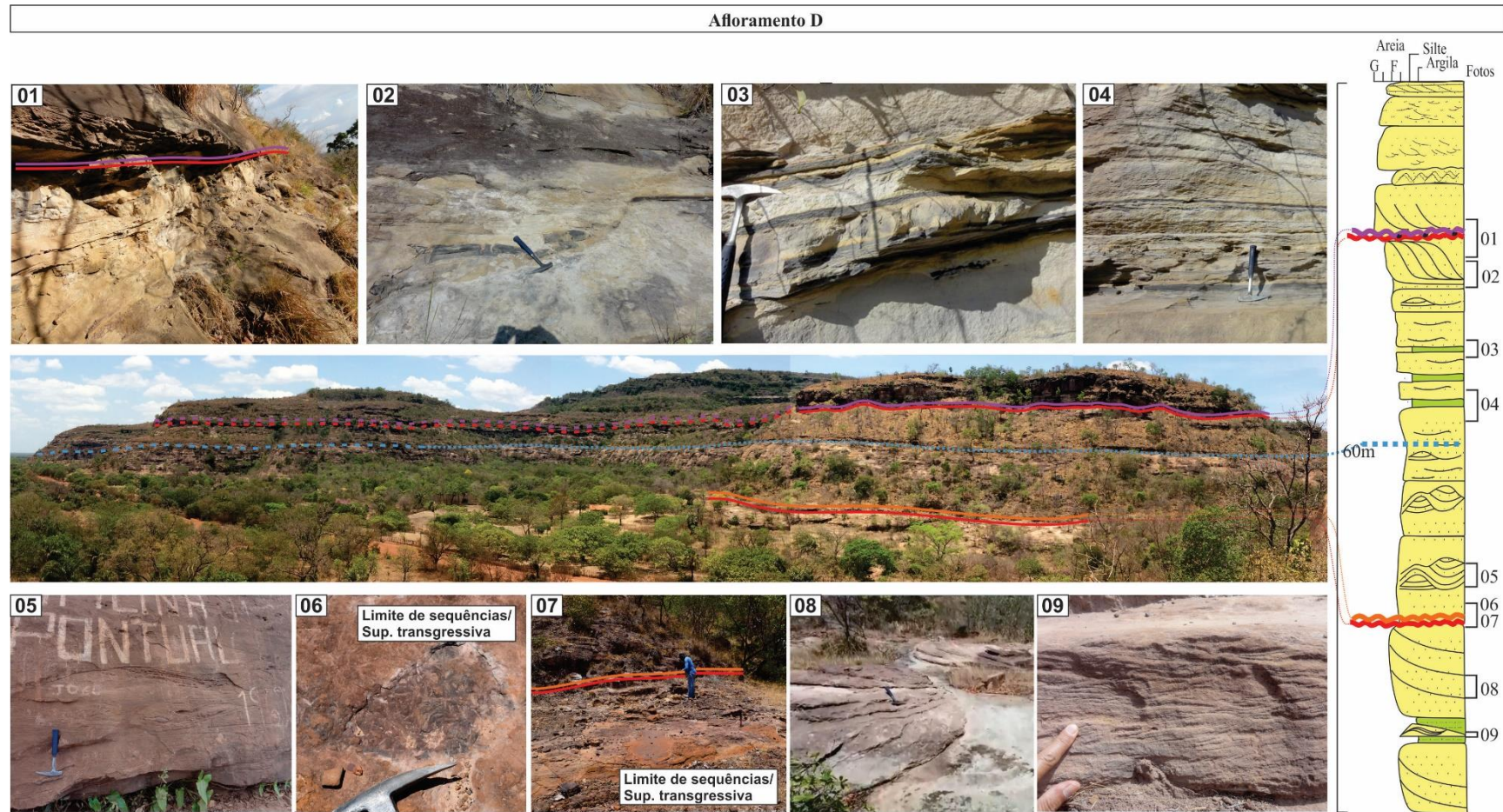


























Figura 36: Legenda para as figuras 34 e 35.

	Estratificação cruzada <i>swaley</i>		Acamamento <i>flaser</i>
	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>		Fragmentos de carvão
	Estratificação cruzada tabular		Intraclastos lamosos
	Estratificação cruzada sigmoidal		Bioturbação moderada
	<i>Climbing ripples</i>		Superfície de inundação máxima
	<i>Ripples</i> tabulares/acanaladas		Superfície transgressiva de ravina- mento de maré/limite de sequências
	Acamamento ondulado		Superfície transgressiva de ravina- mento de onda
	Acamamento lenticular		

Nos afloramentos E e F (Figuras 21, 37 e 38), uma camada de arenito com intraclastos e estratificação cruzada *swaley/hummocky* (AF1) assenta-se abruptamente sobre lamitos de *offshore* (AF2). A base erosiva desse arenito foi reconhecida como uma superfície regressiva de erosão marinha (SREM), a qual representa uma regressão forçada em condição subaquosa, uma vez que a deposição em ambiente de *shoreface* sobrepôs discordantemente os depósitos de *offshore*.

Assim, a ocorrência da SREM denota que a transição das formações Longá e Poti, no afloramento da Barragem Salinas, é constituída por um trato de sistemas de regressão forçada. Além disso, no afloramento F, uma superfície muito bioturbada, rica em intraclastos lamosos, marca um limite de sequências, coplanar a uma superfície transgressiva de ravinação de onda. Sobre essas superfícies, há arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, também de *shoreface*, que compõe um trato transgressivo da sequência acima.

Figura 37: Legenda para a Figura 38.

	Estratificação cruzada <i>swaley</i>		Acamamento lenticular
	Estratificação cruzada		Bioturbação moderada
	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>		Superfície regressiva de erosão marinha
	Acamamento <i>flaser</i>		Superfície transgressiva de ravina- mento de onda/limite de sequências
	Acamamento ondulado		

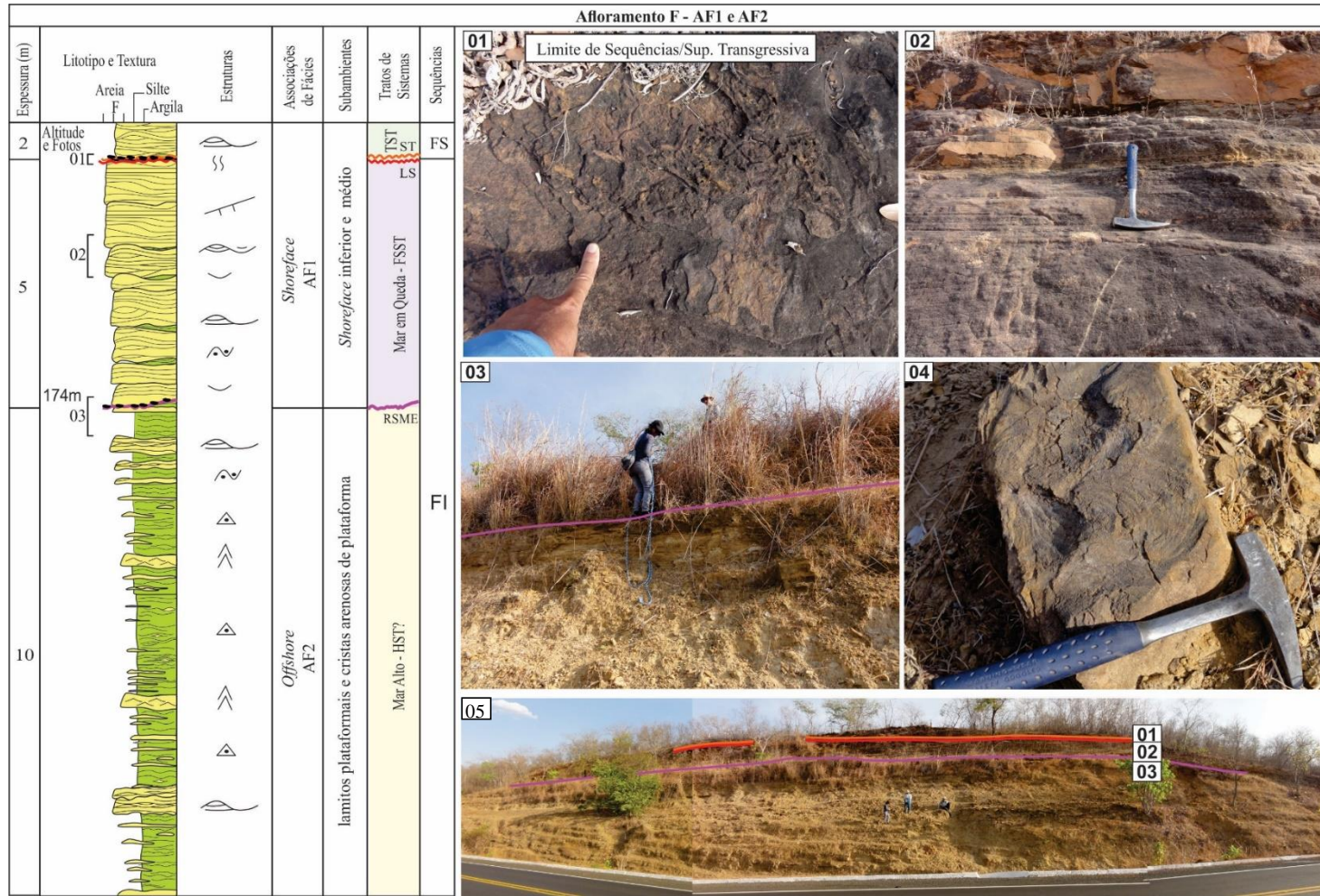


Figura 38: Registro descritivo e fotográfico do afloramento F, interpretação paleoambiental e de estratigrafia de sequências. Afloram, com cerca de 20 metros espessura, as rochas das formações Longá e Poti. Foto 01) nível conglomerático moderadamente bioturbado, interpretado como um limite de sequência coplanar a uma superfície transgressiva (linhas vermelha e laranja na Foto 05), individualiza as sequências deposicionais FI e FS. 02) arenito fino com SCS de shoreface (AF1). A base do empilhamento de shoreface é marcada por um arenito conglomerático que evidencia a presença de uma superfície regressiva de erosão marinha (Fotos 03 e 05, linha roxa). 03) lamitos de offshore (AF2); 04) arenito bioturbado (?). 05) da base para o topo, sucedem-se depósitos de barras arenosas e lamitos de offshore (AF2) (Foto 03) e arenitos com HCS/SCS de shoreface (AF1) (Foto 02). A FI é composta por um trato de mar alto (?) - situado abaixo da RSME e constituído pelos depósitos de offshore - e por um trato de mar em queda (ou regressão forçada), situado acima da RSME, com um conjunto progradante de parasequências da AF1. A FS contém a base de um trato transgressivo, também com rochas de shoreface.

Testemunho do poço 1-UN-6-PI

No empilhamento sedimentar do poço 1-UN-6-PI (Figura 19), foram reconhecidos seis limites de sequências – discriminando-se sete sequências deposicionais - e cinco superfícies de inundação máxima. Cada sequência é composta por um trato de sistemas transgressivo e um de mar alto. A sucessão de diferentes ambientes sedimentares demonstra a contínua movimentação da linha de costa entre o continente e o mar, na bacia do Parnaíba, na época da sedimentação Poti. Os depósitos de *shoreface* dominam as sequências mais inferiores, I e II. A partir da sequência III, percebe-se que o domínio marinho é substituído pelo transicional, em que ocorrem intercalações de praticamente apenas depósitos de ambientes transicionais dominados por maré, sejam barras de maré, canais flúvio-estuarinos ou delta dominado por maré em condição protegida.

As barras de maré são constituídas por ciclos sedimentares de granocrescência ascendente e espessamento das camadas de arenito para cima, apresentando, portanto, padrão progradacional. No entanto, dependendo do estágio do ciclo do nível relativo do mar em que a deposição tenha ocorrido, o empilhamento das parassequências de barras de maré pode ser progradacional – momento de mar alto – ou retrogradacional – momento transgressivo. Assim, as barras de maré de trato de mar alto correspondem, por definição, a ambientes de deltas dominados por maré. Quando essas barras se situam em tratos transgressivos, correspondem a ambientes de estuários (James e Dalrymple, 2010).

O domínio de costa dominada por maré cessa junto com a Formação Poti, na sequência VI, a qual é encerrada por um limite de sequências caracterizado por um horizonte de cerca de 1m de espessura de lamito vermelho com gretas de ressecamento (Figura 39). A partir dessa camada, a sucessão sedimentar do poço 1-UN-6-PI é constituída por depósitos fluviais, interpretados como *wadis*, dada a coloração avermelhada dos arenitos e pelitos das barras arenosas e das planícies lamosas, respectivamente, e aos depósitos de dunas eólicas e lagos efêmeros, vistos no afloramento G (Figura 28), que também sobrepõem as rochas da Formação Poti. Essas rochas de sistema desértico representam a base da unidade litoestratigráfica superior, a Formação Piauí.

Figura 39: Foto à esquerda: lamito vermelho arroxeadado, com gretas de ressecamento, que constitui o limite de seqüências entre as formações Poti e Piauí no poço 1-UN-06-PI. Sobre esse lamito, assenta-se arenito médio a grosso alaranjado de depósitos fluviais desérticos da base da Formação Piauí. Foto à direita: detalhe.



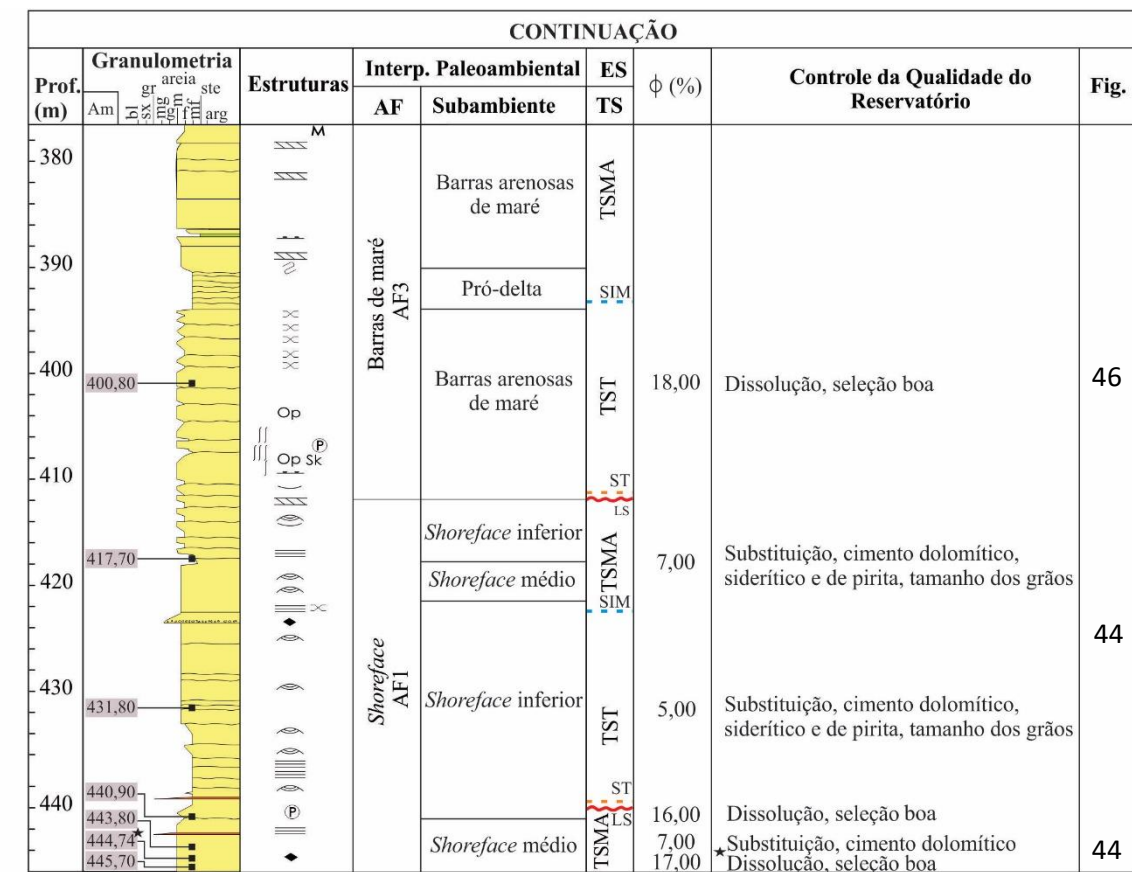
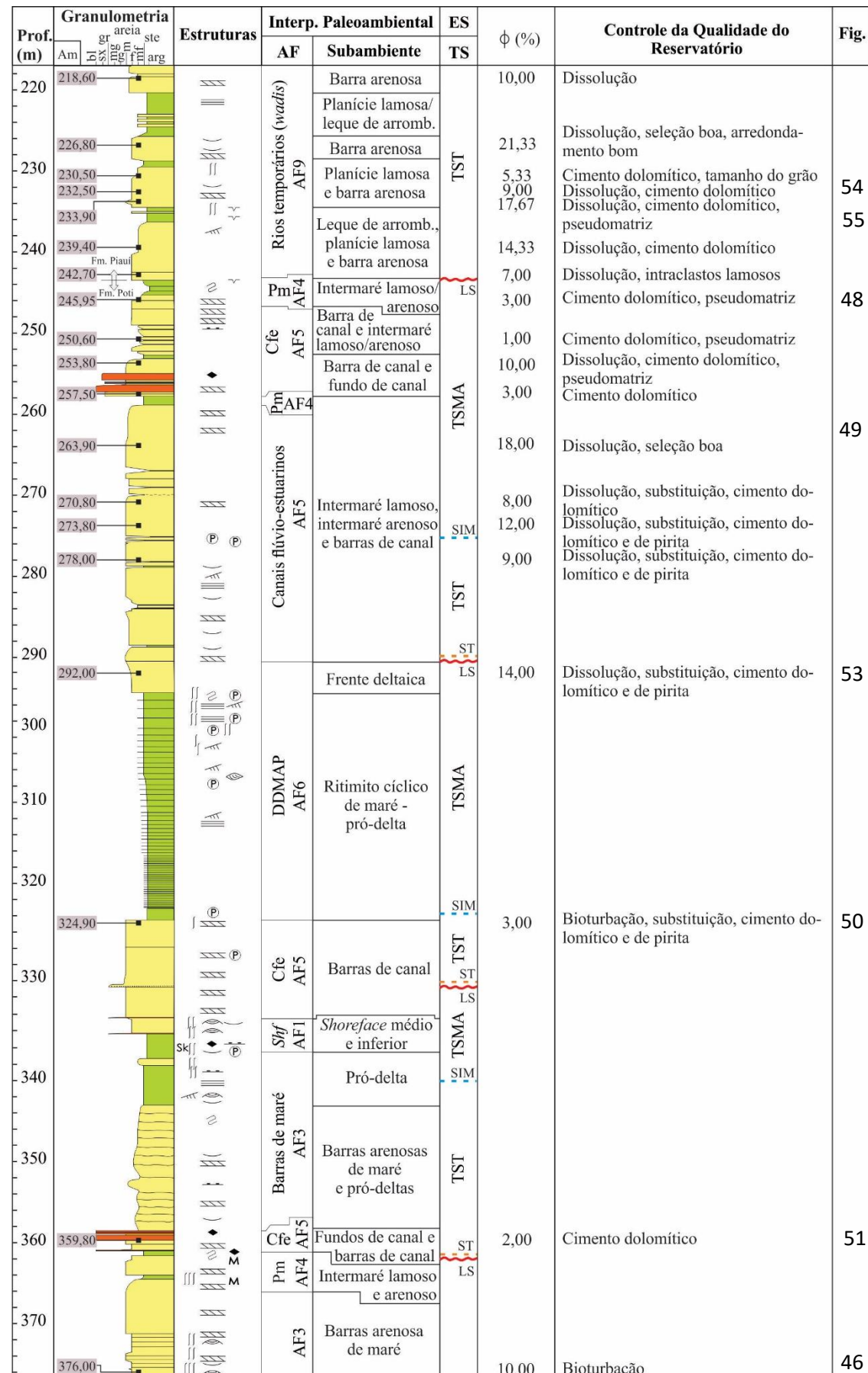
9.3. Análise Microscópica das rochas da Formação Poti e base da Formação Piauí

A análise microscópica dos arenitos da Formação Poti foi realizada em 26 amostras distribuídas nas seis associações de fácies reconhecidas em testemunhos do poço 1-UN-6-PI do DNPM/CPRM (Figura 40). São elas: AF1 – *shoreface* (depósitos marinhos rasos), AF3 – barra de maré, AF4 – planície de maré, AF5 - canais flúvio-estuarinos, AF6 – delta dominado por maré em ambiente protegido (depósitos estuarinos/deltaicos dominados por maré) e AF9 – *wadis* (depósitos de deserto).

9.3.1. Constituintes Primários e Diagênese

Análise Geral

As rochas analisadas são siliciclásticas e sua composição primária é majoritariamente arcossiana (Figura 41). Predominam os minerais quartzo (média: ~42%) e feldspato (média: ~30%), sendo mais abundantes ortoclásio e plagioclásio e menos comum microclínio. Intraclastos lamosos são constituintes primários recorrentes, podendo variar de zero a 15%, dependendo da fácies analisada. Fragmentos sedimentares, ígneos, muscovita, glauconita, zircão, titanita e minerais opacos são menos comuns, estando presentes, na maioria das rochas, como componentes acessórios (média: <1%). Embora, eventualmente, haja filmes argilosos intercalados aos arenitos siliciclásticos, não ocorre matriz detrítica. Os grãos variam de tamanho areia muito fina a areia média, de angulosos a arredondados, e são, predominantemente, moderadamente bem a bem selecionados. Os intraclastos lamosos geralmente apresentam tamanho maior do que os demais grãos, mas, na maioria das amostras, estão deformados pela compactação, o que dificulta a determinação de seu tamanho. Há, subordinadamente, lamitos arenosos, em que a fração silte predomina. Os contatos intergranulares são predominantemente longos e côncavo-convexos, raramente suturados.



* Amostra com porosidade muito elevada em relação às demais. Possivelmente superestimada devido a arrancamento de grãos durante o preparo da lâmina. Valor: 30%.

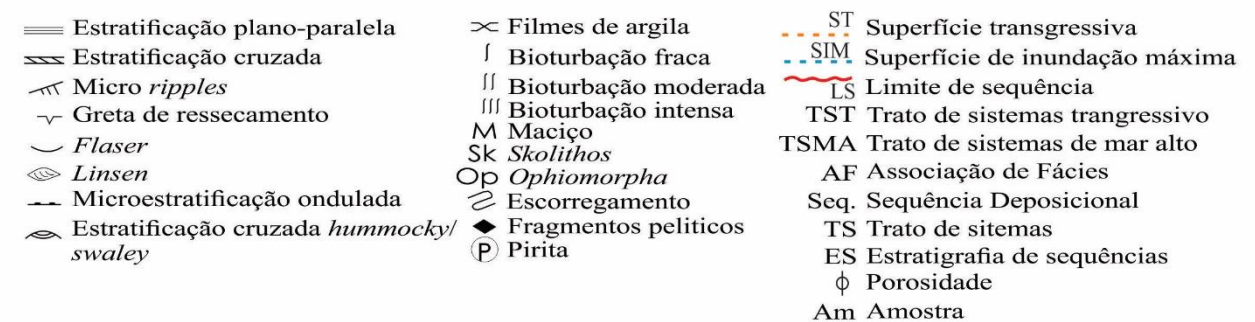
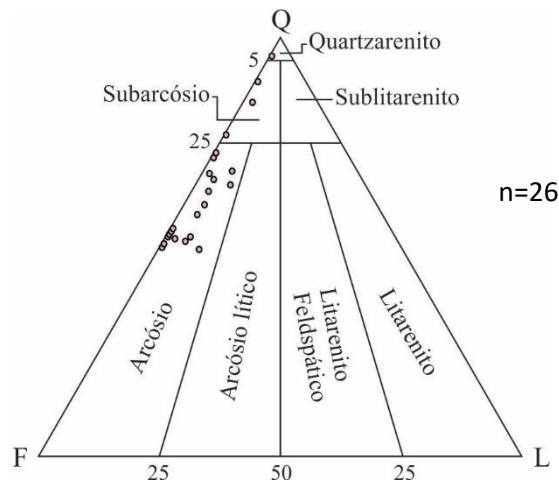


Figura 40:

Sucessão vertical das fácies sedimentares do testemunho do poço 1-UN-6-, no intervalo entre 218 e 446m, mostrando as associações de fácies, os ambientes, os tratos de sistemas e superfícies estratigráficas, a porosidade das rochas, o controle da qualidade das fácies-reservatório da Fm. Poti e da base da F. Piauí., com as figuras correspondentes.

Figura 41: Diagrama de classificação Folk (1970) com as amostras analisadas. Q: quartzo, F: feldspato e L: fragmentos líticos.



Os constituintes diagenéticos das rochas analisadas incluem dolomita, pirita, ilita, clorita, quartzo, feldspato, siderita, óxidos/hidróxidos de ferro, pseudomatriz e poros secundários.

Dolomita é o componente diagenético mais abundante (Figura 42.A) (média: ~11%, máximo: ~30%) nos arenitos analisados, ocorrendo predominantemente com hábito microcristalino. Ela preenche o espaço intergranular e substitui parcial ou completamente os minerais primários – quartzo, feldspato, muscovita - e autigênicos – feldspato, quartzo, ilita e clorita. Além disso, preenche poros de dissolução de feldspato.

A intensidade da cimentação e da substituição por dolomita varia de acordo com a fácies sedimentar e/ou com o trato de sistemas dos arenitos, questão que será abordada adiante, na caracterização petrográfica das associações de fácies definidas anteriormente.

Pirita (média: ~1%, máximo: ~8%) ocorre como cristais cúbicos grossos, geralmente em agregados, substituindo quartzo e feldspato detríticos e autigênicos e, também, dolomita autigênica. Comumente está associada à siderita e aos óxidos/hidróxidos de ferro. A substituição de intraclastos lamosos e filmes argilosos por microcristais de pirita ou por pirita maciça também acontece, sendo que a pirita maciça também preenche o espaço intergranular e substitui quartzo e feldspato (Figura 42.B).

Assim como no caso da dolomita, a intensidade da cimentação e da substituição por pirita varia de acordo com a fácies sedimentar e o trato de sistemas dos arenitos.

Iilita (média: ~1%, máximo: ~4%) ocorre em cristais ripiformes muito finos, principalmente, como substituição de feldspato (Figura 42.C). Em arenitos que apresentam filmes argilosos intercalados, como em barras de canais flúvio-estuarinos, compõe a fração fina

e marca, associada à clorita, essas intercalações lamosas. Ilita e clorita também ocorrem associadas preenchendo o espaço intergranular e como cutículas em feldspato e quartzo de arenitos de fundo de canal flúvio-estuarino, que serão abordados especificamente mais à frente. A abundância média de clorita é relativamente pequena (média: <1%), embora possa ser significativa (máximo: ~6%) nas fácies sedimentares citadas acima (Figura 42.D).

Quartzo e feldspato, tanto feldspato potássico como plagioclásio, ocorrem como sobrecrescimentos, no geral, sintaxiais, que preenchem o espaço poroso (Figura 42.E). Muitas vezes são cristais finos e/ou os grãos detríticos não apresentam cutículas de argila que os separem dos cristais autigênicos, o que dificulta a sua identificação. Assim, sua abundância (média: <1%, máximo: ~2%) pode ter sido subestimada. Ademais, o feldspato autigênico, assim como o detrítico, comumente, encontra-se dissolvido parcial a totalmente.

Siderita ocorre associada à pirita e à dolomita, sendo, no entanto, menos comum (média: <1%, máximo: ~5%) do que essas. Apresenta-se microcristalina, em agregados de cristais de relevo alto, comumente oxidados, substituindo quartzo e feldspato detríticos e ocupando o espaço intergranular.

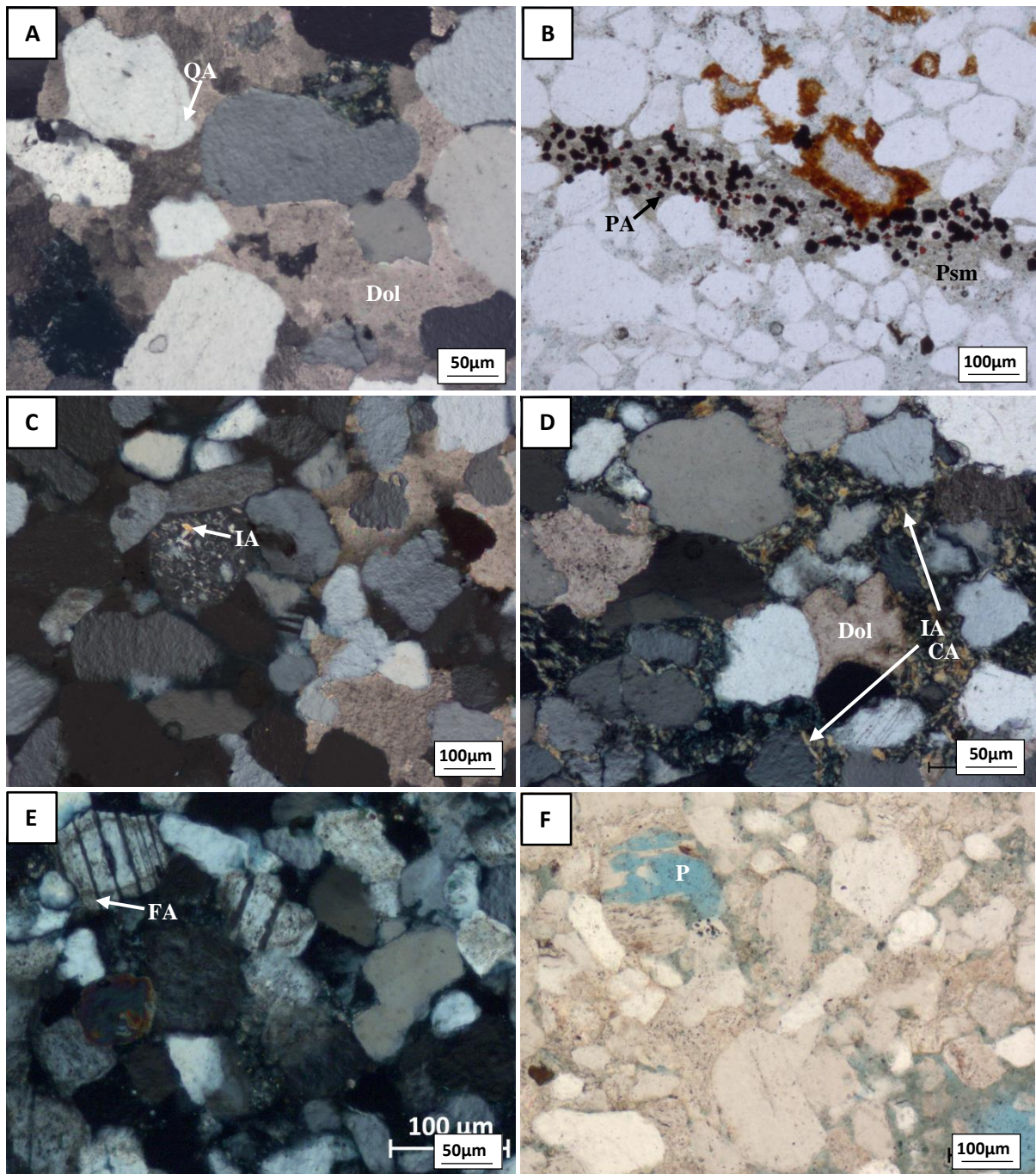
Óxidos/hidróxidos de ferro ocorrem raramente (média <1%, máximo <1%). Podem se apresentar como finas cutículas em grãos detríticos de quartzo e feldspato ou substituindo intraclastos lamosos.

Pseudomatriz ocorre de zero a ~11%, dependendo da fácies sedimentar do arenito. É constituída por grãos detríticos lamosos, de reologia dúctil, deformados entre os grãos de quartzo e feldspato, rígidos (Figura 42.B). Pode ser produto também da compactação de filmes argilosos, por exemplo, *flaser*, cujo sedimento fino se mistura entre os grãos de areia e produz feição semelhante à de matriz detrítica. Há, ainda, lamitos arenosos, cuja composição textural pode chegar a 30% de sedimento de tamanho silte a argila. Como apresentado adiante, essas rochas pertencem a fácies sedimentares bioturbadas, sendo oriundas de mistura de sedimentos por atividade biológica, pós-deposicional.

Poros secundários são constituintes presentes em praticamente todas as amostras analisadas. Podem compor até cerca de 18% dos arenitos, produtos principalmente da dissolução de feldspato, tanto detrítico quanto autigênico (Figura 42.F). Há, com abundância secundária, poros de dissolução de intraclastos lamosos deformados e de muscovita. Os poros secundários apresentam, no geral, formas irregulares, tamanhos que variam de menor que 0,06 mm a 2 mm, tanto inter quanto intragranulares. A conexão, no geral, é dada por gargantas apertadas, embora haja fácies em que a intensa dissolução produziu macroporos (>0,06mm)

conectados por gargantas relativamente largas. O contato entre os grãos é predominantemente longo e côncavo-convexo, produzidos por compactação mecânica e química, respectivamente. Algumas amostras apresentam grãos flutuantes no cimento dolomítico, ou em poros secundários, ou, mais raramente, no cimento de pirita.

Figura 42: Fotomicrografias dos principais produtos diagenéticos dos arenitos da Formação Poti e da porção basal da Formação Piauí. A) dolomita microcristalina poiquilótópica (Dol), ocupa o espaço intergranular e substitui, por corrosão, os grãos do arcabouço e quartzo autigênico (QA). Nicóis cruzados. B) Pirita autigênia (PA) substituindo intraclasto lamoso. Notar que este se encontra deformado pela compactação e constitui pseudomatriz (Psm). Nicóis paralelos. C) Ilita ripiforme (IA) substituindo feldspato. Nicóis cruzados. D) Ilita (IA) e clorita (CA) autigênicas ocupando o espaço intergranular e formando cutículas nos grãos do arcabouço. Notar que são substituídas por dolomita. Nicóis cruzados. E) Sobrescimentamento sintaxial de feldspato (FA). Nicóis cruzados. F) Poros secundários (P) gerados por dissolução de feldspato. Nicóis paralelos.



Análise das Fácies e Associações de Fácies Sedimentares e do Arcabouço Estratigráfico de Sequências

Depósitos Marinhos Rasos

Associação de Facies 1: Shoreface

As seções delgadas de arenitos de mar raso correspondem ao ambiente de *shoreface* (AF1). As amostras dessa fácies deposicional pertencentes ao trato transgressivo/mar alto inicial apresentam mesma composição que aquelas de trato de mar alto, mas os atributos texturais e diagenéticos são diferentes.

A fácies *shoreface* de TST/TSMA inicial é constituída por arcósio muito fino a síltico, bem selecionado, com grãos subarredondados a arredondados de composição mineralógica de quartzo (média: 33%) e feldspato (média: 32%), com empacotamento fechado devido aos contatos planares a suturados. Há fração lamosa (10%), de quartzo e feldspato, como material intergranular e ou *flasers*. Seus constituintes diagenéticos somam em média 23% da composição da rocha (arcabouço, cimento e porosidade). São dolomita (média: 12%), siderita (média: 5%), pirita (média: 2%), e sobrecrescimento de feldspato (média: 1%) e quartzo (média: 1%). A rocha apresenta microporosidade (média: 6%) inter a intragranular resultante da dissolução de feldspato. No geral, não há boa conectividade entre os poros, o que confere permeabilidade relativamente baixa a esses arenitos (média: ~15 mD). (Figuras 43 e 44.A e B).

A fácies de *shoreface* de TSMA é constituída por arcósio predominantemente muito fino, bem selecionado, anguloso a arredondado, composto por quartzo (média: 41%) e feldspato (média: 28%) e, subordinadamente, por muscovita, zircão, fragmento plutônico, intraclasto lamoso, sem fração lamosa. Sua composição diagenética soma em média 6% da rocha e contempla sobrecrescimento de feldspato (média: 1%) e de quartzo (média: <1%), cimento de dolomita (média: 5%), de siderita (média: <1%) e de pirita (média: <1%). A compactação dos grãos é representada pelos contatos intergranulares longos a côncavo-convexos. A dissolução de feldspato, principalmente, e de muscovita confere elevada micro a macroporosidade à rocha (média: 18%), que ocorre intra e intergranularmente, com conectividade boa. Esta é, portanto, uma fácies porosa e permeável (média: ~194 mD). Os poros comumente apresentam resquícios dos minerais dissolvidos (Figuras 43 e 44.C, D, E e F).

A heterogeneidade de porosidade e permeabilidade existente nos corpos arenosos de *shoreface* denota um forte controle diagenético na qualidade de reservatório dessas rochas. Ressalta-se a influência do estágio do ciclo do nível relativo do mar em que esses depósitos se

formaram: os arenitos de *shoreface* de mar alto registram efeitos mais intensos de dissolução e são mais porosos e permeáveis do que aqueles de transgressão e mar alto inicial, que são mais cimentados (Figura 43).

Figura 43: Imagens de QEMScan. Comparação de porosidade entre amostras de *shoreface* de nível relativo do mar alto e transgressivo/de mar alto inicial. No centro, gráfico ilustrando a relação entre porosidade e cimentação/substituição. As amostras de *shoreface* de mar alto são mais porosas (área em azul) e menos cimentadas (área em cinza) do que as de *shoreface* transgressivo/de mar alto inicial.

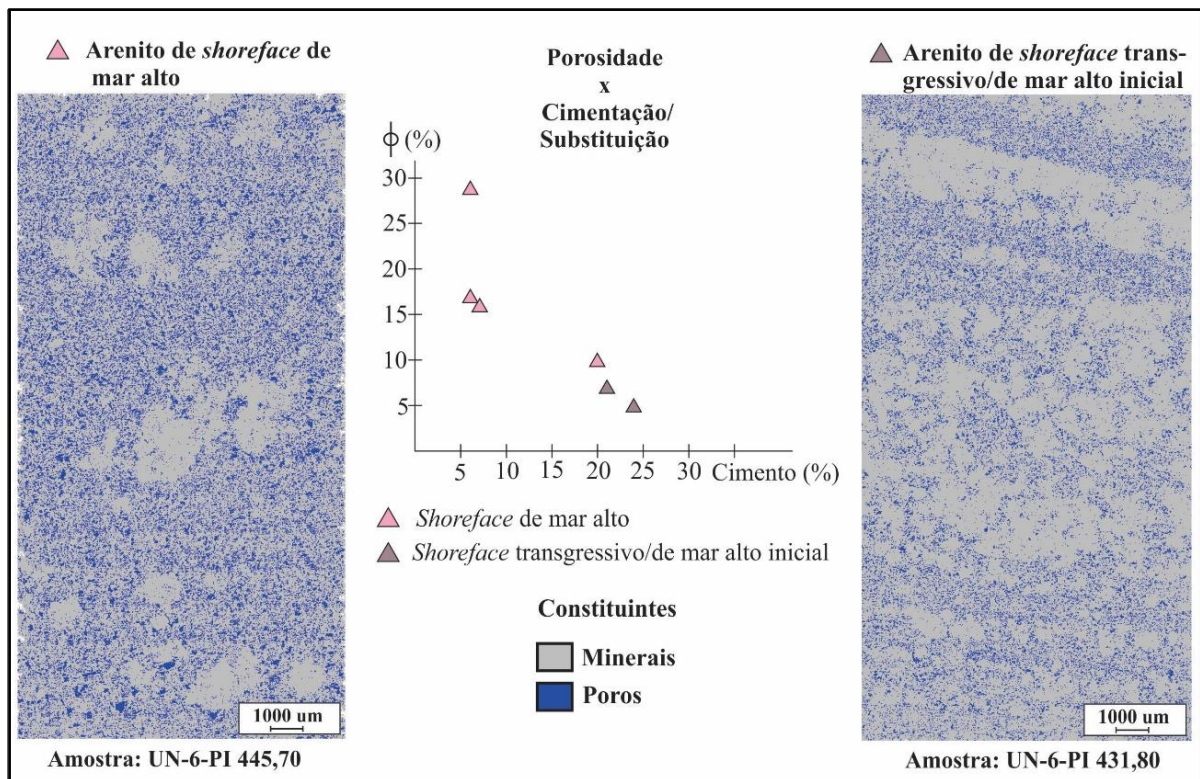
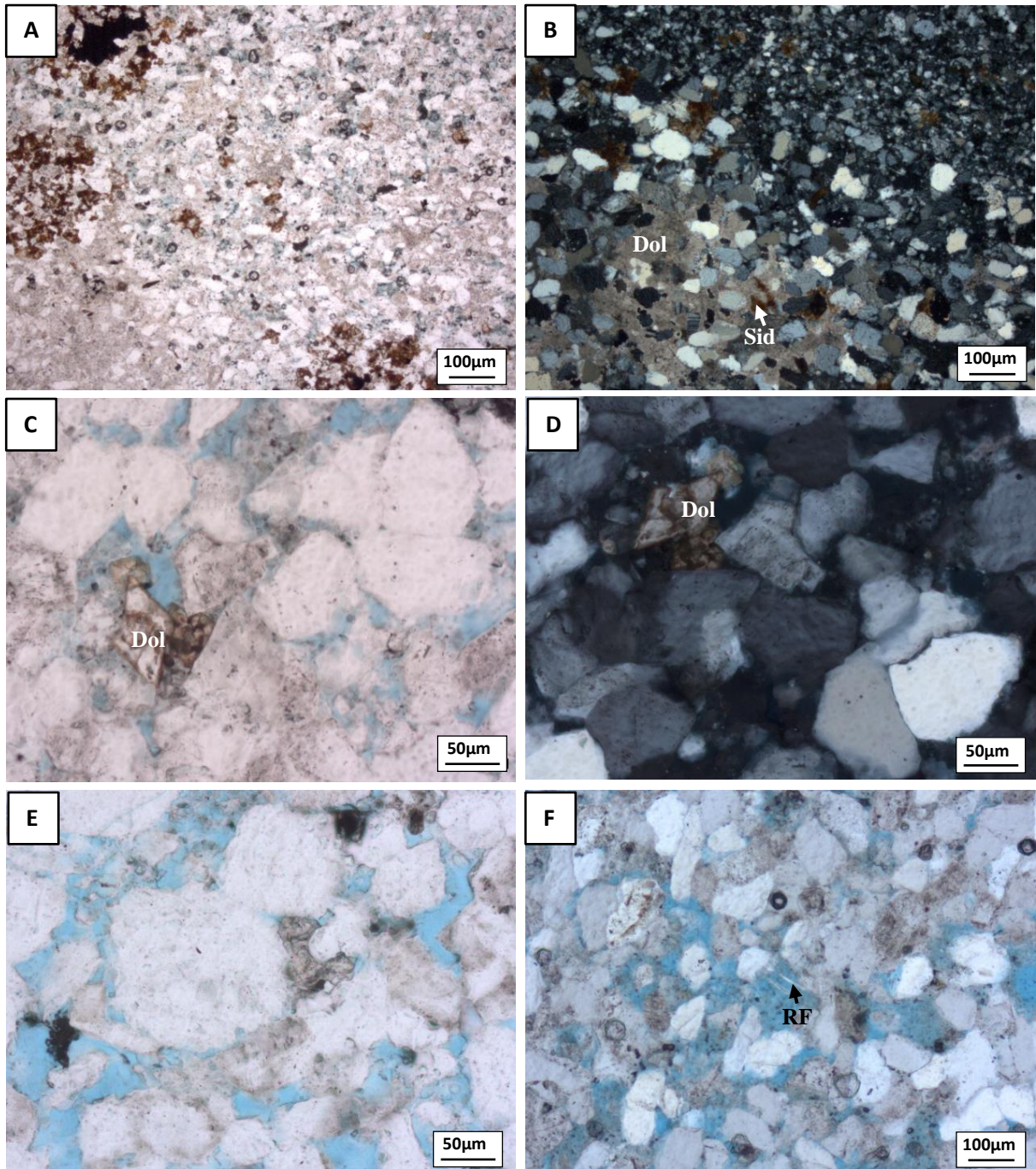


Figura 44: Fotomicrografias dos arenitos de *shoreface* transgressivos/de mar alto inicial (A e B) e de mar alto, próximos a um limite de seqüências (C, D, E e F). A) Arenito muito fino a siltico, com grãos subarredondados a arredondados e dolomita microcristalina (Dol) preenchendo o espaço intergranular e substituindo quartzo e feldspato. Siderita (marrom) e pirita maciça (preto) também cimentam o arenito. Microporos pouco a não conectados (azul claro). Nicóis paralelos (NP). B) Arenito muito fino com intercalação lamosa (porção superior direita). Notar dolomita, com siderita (Sid) associada, como cimento e substituindo grãos do arcabouço da fração arenosa. Nicóis cruzados (NX). C) Arenito muito fino, anguloso a arredondado, bem selecionado, com micro a macroporos, inter e intragranulares, secundários, de dissolução de feldspato. Notar romboedro de dolomita preenchendo poro secundário. NP. D) Arenito muito fino, arcossiano, com contatos longos e côncavo-convexos e dolomita macrocristalina preenchendo macroporo secundário. NX. E) Arenito com macroporos com formas irregulares, predominantemente intergranulares, produto de dissolução de feldspato. Foto de detalhe. NP. F) Porosidade secundária (azul) em arenito arcossiano muito fino, bem selecionado. Notar resquícios de feldspato (RF) nos poros e boa conexão entre eles. NP.



Depósitos Estuarinos/Deltaicos Dominados por Maré

Como apresentado anteriormente na análise macroscópica, são quatro os paleoambientes reconhecidos na Formação Poti, no testemunho do poço 1-UN-6-PI, que compõem depósitos de sistemas estuarinos/deltaicos dominados por maré: barras de maré (AF3), planícies de maré (AF4), canais flúvio-estuarinos (AF5) e delta dominando por maré em ambiente protegido (DDMAP) (AF6). A seguir, são caracterizados os arenitos de barras de maré, canais flúvio-estuarinos e DDMAP.

Barras de maré

As barras de maré foram analisadas em uma amostra que corresponde à porção terminal de uma barra. Essa fácies é caracterizada por lamitos arenosos, produzidos por ação biológica, que misturou sedimentos arenosos com siltico-argilosos. Uma amostra da porção central, não bioturbada, de uma barra arenosa também foi analisada. Constitui-se por arenito intercalado com filmes argilosos (*mud couplets*) (Figura 45). A primeira amostra pertence a um depósito de mar alto e a segunda, a um transgressivo. Ambas têm composição arcossiana, distinguindo-se pelos aspectos texturais e pelas alterações diagenéticas.

A porção central de barra arenosa de maré é constituída por arenito muito fino, muito bem selecionado, com grãos subarredondados a arredondados. A composição mineralógica do arcabouço é predominantemente de quartzo (35%) e feldspato (31%), sendo zircão (1%) e opacos (1%) mais raros. Não há matriz detrítica na rocha. A composição diagenética é dada por cimento (12%) predominante de dolomita (5%), subordinado de siderita (2%) e de sobrecrescimento de feldspato (2%) e quartzo (2%), sendo raro o de pirita (<1%). Os carbonatos e sulfetos autigênicos preenchem os poros e substituem os silicatos. Quartzo e feldspato autigênicos preenchem os espaços intergranulares. A rocha apresenta porosidade elevada (18%) (Figura 46. A, B, C e D), sendo composta por micro a macroporos, inter a intragranulares, secundários, oriundos da dissolução de feldspato detrítico e autigênico. Os poros podem conter resquícios de feldspato, ou argilominerais de alteração desses, além dos cimentos. A conexão entre os poros é boa com gargantas apertadas. Esta fácies é, portanto, porosa e permeável (213,00 mD) (Figura 46.A e C).

O lamito arenoso da porção terminal da barra de maré apresenta grãos de tamanho silte a areia média, subangulosos a subarredondados, mal selecionados. A composição do arcabouço é de quartzo (26%), feldspato (23%) e fragmentos de folhelho/intraclastos lamosos (1%). O empacotamento da rocha é fechado, marcado por contatos longos a suturados. Há abundante

lama (30%) quartzo-feldspática, o que confere à rocha uma microporosidade (10%) elevada (Figura 46. E e F). Embora seja impossível se observar a conexão dos poro em microscópio ótico, a sua medida de permeabilidade indicou 42,50 mD. Os constituintes diagenéticos são dolomita (3%), pirita (1%), ilita (2%) e clorita (2%), além de sobrecrescimento de quartzo e feldspato, muito pequenos e de difícil identificação/quantificação. Esses minerais formam cimentos com distribuição esparsa, não sendo bem desenvolvidos (Figura 46.E e F).

Os produtos diagenéticos presentes na porção central da barra arenosa são semelhantes aos que ocorrem na porção terminal. No entanto, a intensidade dos processos se mostra maior na primeira, de tamanho de grãos maior, mais permeável, do que na de segunda, mais fina, menos permeável. São eles, principalmente, a dissolução de feldspato e de fragmento de folhelho/intraclasto lamoso e a cimentação de dolomita.

Assim, observa-se que existe uma heterogeneidade de porosidade, permeabilidade e autigênese mineral nas barras de maré: porções terminais, muito bioturbadas, apresentam sedimentos de diferentes tamanhos misturados, predominando a fração lamosa, o que reduz a permeabilidade deposicional dos sedimentos e dificulta a percolação de fluidos entre eles, limitando a ocorrência dos processos diagenéticos. Por outro lado, as porções centrais, não bioturbadas, apresentam componentes secundários mais abundantes, pois são permeáveis e facilmente percolados por fluidos (Morad *et. al*, 2000) (Figura 47).

Figura 45: Barra arenosa de maré em (A) testemunho (poço 1-UN-6-PI), porção inferior: terminação da barra (*bottomset*), em que se acumula mais lama e bioturbação, e porção superior, com areia mais bem selecionada; (B) seção longitudinal, com a distribuição das porções terminal (*bottomset*), talude e crista da barra; e (C) seção vertical. Modificado de Dalrymple e Choi (2007).

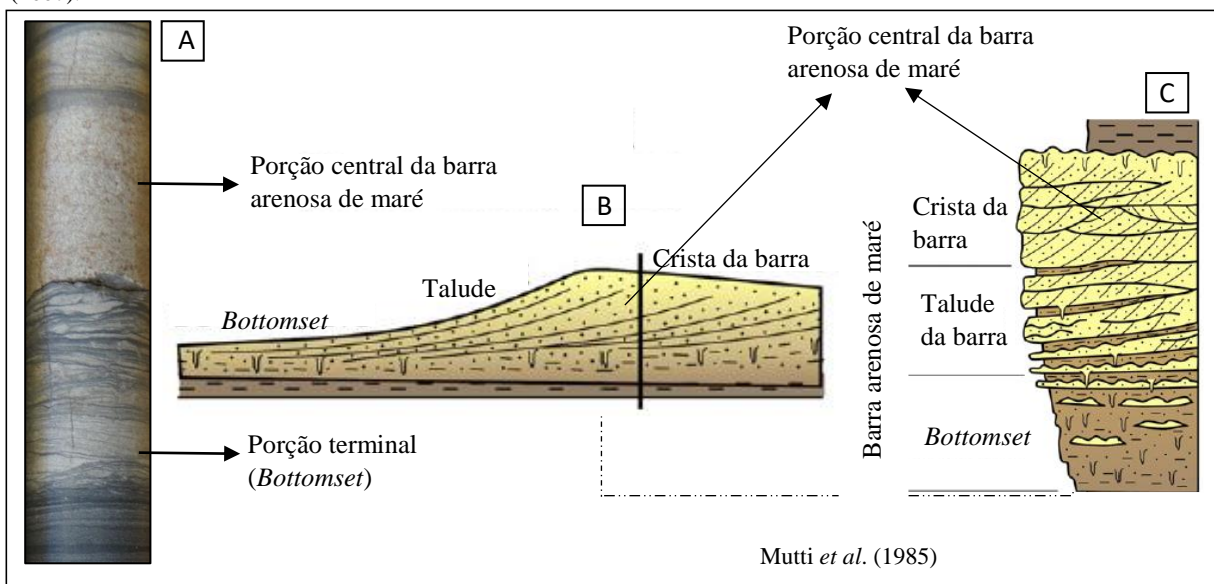


Figura 46: Fotomicrografias dos arenitos de porção central (A, B, C e D) e terminal (E e F) de barras arenosas de maré. A) Arenito muito fino, com grãos subarredondados a arredondados, bem selecionados. Micro e macroporos, inter e intragranulares produzidos por dissolução de feldspato (FD). E dolomita microcristalina preenchendo o espaço intergranular e substituindo quartzo e feldspato (Dol). NP. B) Mesma seção da imagem anterior, com polarizadores cruzados. Notar cimento e substituição por dolomita, alguns grãos flutuam no cimento. Na porção inferior direita, observa-se plagioclásio arredondado com sobrecrecimento sintaxial (FA), parcialmente substituído por dolomita. NX. C) Arenito com poros secundários oriundos de dissolução parcial de feldspato. NP. D) Mesma seção da imagem anterior, com polarizadores cruzados. Ressalta-se o tipo de contato entre os grãos: longo e côncavo-convexo. Dissolução de feldspato ocorreu após compactação dos sedimentos. NX. E) Lamito arenoso com microporos e feldspato dissolvido parcialmente. NP. F) Aspecto geral do lamito arenoso, relativamente pouco alterado pelos processos diagenéticos. NX.

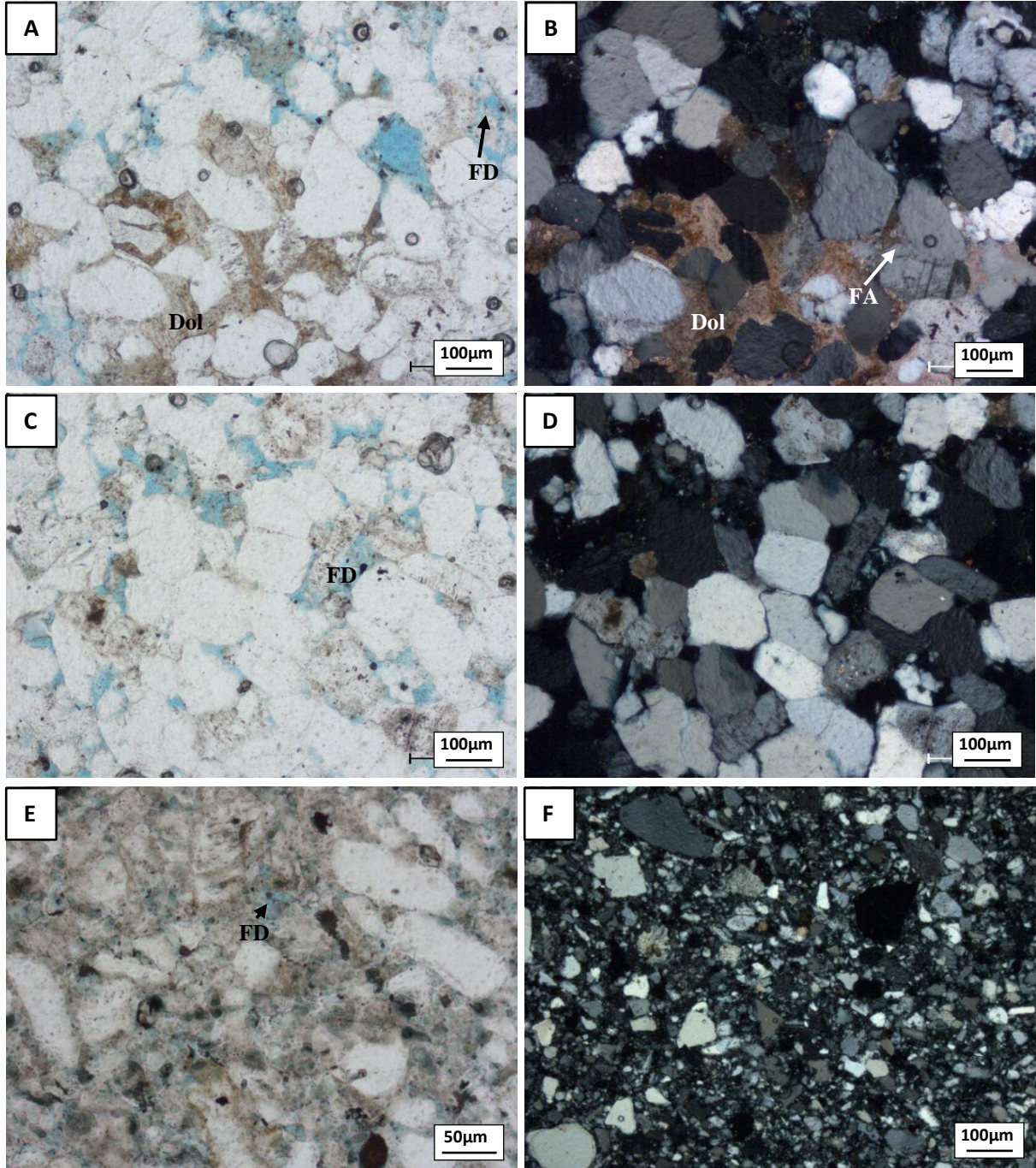
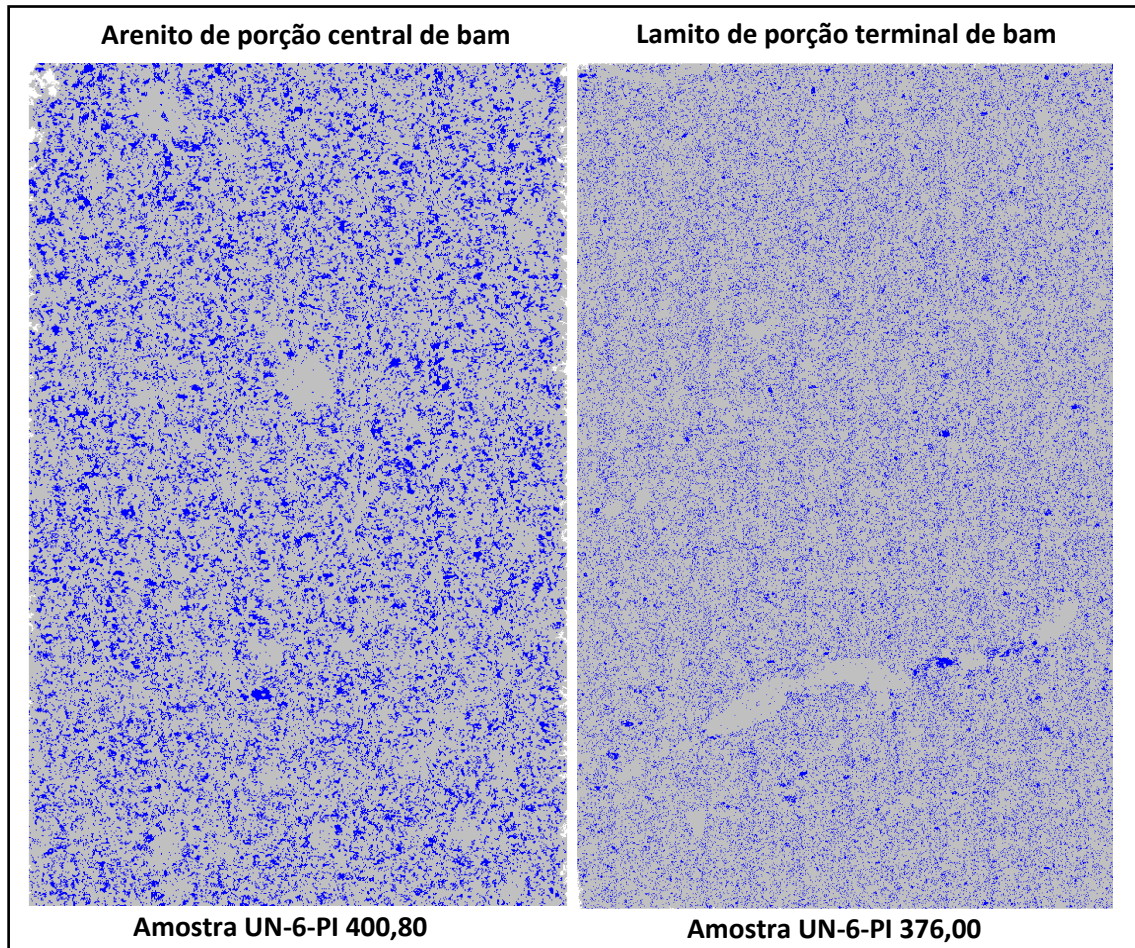


Figura 47: Imagens de QEMScan. Notar maior quantidade de poros, área em azul, na amostra de arenito de porção central de barra arenosa de maré (bam) do que na amostra de lamito arenoso da porção terminal de uma bam. Os poros da primeira imagem são produtos de dissolução, o que demonstra mais eficácia desse processo diagenético nas fácies arenosas do que nas lamosas. Embora ocorram poros na amostra de lamito arenoso, nota-se que predominam poros bem menores (microporos), enquanto que, no arenito, poros maiores (macroporos) são predominantes. Em cinza: componentes minerais detríticos e autigênicos.

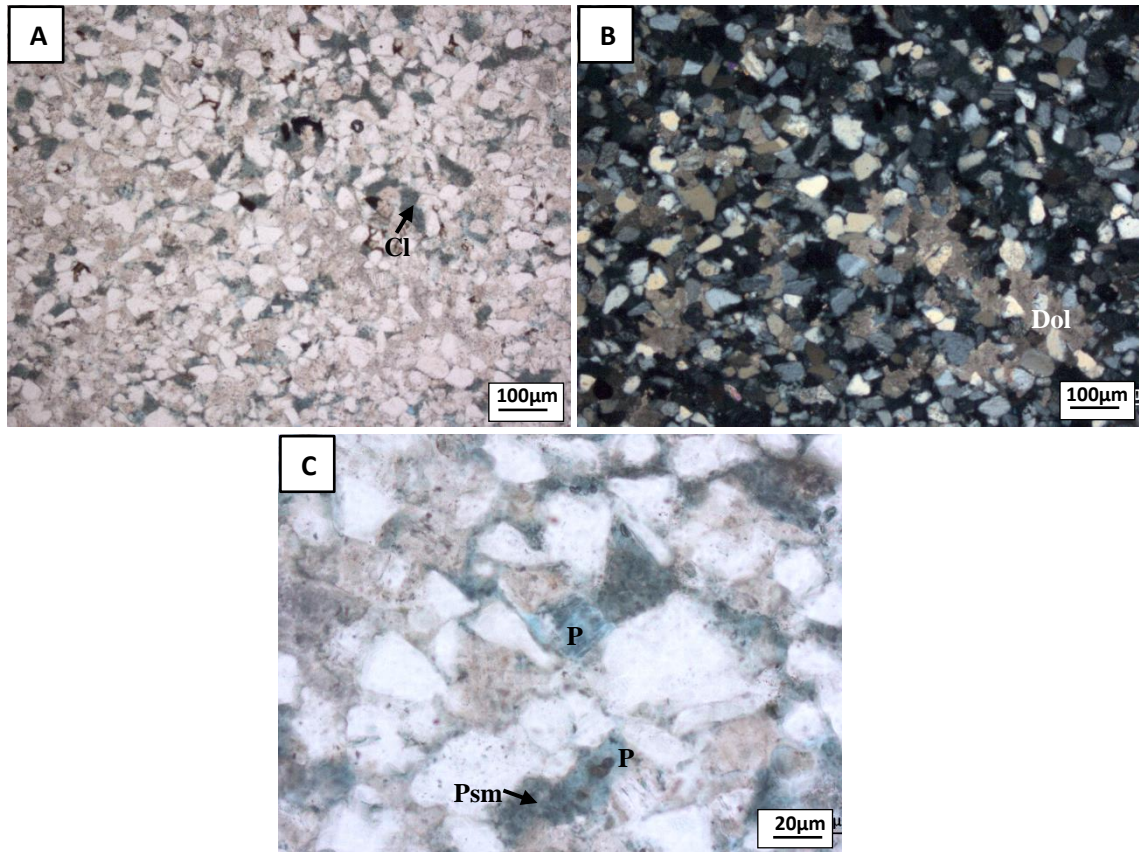


Planície de Maré

A petrografia microscópica das fácies de planície de maré foi realizada em uma amostra de intermaré arenoso/lamoso. A seção delgada constitui um arenito muito fino/siltito, com grãos angulosos a arredondados, moderadamente a bem selecionados. O arcabouço é constituído por quartzo (46%), feldspato (20%) e fragmentos sedimentares e ígneos (5%). Turmalina, outros pesados e muscovita ocorrem como acessórios (<1%). Não há matriz detrítica, mas a rocha apresenta filmes argilosos (2%). Os constituintes diagenéticos são dolomita (11%), pirita (1%) - as quais substituem silicatos e componentes argilosos pelas bordas (corrosão) - e sobrecrecimentos de quartzo e feldspato (<1%). Além desses, há illita ripiforme, que substitui feldspato, mas o tamanho muito pequeno dos cristais impossibilitou a quantificação - e pseudomatrix, produzida pela compactação e deformação dos filmes argilosos. A amostra

apresenta baixa porosidade (3%), formada por microporos, predominantemente intragranulares, produtos de dissolução dos componentes argilosos e de feldspato (Figura 48).

Figura 48: Fotomicrografias do arenito muito fino/siltito de intermaré lamoso/arenoso de planície de maré. A) Textura da rocha, de areia muito fina e silte. Notar abundância de constituintes lamosos (Cl) espremidos entre os grãos de quartzo e feldspato. NP. B) Mesma seção da imagem anterior, com NX. Dolomita (Dol) substituiu e cimentou os grãos detríticos. C) Microporos (P) em feldspato (centro) e em pseudomatriz (Psm) (embaixo) dissolvidos parcialmente. NP.



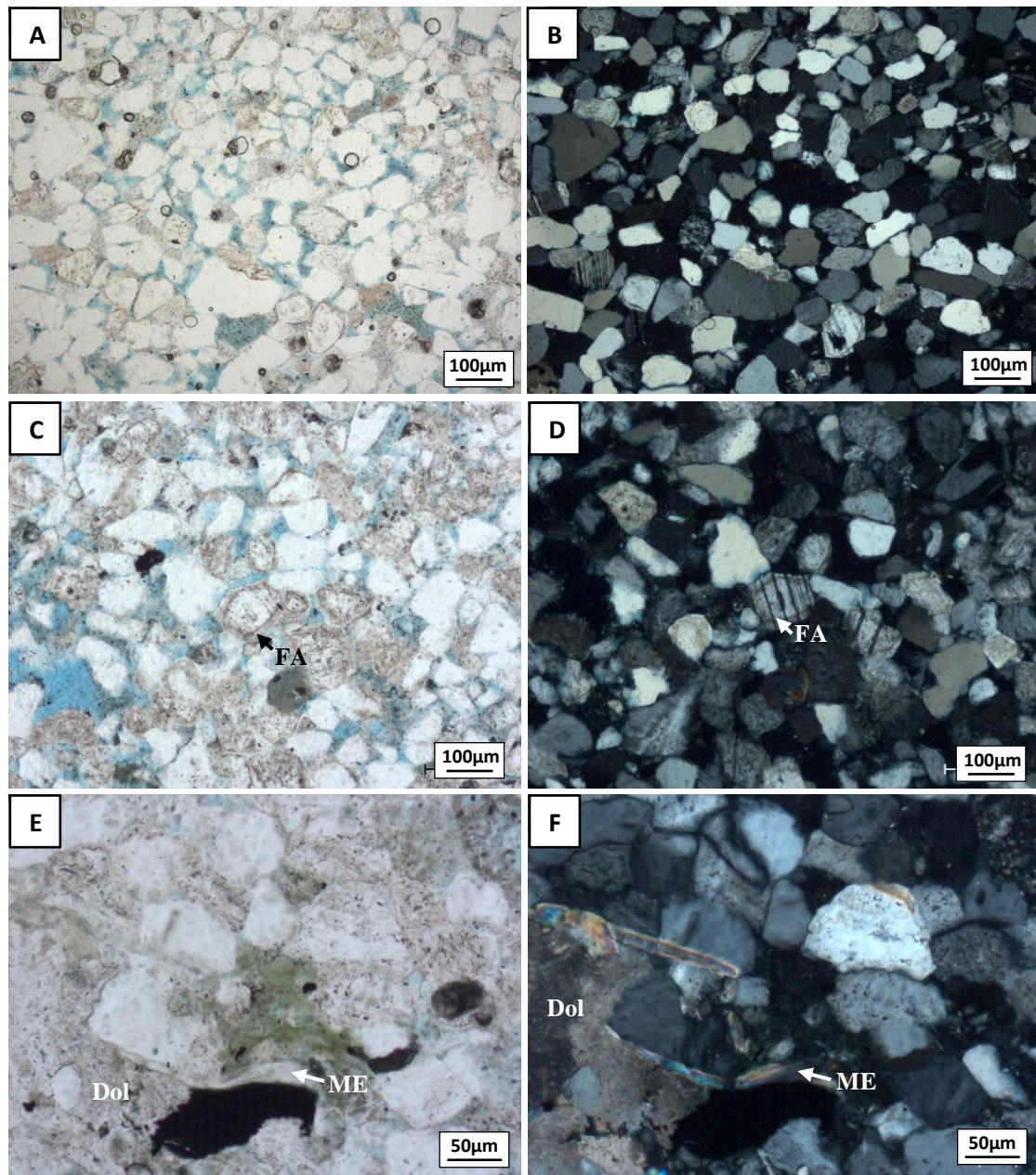
Canais Flúvio-Estuarinos

As amostras de canais flúvio-estuarinos representam dois subambientes deposicionais que demonstram significativa variação nos seus atributos texturais, composicionais e nas suas porosidades e permeabilidades. São eles: barras de canal e fundos de canal. Além disso, as fácies de barras de canal apresentam evolução diagenética, porosidade e permeabilidade distintas dependendo do estágio do nível do mar em que a deposição ocorre. Mais especificamente, a proximidade dos sedimentos de uma barra em relação a uma superfície de inundação máxima interferiu significativamente nas alterações eodiagenéticas por que eles passaram.

As barras de canais são constituídas predominantemente por arenito muito fino, moderadamente a muito bem selecionado, com grãos angulosos a arredondados (Figura 49). A composição mineralógica do arcabouço é predominantemente de quartzo (média: 39%) e feldspato (média: 27%), com fragmentos líticos (média: 2%) e intraclastos lamosos (média:

2%) subordinados, sendo micas (média: <1%) e pesados (média: <1%) raros. Não há matriz detrítica nas rochas. A composição diagenética é de dolomita (média: 9%), pirita (média: 2%), illita (média: 1%), clorita (média: <1%) e sobrecrescimento de feldspato (média: <1%) e quartzo (média: <1%). A dolomita e a pirita autigênicas cimentam os grãos, substituem os silicatos e preenchem os poros. Quartzo e feldspato autigênicos preenchem parcialmente os

Figura 49: Fotomicrografias dos arenitos de barras de canais flúvio-estuarinos. A) Arenito muito fino a fino, com grãos subangulosos a arredondados, moderadamente bem selecionado. Constituintes detríticos quartzo e feldspato. O feldspato pode ser límpido, branco como o quartzo, ou amarronzado, pouco alterado, dissolvido. Micro e macroporos (azul), inter e intragranulares produzidos por dissolução de feldspato. NP. B) Mesma seção da imagem anterior, com NX. C) Arcósio, com grãos de feldspato pouco a muito alterados, inclusive os cristais autigênicos (FA). Na porção inferior esquerda, macroporo secundário (azul), conectado a outros poros. NP. D) Mesma seção da imagem anterior, com polarizadores cruzados. Ao centro, observa-se sobrecrescimento de plagioclásio (FA). Contatos longo e côncavo-convexo. E) Imagem de detalhe mostrando os minerais autigênicos dolomita (Dol), à esquerda, clorita, verde, ao centro, e, abaixo, pirita, preta. Acima da pirita, ocorre muscovita expandida (ME). Dolomita substituiu silicatos. NP. F) Mesma seção da imagem anterior com polarizadores cruzados. À esquerda, corrosão de quartzo e muscovita por dolomita (Dol). Ao centro, muscovita expandida e substituída pseudomorficamente por argila. NX.

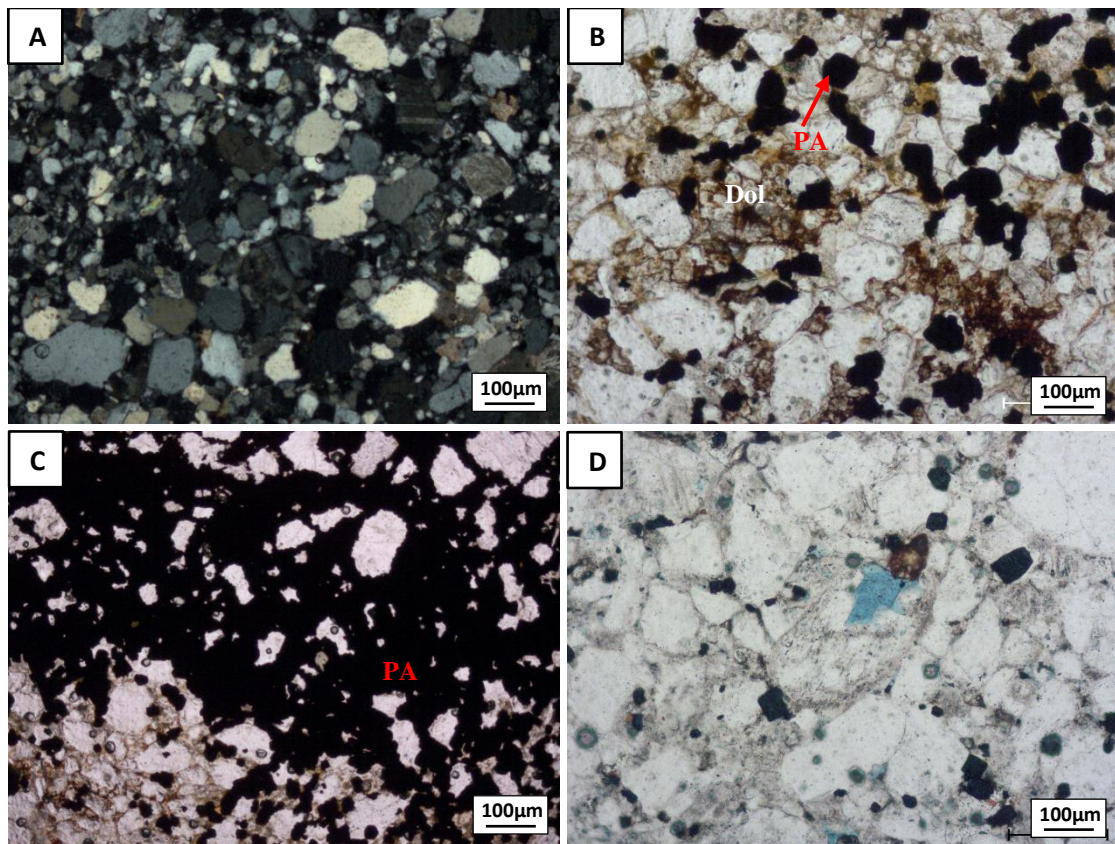


espaços intergranulares. A porosidade média desses arenitos é 11%, sendo a máxima 18% (Figura 49). Ocorrem micro e macroporos, inter e intragranulares, secundários, oriundos, principalmente, da dissolução de feldspato detrítico e autigênico. Os poros podem conter resquícios de feldspato, ou argilominerais formados a partir da alteração deles, além dos cimentos. A conexão entre os poros é por meio de gargantas apertadas e a permeabilidade média dessa fácies é aproximadamente 67,0 mD, sendo a máxima 222,0 mD (Figura 49.A e C).

Uma das amostras de barras de canais flúvio-estuarinos analisadas se distingue das demais quanto à textura e à composição diagenética. Ela foi retirada de um arenito bioturbado e posicionado cerca de um metro abaixo de uma SIM (Figura 40, amostra 324,90). Em relação às características texturais, ocorrem 10% de grãos de tamanho silte, que envolvem os grãos de areia, conferindo à rocha uma “matriz pós-deposicional”. A mistura desses sedimentos evidencia ação biológica. Sua composição diagenética é dada por intensa cimentação (24%) de dolomita (12%), pirita (8%), ilita (2%) e hematita (2%). Há sobrecrecimento de quartzo e feldspato, porém são cristais muito finos e dolomita e pirita os substituem, limitando a quantificação. A rocha contém macroporos (3%) oriundos de dissolução, sendo que o cimento e resquícios do mineral dissolvido costumam ocupar esses espaços intergranulares. No geral, os poros são pouco conectados. Assim, a permeabilidade dessa fácies é a menor (13mD) quando comparada às outras barras analisadas (Figura 50).

A proximidade a uma SIM denota a submissão desse arenito à percolação de água do mar, rica em Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} e Fe^{2+} dissolvidos, que interagiu com esses sedimentos e promoveu a precipitação de dolomita e pirita (Morad *et al.*, 2010). O baixo aporte sedimentar característico do fim das transgressões marinhas (Emery e Myers, 1996) propicia ambientes favoráveis à atividade biológica, que modificou a organização dos grãos e pode também ter promovido precipitação de pirita por alteração de matéria orgânica, por exemplo.

Figura 50: Fotomicrografias de amostra de barra de canal flúvio-estuarino situado ~1m abaixo de uma SIM. A) arenito lamoso. NX. B) cristais autigênicos de pirita (PA) e dolomita (Dol) substituem os silicatos detríticos. NP. C) cimentação e substituição intensas por pirita (PA). Resquílios dos silicatos “flutuam” na pirita maciça. NP. D) poro secundário (azul), intragranular, produto de dissolução de feldspato. NP.



Os arenitos de fundos de canais flúvio-estuarinos apresentam os constituintes detríticos quartzo (média: 50%), feldspato (média: 11%), intraclastos lamosos (média: subarredondados a arredondados e moderadamente a bem selecionados). A caracterização textural foi realizada com limitação porque os grãos são geralmente corroídos nas bordas por cimento dolomítico. A dolomita é um constituinte diagenético muito abundante (média: 25%), havendo também clorita (média: 3%), illita (média: 2%), e, raramente pirita, sobrecrescimentos de quartzo e feldspato, hematita e siderita (médias: <1%). Esses minerais preenchem o espaço intergranular. Pode haver, ainda, pseudomatriz. As argilas também formam cutículas nos grãos de quartzo e feldspato, podendo ser oriundas de infiltração mecânica. Essa fácies apresenta baixa porosidade (média: 2%). A quantificação foi feita em macroporos, inter e intragranulares, secundários, produtos principalmente da dissolução de feldspato e intraclastos. Há também microporos, de difícil avaliação. No geral, os poros não são conectados, o que atribui permeabilidade relativamente baixa (26 mD) às rochas. A intensa cimentação por dolomita pode constituir 4%) e líticos (média: <1%). Os grãos têm tamanhos de areia fina a grossa, são subarredondados a arredondados e moderadamente a bem selecionados. A caracterização textural foi realizada com

limitação porque os grãos são geralmente corroídos nas bordas por cimento dolomítico. A dolomita é um constituinte diagenético muito abundante (média: 25%), havendo também clorita (média: 3%), ilita (média: 2%), e, raramente pirita, sobrecrescimentos de quartzo e feldspato, hematita e siderita (médias: <1%). Esses minerais preenchem o espaço intergranular. Pode haver, ainda, pseudomatriz. As argilas também formam cutículas nos grãos de quartzo e feldspato, podendo ser oriundas de infiltração mecânica. Essa fácies apresenta baixa porosidade (média: 2%). A quantificação foi feita em macroporos, inter e intragranulares, secundários, produtos principalmente da dissolução de feldspato e intraclastos. Há também microporos, de difícil avaliação. No geral, os poros não são conectados, o que atribui permeabilidade relativamente baixa (26 mD) às rochas. A intensa cimentação por dolomita pode constituir uma barreira à percolação de fluidos nessa fácies, bem como compartimentalizar o reservatório (Figuras 51 e 52).

Figura 51: Fotomicrografias de arenitos de fundo de canal flúvio-estuarino. A) Arenito fino a médio com intraclasto lamoso ao centro, formando pseudomatriz (Psm). Macroporos secundários de dissolução mineral (azul). O material intergranular, que substituiu os grãos detríticos é dolomita (Dol). NP. B) Dolomita (Dol) cimenta e substitui quartzo e argilas (ilita e clorita, cor de interferência laranja). NX. C) Poros (azul) de dissolução em agregados de ilita (IA) e clorita (CA). NP. D) Mesma seção da imagem anterior, com NX. Notar ilita marcando contato longo entre grãos detríticos e substituição de quartzo e das argilas por dolomita.

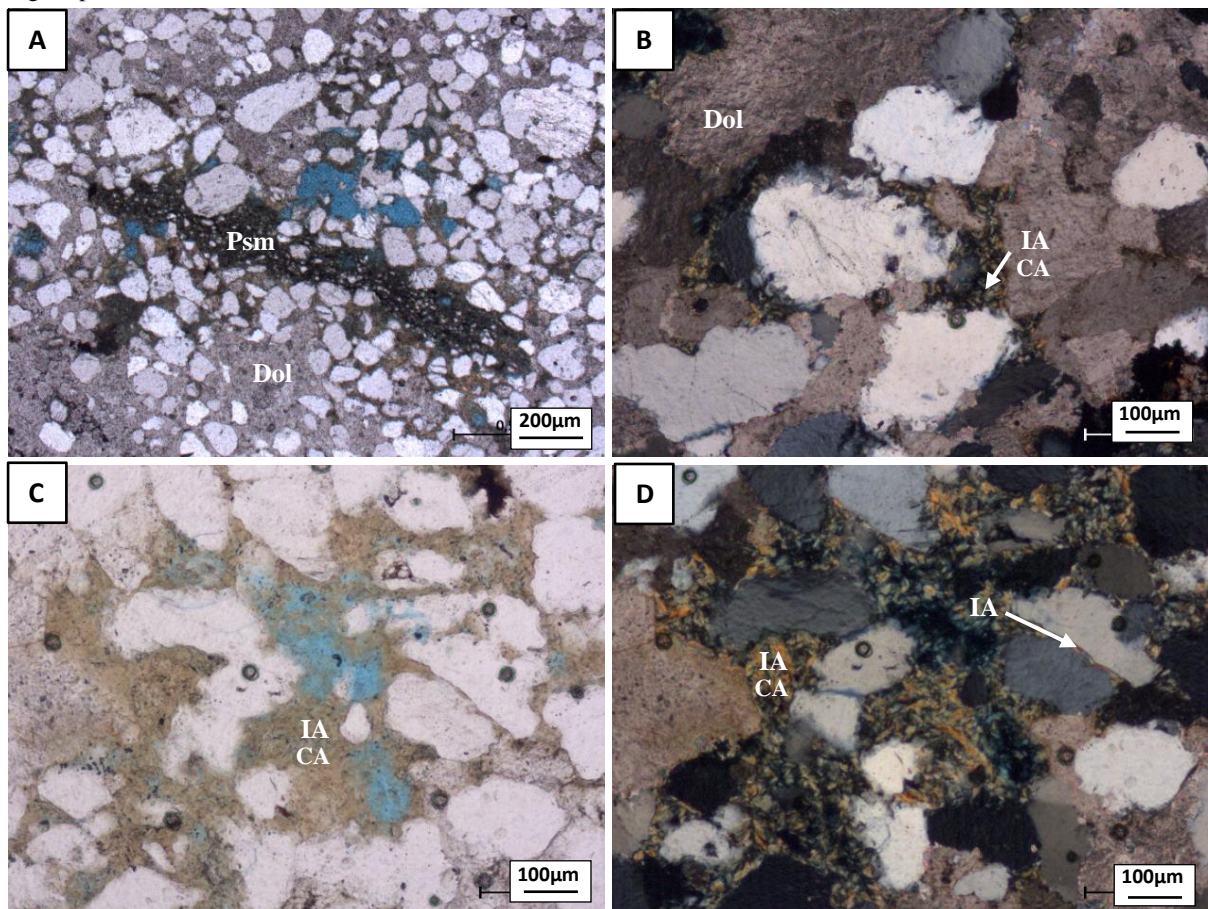
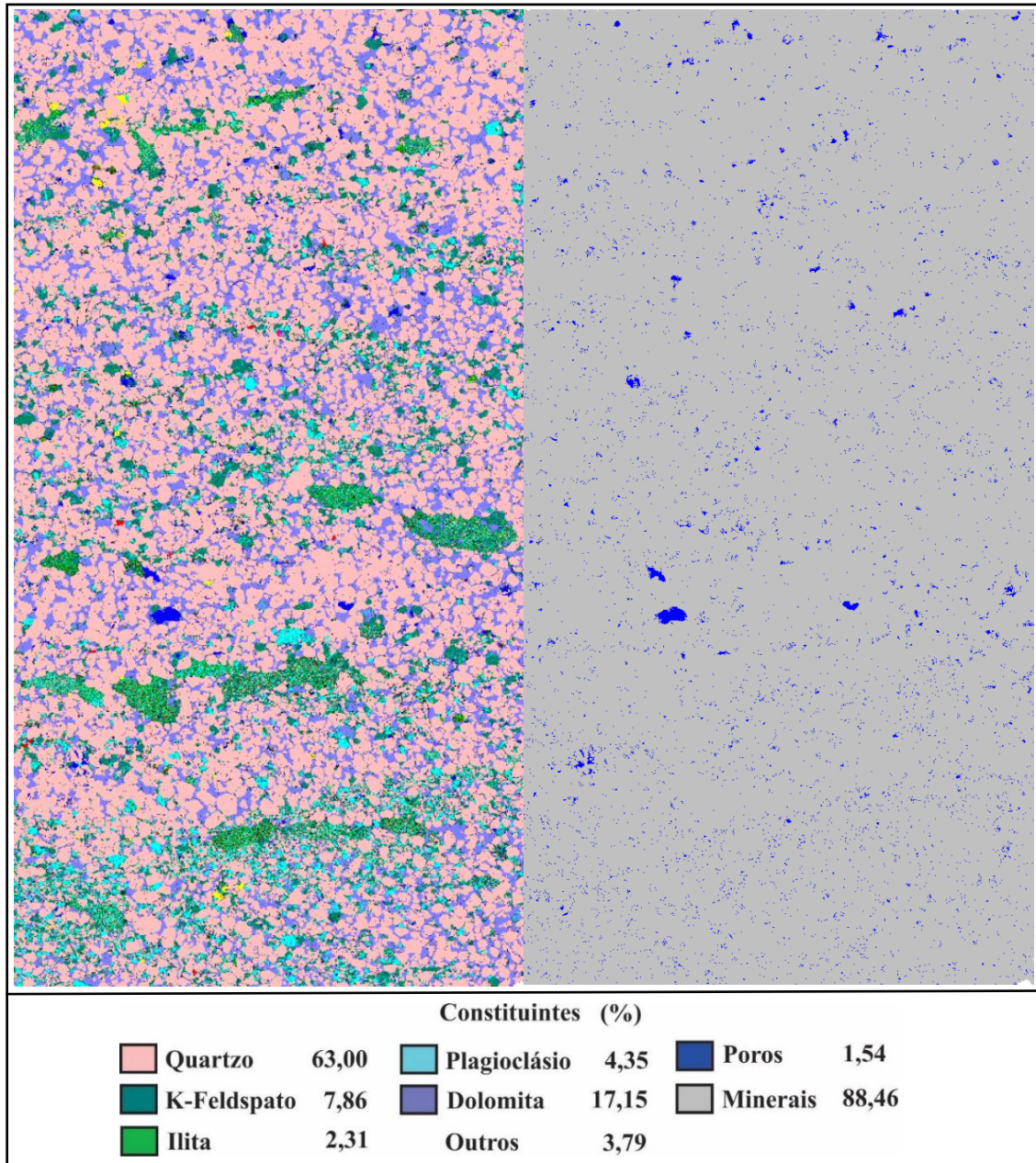


Figura 52: Imagens de QEMScan. À esquerda, imagem de composição mineral e porosidade da amostra de arenito de fundo de canal flúvio-estuarino (UN-6-PI 250,70). Intraclastos lamosos/pseudomatriz formam níveis concordantes ao acamamento que podem produzir barreiras de permeabilidade no reservatório, compartimentalizando-o. São compostos basicamente por ilita. Notar a abundância de cimento de dolomita (lilás) entre grãos de quartzo (rosa). A cimentação intensa (17%) também pode compor uma barreira ao fluxo de fluidos no reservatório e reduziu a porosidade da rocha para cerca de 1% (imagem à direita).



Delta Dominado por Maré em Ambiente Protegido

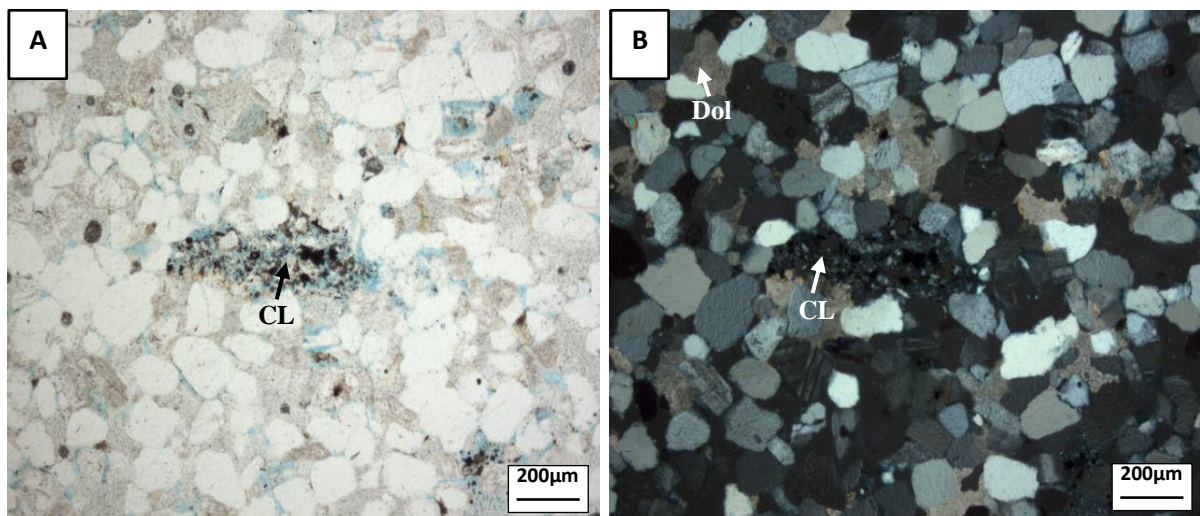
A seção delgada do delta dominado por maré em ambiente protegido foi obtida de amostra de arenito de frente deltaica. Os grãos têm tamanho areia fina, são predominantemente subarredondados a arredondados e muito bem selecionados. A composição do arcabouço detrítico consiste de quartzo (35%) e feldspato (30%), com abundantes fragmentos de

folhelho/intraclastos lamosos (6%). Lama detrítica ocorre como filmes argilosos (1%). Os constituintes diagenéticos são dolomita (8%), pirita (3%), que se concentra fortemente tanto nos fragmentos de folhelho/intraclastos lamosos quanto nos filmes argilosos. A dolomita substitui os silicatos e preenche os poros. Há também sobrecrescimento de feldspato (2%), ilita (1%) e, raramente, goetita/hematita (1%), que formam cutículas nos grãos e delineiam poros. A compactação dos grãos dúcteis resultou na formação de pseudomatriz. A rocha apresenta porosidade de cerca de 14%, com micro a macroporos, inter a intragranulares, gerados pela dissolução de feldspato e de fragmento de folhelho/intraclastos lamosos. A conectividade dos poros ocorre por gargantas apertadas, cuja permeabilidade é de 123 mD. Essa fácies é, portanto, porosa e permeável (Figura 53).

O óxido/hidróxido de ferro presente como cutículas em silicatos detríticos pode ser resultante de um influxo de água meteórica devido à regressão marinha causada pela elevada taxa de sedimentação nesses ambientes e à diminuição na taxa de subida do nível relativo do mar, característica de TSMA tardio.

A formação de dolomita e siderita é resultante das condições pós-óxicas estabelecidas com o rápido soterramento desses sedimentos de contexto regressivo de deltas. Além disso, a rocha analisada está abaixo, cerca de quatro metros, de um LS, que também possibilitou a modificação da composição da água do poro nesse depósito costeiro e pode ter resultado na geração de porosidade secundária. A sucessiva transgressão teria promovido novas condições de Eh redutor e posterior cimentação de sulfetos e carbonatos no TST (Morad *et al.*, 2010).

Figura 53: Fotomicrografias de arenito de frente deltaica de DDMAP. A) Arenito fino, subarredondado a arredondado, muito bem selecionado. Ocorrem macro e microporos secundários (azul). Ao centro, intraclasto lamoso (CL), deformado, parcialmente dissolvido, com microporos intragranulares. B) mesma seção da imagem anterior, com PX. Notar cimento dolomítico (Dol).



Depósitos de Deserto

Arenitos de Rios Efêmeros (Wadis)

As seções delgadas dos depósitos de *wadis* foram feitas a partir de arenitos retirados das porções basais, centrais e apicais das barras arenosas. Notou-se que as partes centrais se distinguem das outras duas em relação à porosidade e à permeabilidade das rochas, sendo as mais porosas e permeáveis (média: 18%, 220 mD). Os arenitos basais destacam-se pelo elevado conteúdo de intraclastos lamosos que apresentam (média: 7%), que atuam como pseudomatriz devido à deformação por compactação mecânica. Já os arenitos de topo apresentam filmes argilosos intercalados aos grãos de areia, que pela mesma razão dos intraclastos lamosos, podem ser considerados pseudomatriz também. Em relação aos constituintes essenciais, quartzo, feldspato e líticos, e aos componentes autigênicos predominantes, não há diferença significativa entre as porções analisadas.

As rochas têm composição média arcossiana, variando de quartzarenito a arcósio. Os grãos apresentam tamanho silte a areia fina, são angulosos a arredondados, predominantemente bem selecionados. Os grãos detríticos são quartzo (média: 49%), feldspato (média: 18%) e intraclastos lamosos (média: 4%). Fragmentos líticos, micas e pesados são mais raros (médias: <1%). O componente diagenético mais comum é a dolomita (média: 11%), que substitui e cimenta os grãos do arcabouço. Ilita, sobrecrecimento de quartzo e feldspato e hematita ocorrem de forma subordinada (médias: <1%). A ilita substitui feldspato e forma cutículas descontínuas nos grãos de quartzo e feldspato (Figura 54). Quartzo e feldspato autigênicos preenchem o espaço intergranular. Há também pseudomatriz, em quantidades variáveis, de acordo com o conteúdo de intraclastos (Figura 55). A porosidade média dessas rochas é de 12% (máxima: 21%), constituída por macro e microporos, inter e intragranulares, secundários, oriundos da dissolução de feldspato e intraclastos lamosos. Comumente os poros são preenchidos por ilita (Figura 55). A conexão dos poros é variável, sendo a permeabilidade média igual a 95 mD (máxima: 394 mD). As permeabilidades dos arenitos de topo e de base de barra são semelhantes (médias: 31 mD e 34 mD, respectivamente), enquanto a dos arenitos do centro destoa-se (média: 220 mD).

Figura 54: Fotomicrografias de barras arenosas de *wadis*. A) Grãos de quartzo com cutículas muito finas de ilita (IA). Esta também preenche o espaço intergranular. NX. B) Substituição de plagioclásio por ilita. NX.

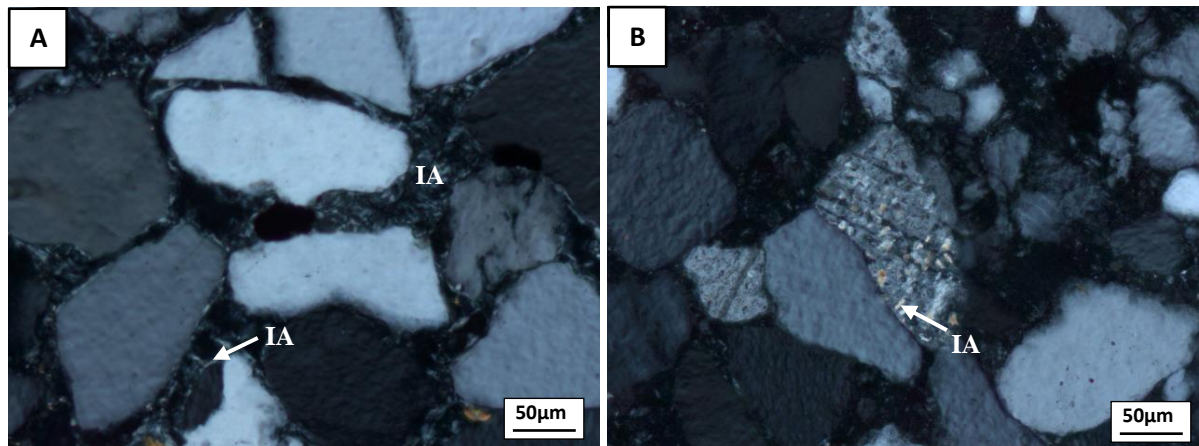
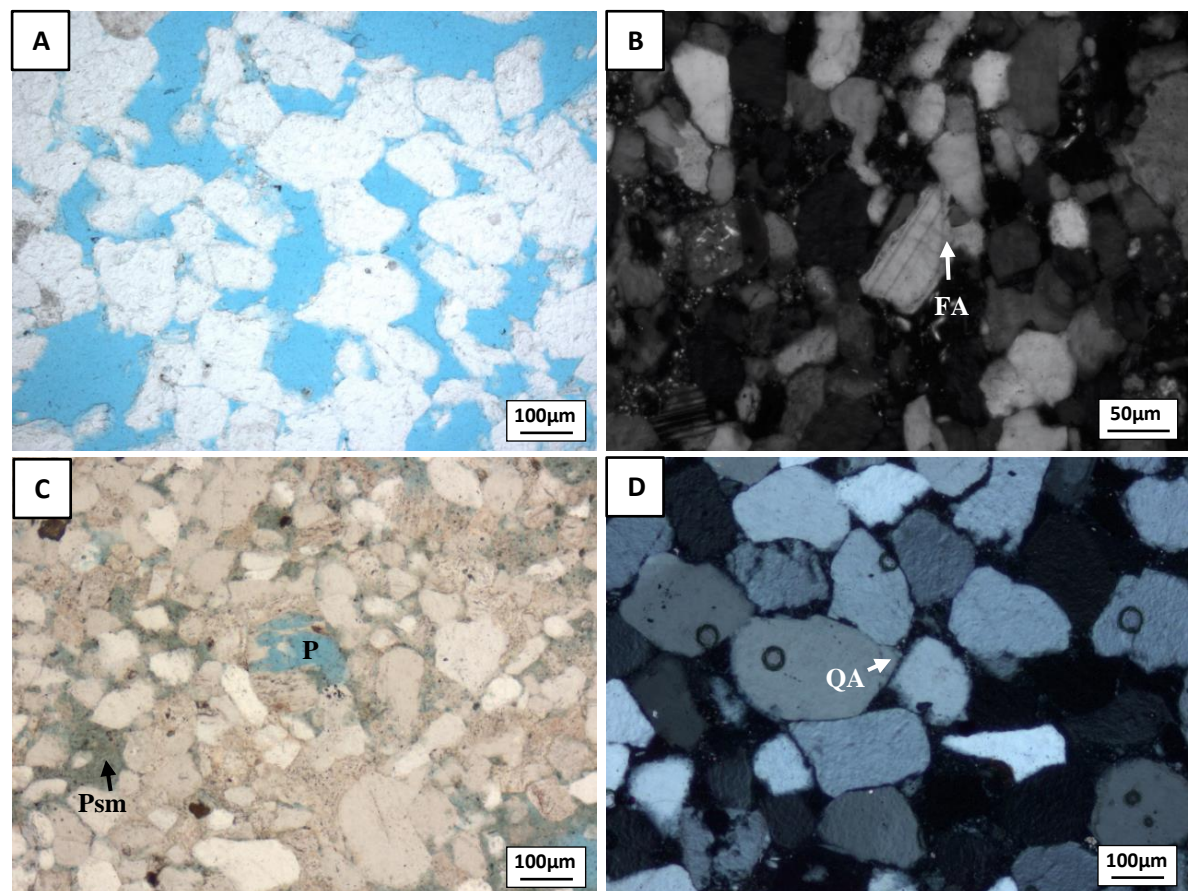
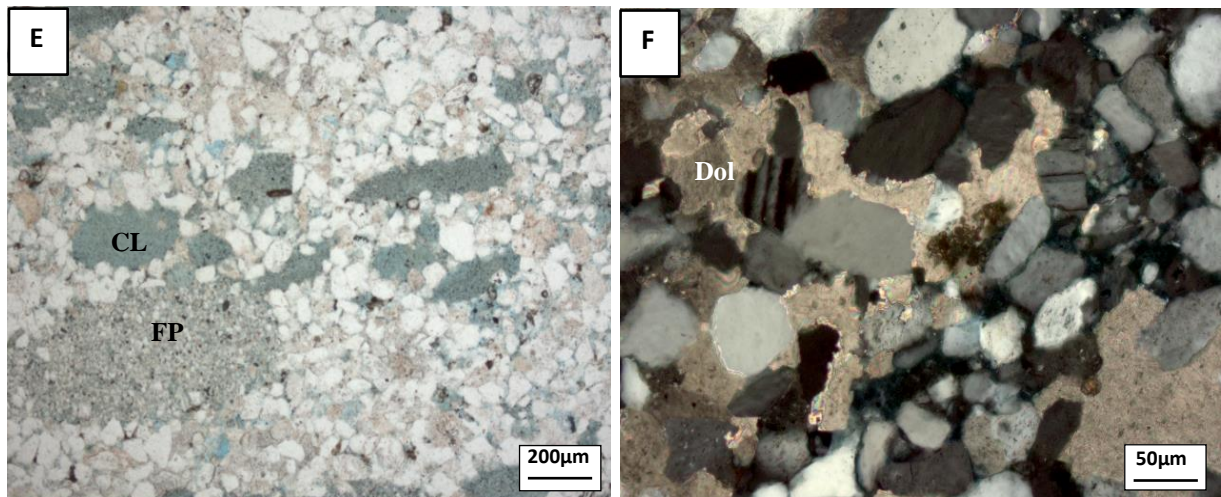


Figura 55: Fotomicrografias das porções central (A e B), apical (C e D) e basal (E e F) das barras arenosas de *wadis*. A) Quartzarenito muito poroso e permeável, produto de intensa dissolução. Rocha com macroporos intergranulares (azul). NP. B) Destaque para contatos longos e côncavo-convexos e, no centro, sobrecrecimento de plagioclásio (FA) em contato longo com grão de quartzo. NX. C) Arenito síltico a fino, com poro (P) intragranular, do tipo *honeycombed*, em feldspato parcialmente dissolvido. Na porção esquerda, há pseudomatriz (Psm) gerada por compactação de filme argiloso. NP. D) Sobrecrecimento sintaxial de quartzo (QA). NX. E) Arenito muito fino a fino, rico em intraclastos lamosos (CI) e fragmentos pelíticos (FP), orientados segundo a estratificação. NP. F) Dolomita substituindo silicatos detríticos e cimentando o arenito. Notar que a autigênese de dolomita é posterior à compactação dos sedimentos. NX.



Continua



Resultados da Integração entre Fácies Depositionais, Estratigrafia de Sequências e Diagênese

A correlação dos atributos diagenéticos – constituintes e porosidade secundária – com as fácies deposicionais e o arcabouço estratigráfico demonstrou que os arenitos de barras de canais flúvio-estuarinos situados cerca de 1m abaixo de uma SIM apresentam cimentos abundantes de dolomita e pirita e baixa porosidade e permeabilidade, enquanto os arenitos da mesma fácies deposicional situados num TSMA ou TST distante de SIM apresentam-se menos cimentados e têm porosidade e permeabilidade elevadas.

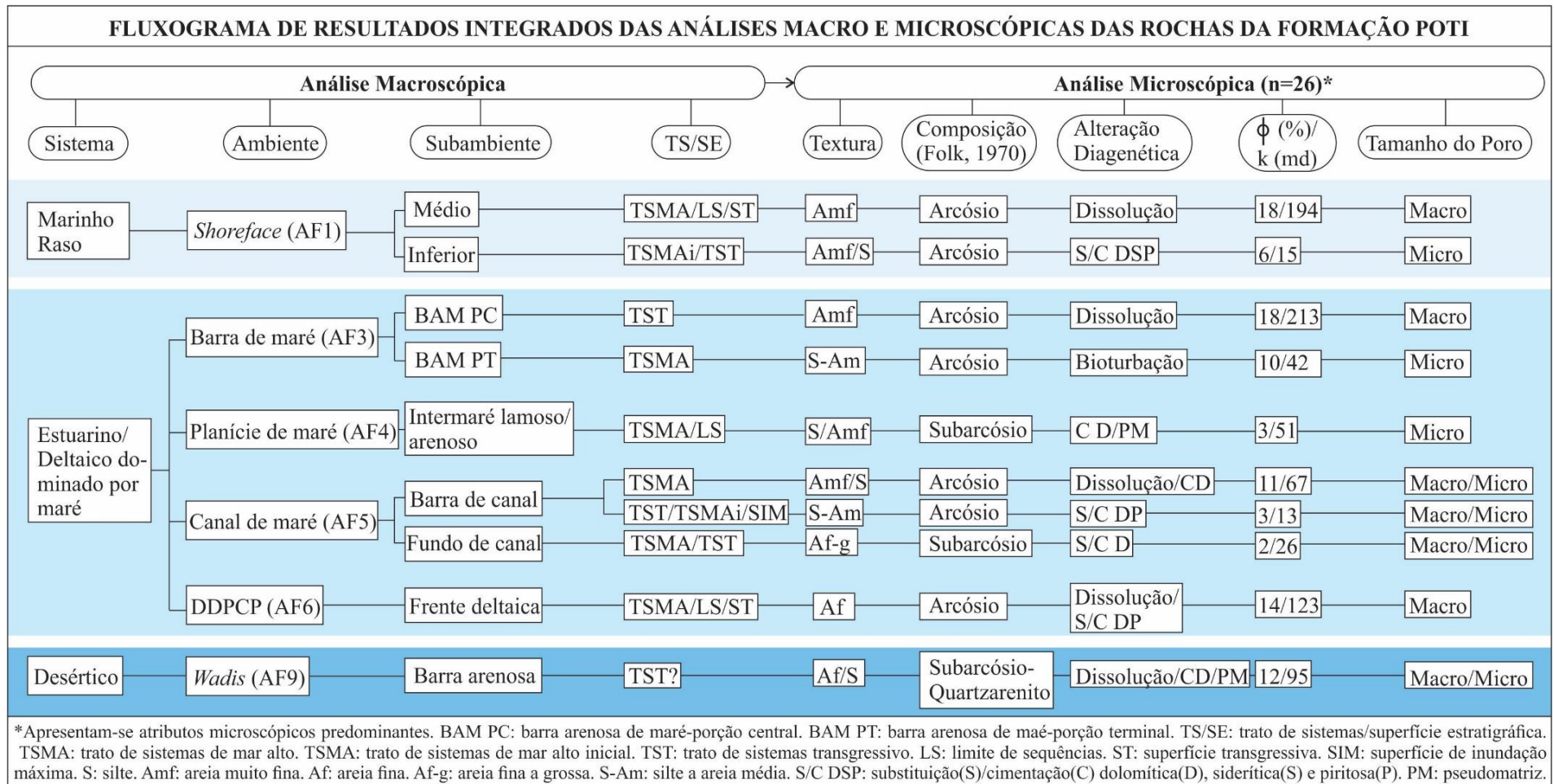
Ainda, arenitos conglomeráticos de fundo de canal flúvio-estuarino são muito cimentados por dolomita e podem configurar barreira de permeabilidade, denotando o controle do subambiente deposicional na heterogeneidade dessas fácies-reservatório.

Ademais, arenitos de *shoreface* situados em TST/TSMA inicial apresentam-se muito cimentados por dolomita e pirita e têm porosidade e permeabilidade relativamente baixas, ao passo que aqueles situados em TSMA, abaixo de um limite de sequências, apresentam elevadas macroporosidade secundária e permeabilidade, geradas por dissolução de feldspato e dolomita, decorrente de circulação de água meteórica promovida pela regressão marinha.

Em relação aos arenitos de *wadis*, ocorre uma variação vertical de porosidade, em que as fácies mais porosas e menos cimentadas por dolomita são a porção central das barras arenosas, sendo a porção basal mais cimentada por dolomita e rica em pseudomatriz, e o topo, também rico em pseudomatriz, porém derivada da compactação de filmes argilosos. Essas fácies são menos porosas e permeáveis.

A integração dos resultados das análises macro e microscópicas é apresentada no fluxograma da Figura 56.

Figura 56: Fluxograma dos resultados obtidos a partir da análise das fácies e associações de fácies sedimentares, da estratigrafia de seqüências e da petrografia em microscópio ótico, QEMScan e permeabilímetro. Destacam-se os depósitos marinho raso, estuarino/deltaico dominado por maré e desértico, com seus subambientes e os elementos da estratigrafia de seqüências sob as condições dos quais os sedimentos foram depositados e modificados. Foram analisadas rochas dos diferentes subambientes sedimentares interpretados na análise macroscópica – shoreface médio e inferior, porções central e terminal de barra arenosa de maré, intermaré lamoso/arenoso, barra e fundo de canal flúvio-estuarino, frente deltaica e barra arenosa de *wadis* -, em escala microscópica, em que se determinaram, entre outros, textura, composição primária, produtos/processos de diagênese, porosidade (Φ), permeabilidade (K) e tamanho dos poros.



Evolução Diagenética

As alterações diagenéticas identificadas nos arenitos da Formação Poti, no testemunho 1-UN-6-PI, estão associadas à sua composição primária, às fácies deposicionais, ao estágio no nível relativo do mar e a diferentes momentos do soterramento dessas rochas, contemplando as fases de eo e mesodiagênese. A sequência dos principais processos diagenéticos ocorridos pode ser resumida da seguinte forma:

- 1) Infiltração mecânica de argila (Figura 54.A).
- 2) Substituição pseudomórfica e expansão de muscovita por caulinita (Figura 49.F).
- 3) Substituição de intraclastos lamosos por óxido de ferro (Figura 52).
- 4) Sobrecrescimento descontínuo de feldspato (Figuras 46.A,B; 49.C,D; 53.B)
- 5) Substituição e preenchimento dos poros por dolomita (Figuras 46.A,B; 48.B).
- 6) Substituição de grãos do arcabouço e preenchimento dos poros por pirita maciça (Figura 50.C) e substituição de intraclastos lamosos por pirita cúbica (Figura 42.B; 53.A).
- 7) Substituição de grãos do arcabouço e preenchimento de poros por siderita (Figura 44.A).
- 8) Compactação de intraclastos lamosos e filmes argilosos: pseudomatriz (Figuras 51.A; 52; 55.E).
- 9) Dissolução de feldspato, muscovita e intraclastos lamosos (Figuras 44.F; 46.C).
- 10) Sobrecrescimento descontínuo de quartzo (Figura 55.D).
- 11) Substituição de feldspato e intraclastos lamosos por ilita (Figura 51.A,B).
- 12) Preenchimento de poros e substituição de intraclastos lamosos (?) por clorita (Figura 51.A,B).
- 13) Substituição e preenchimento de poros por dolomita (Figura 44.C).

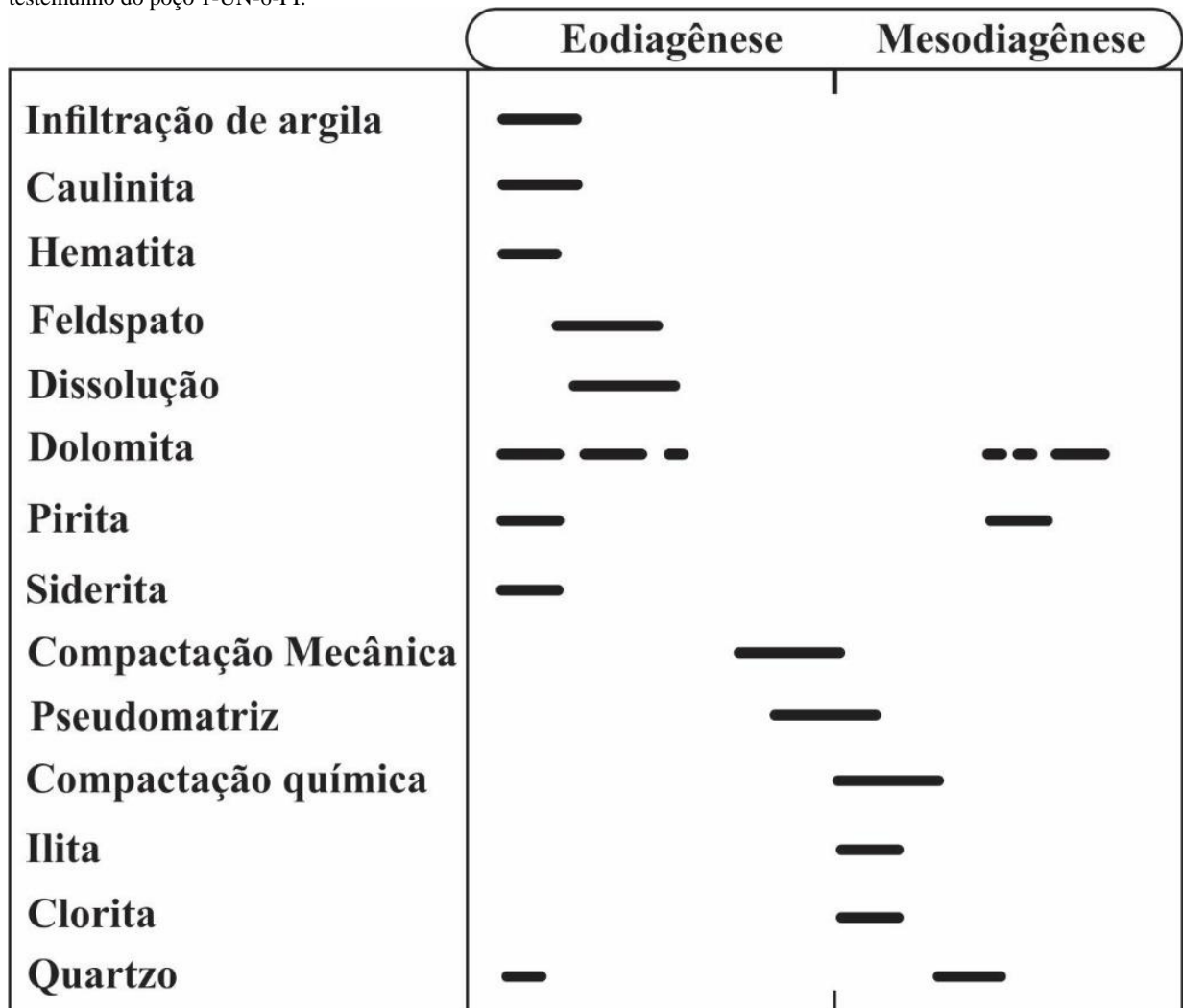
A maior parte dos processos está associada à eodiagênese (Figura 57), em que ocorre cimentação por sobrecrescimento de feldspato, precipitação de dolomita, siderita e pirita em contexto de ambiente de *shoreface*. A dissolução é um processo posterior a esses cimentos, decorrente de modificações da composição da água do poro, geralmente ocasionadas pela descida do nível relativo do mar e pela percolação de água meteórica e/ou pela liberação de ácidos orgânicos a partir da diagênese de matéria orgânica (Morad *et al.*, 2000, 2010).

No caso de arenitos de ambientes transicionais, a eodiagênese está associada à infiltração mecânica de argila, à caulinitização e à dissolução de feldspatos e micas, bem como à formação de cutículas e cimento de hematita (Figura 57). Por fim, também compõe esse estágio a formação de pseudomatriz pela compactação de intraclastos lamosos e filmes argilosos e a cimentação dolomítica.

Os arenitos de fundos de canais de maré que apresentam illita e clorita podem denotar, assim como os contatos intergranulares côncavo-convexos e o sobrecrecimento de quartzo (presentes em todas as amostras), a atuação da fase mesodiagenética nas rochas das formações Poti e Piauí, considerando que esses minerais sejam autigênicos e produto da transformação de caulinita, bertierina e/ou esmectitas eodiagenéticas. A substituição de illita e clorita por dolomita, aliada à presença de contatos côncavo-convexos de grãos também substituídos por esse mineral, evidencia a ocorrência de precipitação carbonática na mesodiagenese mais avançada (Figura 57).

Por fim, as alterações diagenéticas nos arenitos de *wadis* contemplam infiltração mecânica de argila, caulinização e dissolução de feldspato, formação de pseudomatriz pela compactação de grãos dúcteis, substituição de feldspato por illita e cimentação dolomítica (Figura 57).

Figura 57: Carta de evolução diagenética dos arenitos da Formação Poti e porção basal da Formação Piauí, no testemunho do poço 1-UN-6-PI.



9.3.2. Controles de Qualidade dos Reservatórios da Formação Poti e da Porção Basal da Formação Piauí

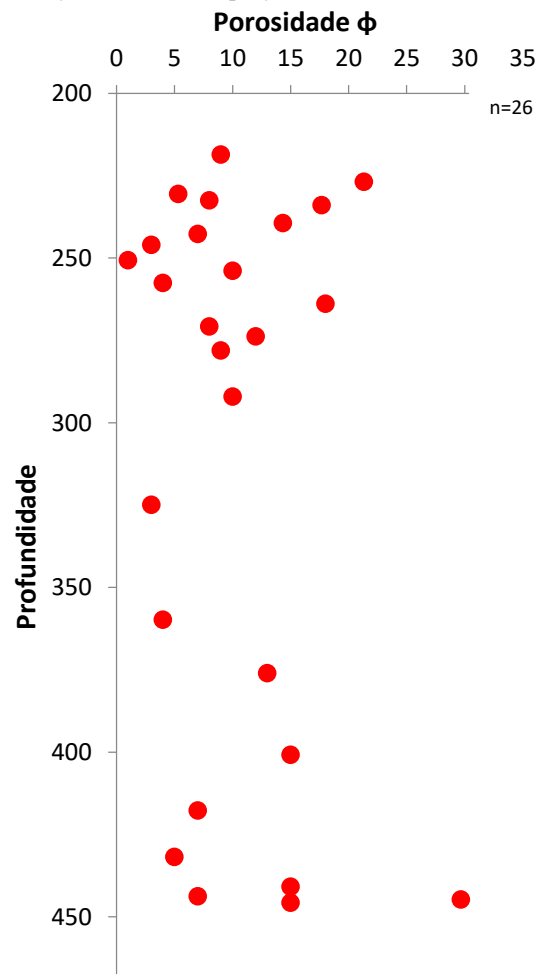
As fácies reservatório da Formação Poti – depósitos de sistemas marinho raso e estuarino/deltaico dominado por maré - e da porção basal da Formação Piauí – depósitos de sistema desértico – são bastante heterogêneas em relação à porosidade e à permeabilidade. A seguir, apresentam-se análises que relacionam tais propriedades petrofísicas às suas potenciais variáveis controladoras.

Porosidade *versus* Profundidade

A porosidade das amostras analisadas dos testemunhos do poço UN-6, em um intervalo de 250 metros, não apresenta padrão de variação com a profundidade (Gráfico 01). Mesmo na parte mais profunda, há porosidades em torno de 30%. Isso ocorre porque fatores distintos da compactação são preponderantes, tais como cimentação e dissolução, sendo esta responsável pela geração de porosidade secundária.

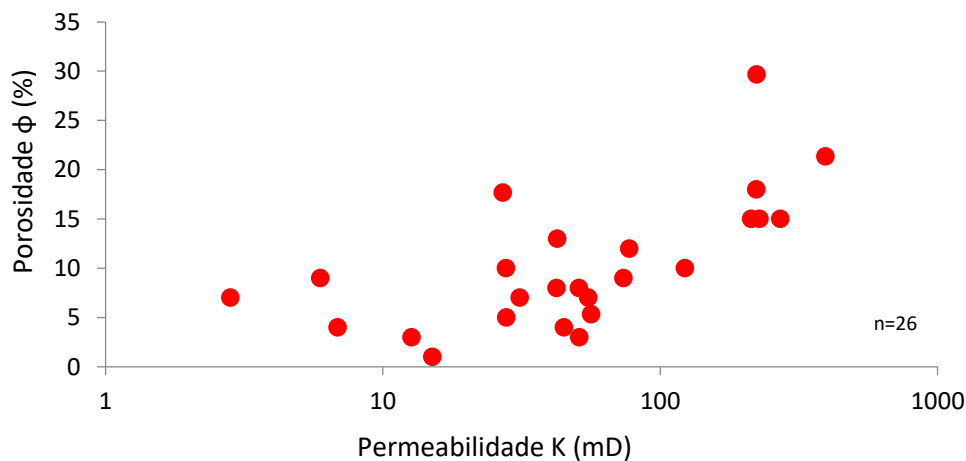
Porosidade *versus* Permeabilidade

Gráfico 01: Porosidade *versus* Profundidade. Percebe-se que não há um controle da profundidade na porosidade das fácies reservatório das Formações Poti e Piauí (porção basal). Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.



O comportamento da permeabilidade com a porosidade é relativamente normal, isto é, há uma correlação direta: quanto maior a porosidade, maior a permeabilidade. Porém, ocorrem valores diferentes de permeabilidades para uma mesma porosidade, o que se explica pelo tipo de poro: com o predomínio de poros intergranulares (micro ou macro), a permeabilidade é maior; enquanto com predomínio de poros intragranulares (micro ou macro), a permeabilidade é menor, pois a porosidade efetiva é menor dada e restrita conexão entre os poros. Considerando valores diferentes de porosidade para uma mesma permeabilidade, ainda que os reservatórios possuam baixa porosidade, a conectividade dos poros é boa (Gráfico 02).

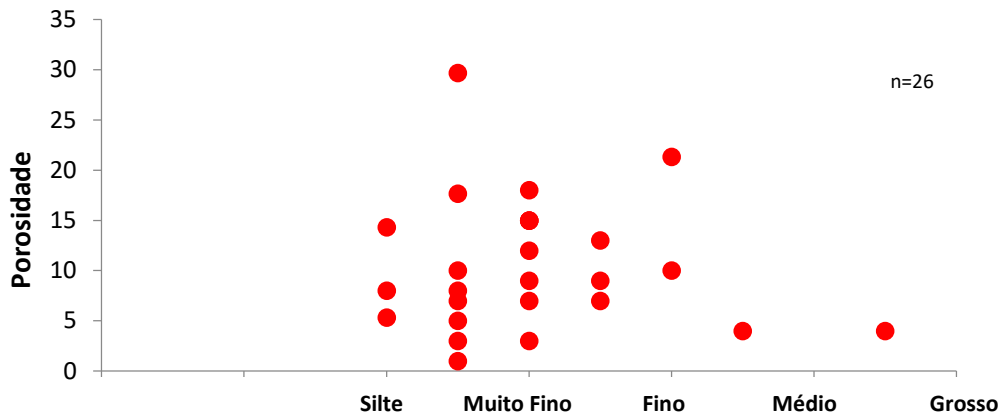
Gráfico 02: Porosidade *versus* Permeabilidade. Observa-se que a relação entre essas duas propriedades é direta, quanto maior a porosidade, maior a permeabilidade. Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.



Porosidade *versus* Granulometria

Teoricamente, tamanho do grão não interfere nos valores de porosidade e sim a seleção dos mesmos. Arenitos com seleção pobre possuem menor porosidade que arenitos bem selecionados. O Gráfico 03 demonstra isso, que a porosidade das fácies reservatório, aparentemente, não apresenta um padrão de variação com o tamanho dos grãos, uma vez que amostras de arenito médio a grosso apresentam porosidades semelhantes a algumas de siltito/arenito muito fino, por exemplo. Porém, os arenitos mais finos possuem valores de porosidades mais elevados que os grossos, exatamente porque os finos são de modo geral mais bem selecionados que os grossos. Esta correlação só não é melhor porque outras variáveis interferem, tal como a cimentação e a dissolução do arenito.

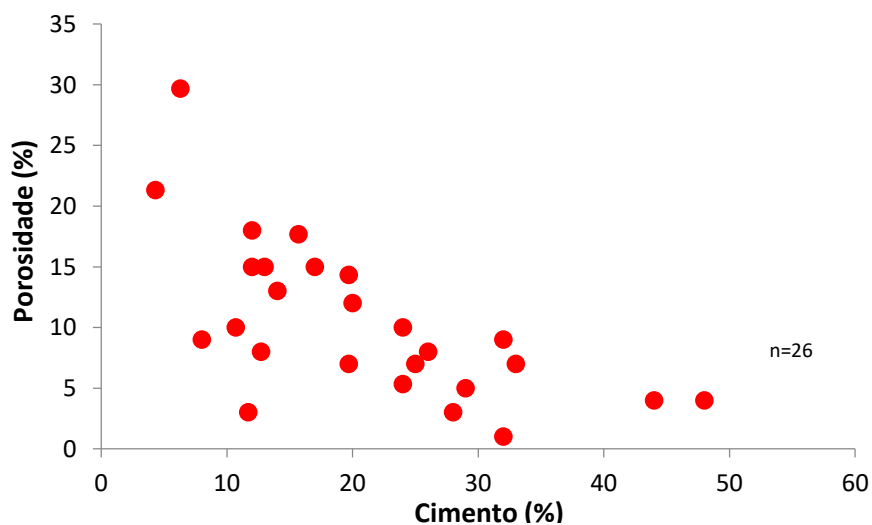
Gráfico 03: Porosidade *versus* Granulometria. A porosidade não apresenta padrão de variação com o tamanho dos grãos. Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.



Porosidade *versus* Cimentação

A cimentação do arenito é uma das principais variáveis no controle das propriedades petrofísicas dos arenitos. A correlação da porosidade total com o teor de cimento e argila autigênica mostrou que o alto teor destes causou a diminuição da porosidade independentemente da granulometria e da profundidade (Gráfico 04). Isto é, o efeito da cimentação e da dissolução na diagênese se mostra como um dos principais controles da porosidade das fácies reservatório. Observa-se que as melhores porosidades estão em amostras com o menor teor de cimentação.

Gráfico 04: Porosidade *versus* Cimento. Percebe-se que o percentual de porosidade reduz com o aumento do percentual de cimento. Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.



Porosidade *versus* Subambientes Depositionais

Indiretamente, os ambientes deposicionais, com os seus respectivos níveis de energia, influenciam bastante a qualidade da areia/arenito reservatório depositado. O Gráfico 05 mostra que os subambientes deposicionais *shoreface* médio, barra arenosa de maré, barra de canal flúvio-estuarino, frente deltaica de delta dominado por maré em ambiente protegido e barra arenosa de *wadis* alcançam maiores valores de porosidade, sendo predominantes os macroporos. Por outro lado, as rochas de *shoreface* inferior, intermaré lamoso e fundo de canal flúvio-estuarino apresentam menor porosidade, constituída, predominantemente, por microporos.

As amostras de *shoreface* médio dividem-se em uma parte com porosidade mais alta e predomínio de macroporos, e outra com porosidade menor e microporos mais abundantes. Isso ocorre porque uma das amostras corresponde a um arenito muito fino com intercalações de filmes argilosos. Na fácies de arenito “limpo”, a dissolução foi mais eficaz do que na fácies heterolítica, por isso ela apresenta maior porosidade e mais macroporos.

Nas barras arenosas de maré, pode-se aplicar o mesmo raciocínio. A amostra com menor porosidade e mais microporos corresponde a um lamito arenoso (mistura decorrente de bioturbação, portanto, mal selecionado), menos permeável do que a amostra de maior porosidade, um arenito muito fino. Dessa forma, o processo de dissolução produziu mais poros na fácies arenosa do que na fácies lamosa.

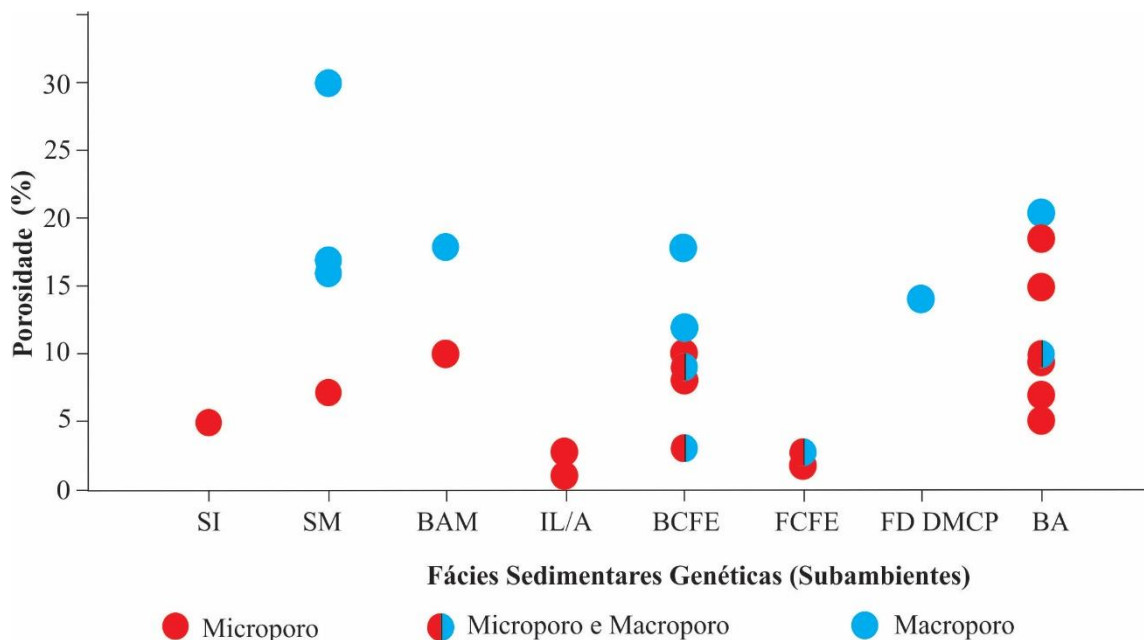
As amostras de barras de canais flúvio-estuarinos mostram grande variação de porosidade. A amostra com menor porosidade é um lamito arenoso, produto de bioturbação. A amostra também apresenta significativa abundância de pirita e dolomita autigênicas, responsáveis pela redução da porosidade intergranular. A porosidade das demais amostras está associada à eficácia da dissolução na diagênese. As amostras com maior porosidade e mais macroporos são arenitos com menor quantidade de finos do que as amostras com menor porosidade e mais microporos.

As barras arenosas de *wadis* apresentam porosidade muito variável também. Como foi discutido na seção anterior, a fácies mais porosa corresponde à porção central, em que a dissolução produziu abundantes macroporos interconectados. Já as porções apical e basal, apresentam pseudomatriz, mais cimento carbonático, e menor efeito de dissolução.

As amostras de intermaré lamoso/arenoso apresentam porosidades muito baixas devido à abundância de pseudomatriz, ao cimento dolomítico e ao tamanho dos grãos predominantemente silte. A dissolução foi pouco eficaz e produziu raros microporos.

Por fim, as amostras do subambiente de fundo de canal flúvio-estuarino são muito pouco porosas também. A intensa cimentação dolomítica reduziu significativamente a porosidade dessas rochas, devido ao acúmulo de fragmentos lamosos e bioclastos carbonáticos nos fundos de canais, assim como grãos de tamanhos maiores (até areia grossa). Tais constituintes servem como fontes de íons e sítio de nucleação para precipitação carbonática (Morad *et al.*, 2010).

Gráfico 05: Porosidade *versus* Fácies sedimentares genéticas (subambientes deposicionais). SI: shoreface inferior, SM: shoreface médio, BAM: barra arenosa de maré, IL/A: intermaré lamoso/arenoso, BCFE: barra de canal flúvio-estuarino, FCFE: fundo de canal flúvio-estuarino, FD DDMCP: frente deltaica de delta dominado por maré em condição protegida e BA: barra arenosa de wadis. Percebe-se que as fácies deposicionais que alcançam maiores porosidades são shoreface médio, barra arenosa de maré, barra de canal flúvio-estuarino, frente deltaica de delta dominado por maré e barra arenosa de wadis. Devido à pequena quantidade de amostras, pode-se observar apenas em relação ao shoreface médio, que há um predomínio de macroporos. Este gráfico mostra que as fácies com pior qualidade de reservatório em relação à porosidade são o intermaré lamoso/arenoso e o fundo de canal flúvio-estuarino, em que os valores são menores que 5%, chegando a 1%. Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.



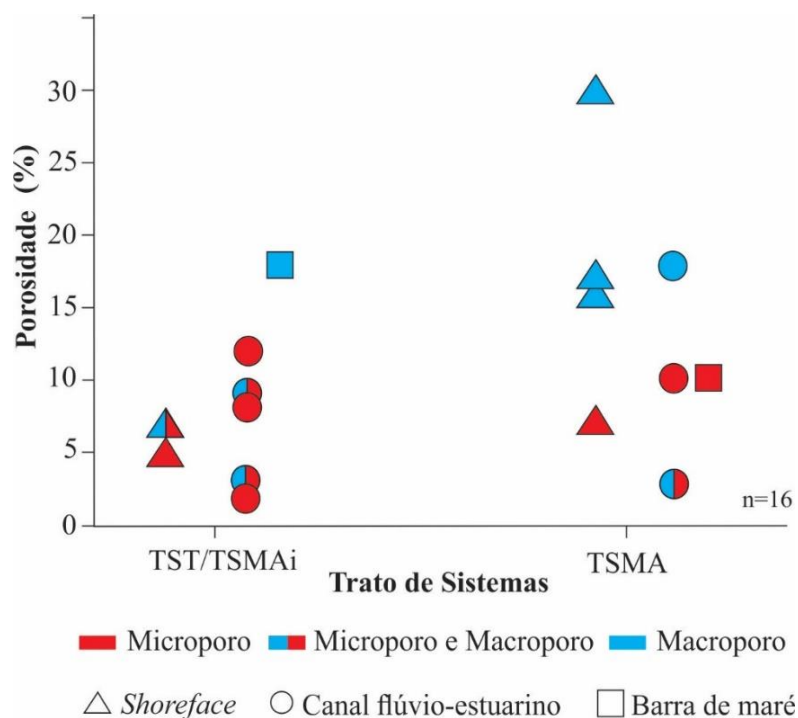
Porosidade versus Associações de Fácies Sedimentares nos Tratos de Sistemas

O estudo dos controles da qualidade das fácies reservatórios das formações Poti e Piauí (porção basal) também abordou a possível relação entre porosidade e ambientes deposicionais (associações de fácies) nos tratos transgressivo/mar alto inicial e mar alto.

O Gráfico 06 mostra que amostras de *shoreface* situadas no trato transgressivo/mar alto inicial apresentam predominantemente microporos e são menos porosas do que as amostras de *shoreface*, no trato de mar alto. A abordagem estratigráfica de sequências demonstra que os estágios do ciclo relativo do mar também exercem influência na porosidade dos sedimentos de *shoreface*, controlando os processos que atuam na diagênese – dissolução, autigênese mineral, cimentação, substituição - e modificam a qualidade do reservatório (Morad *et al.*, 2010).

Em relação às amostras de canais flúvio-estuarinos, observa-se, no Gráfico 06, que, embora haja uma amostra no trato de mar alto que se apresenta mais porosa do que as demais amostras, as rochas mostram porosidades, no geral, semelhantes, independente do trato em que se situam. Existem amostras de canais flúvio-estuarinos de trato transgressivo/mar alto inicial e de trato de mar alto com porosidades menores do que 5%. Em ambos os estágios, TST/TSMA inicial e TSMA, duas dessas amostras correspondem a fundos de canais, que, como visto anteriormente, é um subambiente caracterizado por abundante cimento dolomítico. Isso evidencia um domínio do subambiente no controle da qualidade do reservatório em relação às fácies de canais flúvio-estuarinos. No entanto, a outra amostra com baixa porosidade, situada no TST/TSMA inicial, corresponde a uma barra de canal, destoando-se das demais amostras desse subambiente. Isso decorre do fato de existir uma superfície de inundação máxima cerca de um metro acima do arenito do qual essa amostra foi adquirida (Figura 40). O momento de máxima transgressão marinha é caracterizado por baixo suprimento sedimentar à bacia, intensificação de atividade biológica e de reações químicas que promovem precipitação e substituição mineral (Morad *et al.*, 2010). Tais processos resultaram em mistura de sedimentos lamosos com arenosos, cimentação dolomítica e de pirita e, conseqüentemente, redução da porosidade deposicional. Assim, pode-se entender que, embora não haja variação significativa de porosidade das barras e dos fundos de canais flúvio-estuarinos em função do trato de

Gráfico 06: Porosidade *versus* Tratos de sistemas, considerando as associações de fácies de shoreface (AF1), barras de maré (AF3) e canais flúvio-estuarinos (AF5) e o tamanho dos poros (macro ou microporos) das rochas que compõem tais associações. As demais associações não estão apresentadas porque suas amostras são de apenas um dos tratos, o que inviabiliza a comparação acerca da qualidade das fácies em cada um dos tratos de sistemas. Amostras dos testemunhos do poço 1-UN-6-PI.



sistemas em que se situa, a proximidade em relação a uma SIM pode comprometer muito a qualidade das fácies reservatórios, porque a cimentação e a mistura de sedimentos por bioturbação são mais intensas devido ao elevado tempo de interação sedimento-fluido condicionado pelo baixo aporte sedimentar, característico do final da transgressão.

Por fim, a amostra correspondente à fácies de barra de maré, situada num TST/TSM_{Ai}, é muito porosa e apresenta predominância de macroporos, enquanto que a amostra de barra de maré situada num TSMA é menos porosa, com microporos predominantes. No entanto, com apenas duas amostras, inferir que barras de maré de TST/TSM_{Ai} apresentam melhor qualidade de reservatório do que aquelas de TSMA seria muito precipitado.

Síntese dos Controles de Qualidade de Reservatório

A análise dos controles de qualidade de reservatório revelou, de forma mais direta, a influência da cimentação, do subambiente deposicional e do arcabouço da estratigrafia de sequências na porosidade das rochas. Como visto na análise microscópica das associações de fácies, a porosidade predominante é a secundária, isto é, aquela decorrente de alteração diagenética por dissolução de grãos do arcabouço ou de componentes autigênicos (por exemplo, sobrecrescimento de feldspato). Assim, pode-se concluir que a porosidade das rochas analisadas é produto da diagênese. E a diagênese tem sua evolução regida por diversos fatores: clima, composição primária, porosidade deposicional, ambiente deposicional, estágio do ciclo relativo no nível do mar, entre outros (Morad *et al.*, 2000, 2010).

Como tentativa de facilitar o entendimento dos principais controles/processos sobre a qualidade dos reservatórios das formações Poti e Piauí (porção basal), é apresentada uma síntese na Tabela 08 e na Figura 58.

Tabela 08: Fácies sedimentares genéticas (subambiente) relacionadas ao trato de sistemas em que se situam, a superfícies estratigráficas que eventualmente estão próximas, à porosidade, ao tamanho dos poros, à localização desses, à permeabilidade e, por fim, aos principais controles de sua qualidade de reservatório. Em azul, destacam-se as fácies com maior porosidade e permeabilidade, que se caracterizam como melhores reservatórios.

Fácies (Subambientes)	TS/SE	ϕ (%)	TP	LP	k(mD)	Controle QR
<i>Shoreface</i> inferior	TST	6	Micro	Inter/intra	15	Cimento D, P, e S. Grãos tamanho silte
<i>Shoreface</i> médio	TSMA/LS	18	Macro	Inter	194	Dissolução
Bam PC	TST	18	Macro	Inter	213	Dissolução
Bam PT	TSMA	10	Micro	Inter/intra	42	Bioturbação. Mistura de lama com areia
Intermaré L/A	TSMA/LS	3	Micro	Inter	51	Grãos tamanho silte
Barra de cfe	TSMA/TST	11	Macro/Micro	Inter	67	Dissolução, cimento D
	TST/SIM	3	Macro/Micro	Intra	13	Bioturbação, cimento D e P. Mistura lama e areia.
Fundo de cfe	TSMA/TST	2	Macro/Micro	Inter/intra	26	Cimento D
FD DDPCP	TSMA/LS/ST	14	Macro	Inter	123	Dissolução
Barra de <i>wadis</i> PA	TST?	7	Micro	Intra	31	Pseudomatriz. Grãos tamanho silte
Barra de <i>wadis</i> PC	TST?	17	Macro/Micro	Inter	220	Dissolução
Barra de <i>wadis</i> PB	TST?	8	Micro	Inter/intra	34	Cimento D e Pseudomatriz

Bam PC: barra arenosa de maré - porção central, bam PT: barra arenosa de maré - porção terminal, L/A: lamoso/arenoso. Cfe: canal flúvio-estuarino. FD DDPCP: frente deltaica de delta dominado por maré em condição protegida. PA: porção apical; PC: porção central; PB: porção basal. TS/SE: trato de sistemas/superfície estratigráfica. TST: trato transgressivo; TSMA: trato de mar alto; LS: limite de sequências; ST: superfície transgressiva; SIM: superfície de inundação máxima. TP: tamanho do poro. LP: localização do poro. QR: qualidade do reservatório. D: dolomítico; P: de pirita; S: siderítico.

As amostras de *shoreface* inferior, situadas em trato transgressivo/mar alto inicial (Figura 40, Tabela 08), apresentam porosidade média de 6%, com predominância de microporos, inter e intragranulares. A permeabilidade média é relativamente baixa, 15 mD. Os valores de porosidade e permeabilidade têm como principais controles a presença de cimentos dolomítico, de pirita e siderítico, sendo que a abundância de grãos de silte também compromete a permeabilidade dessas rochas.

As amostras de *shoreface* médio, de trato de sistemas de mar alto, situadas logo abaixo de um limite de sequências (Figura 40, Tabela 08), apresentam porosidade média elevada, cerca de 18%, com macroporos intergranulares predominantes. A permeabilidade também é elevada, média de 194,0 mD. A dissolução caracteriza o controle mais importante para a qualidade desses reservatórios, que estão entre os de melhor potencial para acumulação de fluidos. Tal fácies representa cerca de 4% (~8 metros de espessura) do empilhamento sedimentar do poço 1-UN-6-PI.

A porção central de barras arenosas de maré, situadas em trato transgressivo, apresenta 18% de porosidade, com predominância de macroporos intergranulares. A permeabilidade é de 213,0 mD. A porosidade e a permeabilidade têm como principal controle a dissolução (Figura 40, Tabela 08). Essa fácies reservatório também está entre as de melhor qualidade. Esta fácies

corresponde a aproximadamente 8% da coluna sedimentar do poço 1-UN-6-PI (~19 metros de espessura, descontínuos).

A porção terminal de barras arenosas de maré apresenta porosidade considerável: 10%. No entanto, ela é constituída predominantemente por microporos inter e intragranulares, o que confere permeabilidade relativamente baixa, 42,0 mD. O principal controle da porosidade e da permeabilidade dessa fácies é a mistura de grãos de silte com de areia, promovida por atividade biológica. O resultado é a presença dos microporos e a redução da permeabilidade.

As amostras de intermaré lamoso/arenoso situam-se num trato de mar alto, próximo a um LS. A porosidade média é baixa, cerca de 3%, com microporos intergranulares predominantes. A permeabilidade é de 51,0 mD. O principal controle da qualidade dessa fácies é o tamanho diminuto dos grãos, que pertencem à fração silte e devem ter limitado, inclusive, a percolação de água meteórica promovida pela regressão marinha, que é evidenciada pelo LS.

As barras de canais flúvio-estuarino, situadas tanto em TSMA, quanto em TST (Figura 40, Tabela 08), apresentam elevada porosidade: média 14%, com macro e microporos predominantemente intergranulares. A permeabilidade média é de 67,0 mD. Os controles principais da qualidade dessa fácies reservatório são a dissolução e a cimentação dolomítica. Essas foram reconhecidas também como melhores reservatórios em termos de qualidade e representam cerca de 9% da sucessão sedimentar do poço 1-UN-6-PI (~20 metros de espessura descontínuos).

Já as barras de canais flúvio-estuarino situadas num TST próximas a uma SIM (Figura) são pouco porosas, cerca de 3%, com macro e microporos intragranulares. A permeabilidade é baixa, 13,0 mD. Os principais controles de porosidade e permeabilidade são a cimentação dolomítica e de pirita e a mistura de grãos de silte com os de areia, promovida por biotubação.

Os fundos de canais flúvio-estuarinos, situados tanto em TST quanto em TSMA, apresentam porosidade baixa, 2%, com macro e microporos inter e intragranulares. A permeabilidade média é de 26,0 mD. O principal controle da porosidade e da permeabilidade dessa fácies é a intensa cimentação dolomítica (Figura 40, Tabela 08).

A amostra de frente deltaica de delta dominado por maré em condição protegida situa-se num trato de mar alto, próxima a um limite de sequências (Figura 40, Tabela 08). Apresenta porosidade elevada, 14%, com macroporos intergranulares predominantes. A permeabilidade também é alta, 123,0 mD. A dissolução é o principal controle da qualidade dessa fácies, que está entre as mais porosas e permeáveis e compõe aproximadamente 2% das rochas do poço 1-UN-6-PI (~4 metros contínuos).

As amostras de topo de barra arenosa de *wadis* apresentam porosidade média de 7%, constituída predominantemente por microporos intragranulares, o que resulta em baixa permeabilidade, média de 31,0 mD. Pseudomatriz e grãos de tamanho silte são os principais controles de porosidade e permeabilidade dessas rochas.

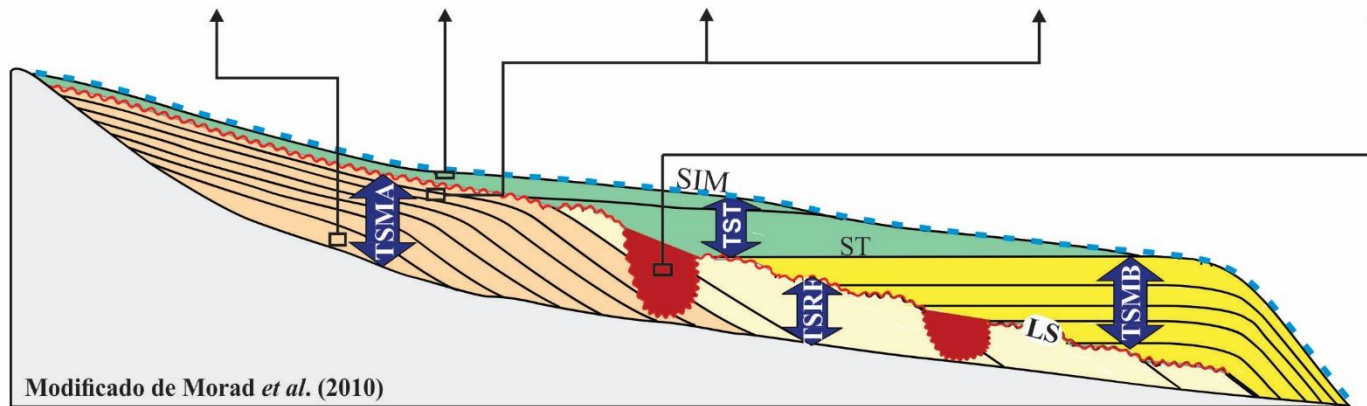
Já as amostras localizadas na porção central de barras arenosas de *wadis* apresentam porosidade média de 17%, com macro e microporos predominantemente intergranulares. Sua permeabilidade média também é elevada, 220,0 mD. Essa é a última das cinco fácies reconhecidas como melhores reservatórios. Como as demais, o controle da qualidade é a dissolução. Ela compõe cerca de 2% do empilhamento sedimentar do poço 1-UN-6-PI (~5 metros descontínuos).

Por fim, a porção basal das barras arenosas de *wadis* apresenta porosidade média de 8%, constituída por microporos inter e intragranulares. A permeabilidade média é de 34,0 mD. Os principais controles da porosidade e da permeabilidade dessas rochas são a ocorrência de pseudomatriz e de cimento dolomítico.

Finalmente, apesar da complexidade de variáveis que controlam a qualidade dos reservatórios, pode-se sugerir que as principais e de aspecto positivo são: 1) fácies sedimentares depositadas por ondas, ondas de tempestade e correntes, em ambientes de alta energia (excetuando-se fundos de canais), pois favorecem fácies limpas e 2) proximidades dos limites de sequências, pois os reservatórios situados abaixo deles são submetidos à intensa dissolução de grãos e cimento, gerando poros.

Figura 58: Diagrama com a representação dos principais processos e produtos diagenéticos e os aspectos de heterogeneidade dos reservatórios dentro do arcabouço da estratigrafia de seqüências de sucessões siliciclásticas transicionais e marinhas.

	TST/TSMA inicial	Próximo a SIM	TSMA, abaixo de LS	TSMA, abaixo de LS/ST	TST/TSMA
Controle importante	Areia de <i>shoreface</i> inferior	Areia de barra de canal flúvio-estuarino	Areia de <i>shoreface</i> médio	Areia de frente deltaica de DDMAP	Areia de barra de canal flúvio-estuarino
Eodiagênese	Baixa taxa de sedimentação	Alta taxa de sedimentação e abundância de feldspato	Dolomita poiquilotópica, dissolução e caulinição dos grãos e do cimento	Dissolução e caulinição dos grãos, dolomita poiquilotópica	Dolomita poiquilotópica, bertierina?, dissolução e caulinição dos grãos e do cimento
Qualidade do Reservatório	Ruim (presença de lama, cimentos carbonáticos e de pirita)	Ruim (presença de lama, cimento carbonático e de pirita)	Boa (presença de elevadas porosidade e permeabilidade secundárias)		
Mesodiagênese	Mais cimentação carbonática	Mais cimentação carbonática	Conversão de caulinita em ilita, dolomita	Conversão de caulinita em ilita, dolomita	Conversão de caulinita em ilita e cloritização da bertierina, dolomita
Evolução da qualidade do reservatório	Deterioração da porosidade-permeabilidade		Redução da permeabilidade pela ilita		
Causas de heterogeneidade dos reservatórios	Compartimentação do reservatório pelas camadas cimentadas		Dissolução versus cimentação carbonática		



Modificado de Morad et al. (2010)

TSMA: Trato de sistemas de mar alto TSRF: Trato de sistemas de regressão forçada TST: Trato de sistemas transgressivo TSMB: Trato de sistemas de mar baixo
 LS: Limite de seqüência ST: Superfície transgressiva SIM: superfície de inundações máximas

10. CONCLUSÕES

A análise faciológica da Formação Poti, da parte basal da Formação Piauí e da parte apical da Formação Longá, em sete afloramentos e testemunhos do poço 1-UN-06-PI do DNPM/CPRM, levou à identificação de 21 fácies sedimentares, que foram agrupadas em nove associações de fácies de acordo com o ambiente deposicional a que correspondem: AF1 - *shoreface*; AF2 - *offshore*; AF3 - barra de maré; AF4 - planície de maré; AF5 - canais flúvio-estuarinos; AF6 - delta dominado por maré em ambiente protegido; AF7 - lobos sigmoidais; AF8 - dunas eólicas e lagos efêmeros; e AF9 - *wadis*.

A identificação de superfícies discordantes e a mudança abrupta nas fácies deposicionais possibilitaram a individualização de duas sequências deposicionais nos afloramentos A e B, e de três no afloramento D. Os afloramentos E e F registram a transição das formações Longá e Poti, e o contato abrupto entre fácies de *shoreface* e *offshore* constitui uma superfície regressiva de erosão marinha, a qual compõe a base de uma cunha progradante de trato de mar em queda (ou de regressão forçada). Devido à distância entre os afloramentos, não foi possível correlacionar as sequências.

Os 230 metros de empilhamento sedimentar do poço 1-UN-06-PI foram segmentados em seis sequências deposicionais. Estas, assim como aquelas reconhecidas nos afloramentos, apresentam tratos transgressivos alternados a tratos de mar alto, pois seus depósitos sedimentares são localizados em partes proximais da bacia, distantes do depocentro, não havendo, portanto, trato de mar baixo, cujos sedimentos se acumulam principalmente na parte distal da sinéclise e dentro dos vales incisos (Posamentier e Allen, 1999).

Em relação aos reservatórios da Formação Poti, as rochas que compõem as associações de fácies de barras de maré (AF3) e canais de maré (AF5) são seções arenosas de espessuras geralmente métricas, muitas vezes amalgamadas, com geometrias de barras dispostas perpendicularmente à costa. A associação de fácies de delta dominado por maré em ambiente protegido (AF6) também apresenta fácies-reservatório frente deltaica, de espessura métrica e geometria lobada. Em termos de espessura, as fácies de *shoreface* (AF1) são excelentes reservatórios, com medidas métricas a decamétricas de barras amalgamadas com disposição paralela à costa e comprimentos geralmente extensos. A associação de fácies de lobos sigmoidais (AF7), apesar de menos expressiva, pode desenvolver reservatórios quando amalgamados, com geometrias lobadas.

A Formação Piauí apresenta excelentes fácies-reservatório formadas pelas associações de dunas eólicas (AF8) e *wadis* (AF9), ambos com espessuras métricas a decamétricas, de seções arenosas amalgamadas.

Quanto à análise microscópica dos reservatórios da Formação Poti presentes nos testemunhos do poço 1-UN-06-PI, obtiveram-se as seguintes conclusões:

Os principais constituintes primários dos arenitos são quartzo, feldspato (plagioclásio, ortoclásio e microclínio, em ordem de abundância), micas (muscovita e biotita), líticos sedimentares e ígneos, intraclastos lamosos e minerais pesados (zircão, turmalina e rutilo). A composição mineralógica segundo o diagrama de Folk (1970) é majoritariamente arcosiana, havendo, com abundância secundária, subarcósios e quartzarenito.

Os principais constituintes diagenéticos são dolomita, pirita, ilita, clorita, pseudomatriz, siderita, feldspato, quartzo e poros de dissolução (porosidade secundária).

A integração entre os dados das análises macroscópica - fácies e associações de fácies sedimentares contextualizadas aos elementos da estratigrafia de sequências, tratos transgressivo e de mar alto, limites de sequências, superfícies transgressiva e de inundação máxima – e microscópica revelou a influência do ambiente deposicional e do estágio do ciclo do nível relativo do mar sobre a evolução diagenética das fácies-reservatório estudadas. Em síntese, conclui-se que:

- 1) As rochas de *shoreface* médio a inferior pertencentes a TST ou TSMA inicial apresentam cimentação carbonática mais intensa e lama misturada aos grãos de areia, comprometendo de forma substancial a qualidade das fácies-reservatório.
- 2) Também nas fácies de *shoreface* transgressivo e de mar alto inicial, a pirita autigênica representa importante feição diagenética e ocasiona deterioração da porosidade.
- 3) Cimentação mais abundante de pirita ocorre em arenitos de barras de canais flúvio-estuarinos de TST próximos à SIM.
- 4) Os *lags* de canais de maré e de base de canal fluvial podem atuar como barreiras à percolação de fluido, dada a abundante cimentação carbonática e pseudomatriz que apresentam. A ausência de bioclastos carbonáticos indica que serviram como fonte de íons para o cimento, restando apenas intraclastos lamosos.
- 5) Os arenitos situados abaixo de limites de sequência passaram por processos de intensa dissolução de minerais do arcabouço e autigênicos, principalmente feldspatos. Tal processo foi responsável pela geração de importante porosidade secundária em arenitos

de *shoreface* médio de TSMA, uma vez que, assim como a maioria dos arenitos analisados, apresentam composição mineralógica arcossiana.

- 6) A porção superior de parassequências de barras de maré apresenta efeitos mais instensos de processos diagenéticos do que a porção inferior. Fato que deve ser decorrente da maior permeabilidade das rochas arenosas de topo.
- 7) Embora as rochas analisadas apresentem basicamente a mesma composição mineralógica primária – arenitos arcossianos -, os diferentes produtos diagenéticos que apresentam conferem aos depósitos arenosos da Formação Poti forte heterogeneidade na distribuição de porosidade e permeabilidade. A associação das variações a controles exercidos pelo ambiente deposicional e pela estratigrafia de seqüências possibilita um entendimento melhor dessa distribuição.
- 8) As heterogeneidades observadas são decorrentes, majoritariamente, de processos eodiagenéticos, o que demonstra a importância das modificações superficiais e subsuperficiais rasas, controladas pela variação do nível relativo do mar, que influencia a composição da água do poro.

Por fim, a análise estatística dos controles da qualidade dos reservatórios da Formação Poti e da porção basal da Formação Piauí levou ao reconhecimento da cimentação diagenética como principal processo de redução da porosidade dos sedimentos, uma vez que não se notou padrão de variação de porosidade com profundidade, por exemplo. Ademais, como descrito em análise petrográfica, constatou-se o forte controle do subambiente deposicional e do momento do ciclo do nível relativo do mar na destruição e na criação de porosidade e permeabilidade, ou seja, na formação de rochas com ótima qualidade de reservatório e de rochas com qualidade ruim.

Assim, pode-se documentar que os reservatórios de melhor qualidade encontrados no poço 1-UN-6-PI do Projeto Carvão são arenitos de *shoreface* e de frente deltaica de delta dominado por maré em ambiente protegido situados abaixo de limites de seqüências, barras de canais flúvio-estuarinos distantes de superfícies de inundação máxima e as porções centrais de barras arenosas de maré e de *wadis*.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M.; Carneiro, C. D. R., 2004, Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. (Org.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca. p.43-58.*
- Alpay, O. A., 1972, A practical approach to defining reservoir heterogeneity: *Journal of Petroleum Technology*, v. 1972, p. 841–848.
- Al-Ramadan, K., Morad, S., Proust, J. N. and Al-Aasm, I. S., 2005, Distribution of diagenetic alterations in siliciclastic shoreface deposits within a sequence stratigraphic framework: Evidence from the Upper Jurassic, Boulonnais, NW France: *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 943–959.
- Amorosi, A., 1995, Glaucony and sequence stratigraphy: A conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences: *Journal of Sedimentary Research*, v. B65, p. 419–425.
- Barton, M. D., N. Tyler, and E. S. Angle, 2004, Facies architecture and permeability structure of valley-fill sandstone bodies, Cretaceous Ferron Sandstone, Utah, in T. C. J. Chidsey, R. D. Adams, and T. H. Morris, eds., Regional to wellbore analog for fluvial-deltaic reservoir modeling: *The Ferron Sandstone of Utah: AAPG Studies in Geology* 50, p. 383–403.
- Bloch, S., R. H. Lander, and L. Bonell, 2002, Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstones reservoirs: Origin and predictability: *AAPG Bulletin*, v. 86, p. 301–328.
- Caputo, M.V., 1984, Glaciação Neodevoniana no continente Gondwana Ocidental. *In: Congresso Brasileiro de Geologia. 33. Rio de Janeiro, Anais. Rio de Janeiro. SBG. 2: 725-739.*
- Çagatay, M. N., S. Saner, I. Al-Saiyed, and W. J. Carrigan, 1996, Diagenesis of the Safaniya sandstone member (mid-Cretaceous) in Saudi Arabia: *Sedimentary Geology*, v. 105, p. 221–239.
- Caputo, M. V., Reis, D. E. S., Barata, C. F., Pereira, L. C., 2006, Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba: qual a influência das orogenias? *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus. Anais. Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia.*
- Catuneanu, O., 2006, *Principles of Sequence Stratigraphy*, 1st ed. Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Canada.
- Clifton, H.E., 2006, A re-examination of facies models for clastic shorelines, *in* Posamentier, H.W. e Walker, R.G., eds., *Facies Models Revisited: SEPM Special Publication* 84, p. 293-337.
- Cordani U.G., Pimentel M.M., Araújo C.E.G., Fuck R.A., 2013, The significance of the Transbrasiliiano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43:583-597.

- Dalrymple, R.W. and Choi, K., 2007, Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environment and sequence-stratigraphic interpretation. Elsevier. 40 p.
- De Ros, L.F., 2017, Petrologia Sedimentar - Notas de Aula. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 108 p.
- Della Fávera, J.C., 1980, Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais da Bacia do Parnaíba. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú. Resumos. Camboriú, SBG. P.357.
- Della Fávera, J.C., 1990, Tempestitos na Bacia do Parnaíba. Porto Alegre. 560 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Della Fávera, J.C., 2001, Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Eduaerj.
- Della Fávera, J.C. e Uliana, M.A., 1979, Bacia do Maranhão – possibilidades para treinamento em fácies e ambientes sedimentares. Rio de Janeiro. Petrobrás. V. 1 (relatório interno).
- Dino, R.; Antonioli, L., Braz, S. M. N., 2002, Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, São Leopoldo, n. 3, p. 24-35.
- Dumas, S. e Arnott, R.W.C., 2006, Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate: *Geology*, Volume 34, p. 1073-1076.
- Einsele, G., 2000, Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget: Berlin, Springer, 788 p.
- Ehrenberg, S. N., 1993, Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: Examples from the Norwegian continental shelf: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 1260–1286.
- El-Ghali, M. A. K., S. Morad, H. Mansurbeg, M. A. Caja, M. Sirat, and N. Ogle, 2009, Diagenetic alterations related to marine transgression and regression in fluvial and shallow marine sandstones of the Triassic Buntsandstein and Keuper sequence, the Paris Basin, France: *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p. 289–309.
- Emery, D., and Myers, K. J., 1996, Sequence stratigraphy: London, Blackwell Science, 297 p.
- Embry, A.F., 2009, Practical Sequence Stratigraphy. Canadian Society of Petroleum Geologists. Online at www.cspg.org, 81 p.
- Folk, R.L., 1980, Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Tex: Hemphill Pub. Co 190p.
- Góes, A.M., 1995, A formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba. 1995. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo. 172 p.
- Góes, A.M.O. e Feijó, F.J., 1994, Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1):57-68.

- Gottlieb, P., Wilkie, G., Sutherland, D., Ho-Tun, E., Suthers, S., Perera, K., Jenkins, B., Spencer, S., Butcher, A., Rayner, J., 2000, "Using quantitative electron microscopy for process mineralogy applications". *Journal of the Minerals, Metals and Materials Society*, Vol. 52(4), p. 24-25.
- Hamilton, D. S., M. H. Holtz, P. Ryles, T. Lonergan, and M. Hillyer, 1998, Approaches to identifying reservoir heterogeneity and reserve growth opportunities in a continentalscale bed-load fluvial system: Hutton Sandstone, Jackson field, Australia: *AAPG Bulletin*, v. 82, p. 2192–2219.
- Hart, B.S. and Plint, A.G., 1995, Gravelly shoreface and beachface deposits, in Plint, A.G., ed., *Clastic Facies Analysis – A Tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading: International Association of Sedimentologists, Special Publication 22*, Blackwell Science, Oxford, p. 75-99.
- Hornibrook, E. R. C., and Longstaffe, F.J., 1996, Berthierine from the Lower Cretaceous Clearwater Formation, Alberta, Canada: *Clays and Clay Minerals*, v. 44, p. 1–21.
- James, N.P e Dalrymple, R.W., 2010, *Facies Models, Quarta Edição*. Geological Association of Canada, Department of Earth Sciences c/o, Memorial University of Newfoundland. Geotext 6.
- Kronen Jr., J. D., and Glenn, C.R., 2000, Pristine to reworked verdine: Keys to sequence stratigraphy in mixed carbonate siliciclastic forereef sediments (Great Barrier Reef), in C. R. Glenn, L. Prevot-Lucas, and J. Lucas, eds., *Marine authigenesis: From global to microbial: SEPM Special Publication 66*, p. 387–403.
- Kantorowicz, J. D., Bryant, I.D. and Dawans, J.M., 1987, Controls on the geometry and distribution of carbonate cements in Jurassic sandstones: Bridport sands, Southern England and Viking Group, Troll field, Norway, in J. D.
- Ketzer, J. M., Holz, M., Morad, S. and Al-Aasm, I., 2003, Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: Evidence from the Rio Bonito Formation (Early Permian), southern Brazil: *Sedimentology*, v. 50, p. 855–877.
- Ketzer, J. M., and Morad, S., 2006, Predictive distribution of shallow marine, low-porosity (pseudomatrix -rich) sandstones in a sequence stratigraphic framework—Example from the Ferron Sandstone, Upper Cretaceous, U.S.A.: *Maine and Petroleum Geologists*, v. 23, p. 29–36, Ketzer, J. M., M. Holz, S. Morad, and I. Al-Aasm, 2003, Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: Evidence from the *Sedimentology*, v. 50, p. 855–877.
- Ketzer, J. M., Morad, S., Evans, R. and Al-Aasm, I., 2002, Distribution of diagenetic alterations in fluvial, deltaic, and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: Evidence from the Mullaghmore Formation (Carboniferous), NW Ireland: *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 760–774.
- Lima, E.A.M. e Leite, J.F., 1978, Projeto estudo global dos recursos mineiras da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológica-metalogenética. Recife, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Relatório Final da Etapa III, 212 p.

- Lima, F.G.F., 2016, Interpretação de lineamentos estruturais na borda sudeste da Bacia do Parnaíba. Natal. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Dissertação de mestrado. 101 p.
- Lima, R. D., L. F. De Ros, L.F., 2002, The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Late Devonian sandstones from the Solimões Basin, Brazilian Amazonia: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 1047–1071.
- Longiaru, S., 1897, Visual comparators for estimating the degree of sorting from plane and thin section: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 791-794.
- Lundegard, P. D., 1994, Mixing zone origin of ^{13}C -depleted calcite cement: Oseberg Formation sandstones (Middle Jurassic), Veslefrikk field, Norway: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 2661–2675.
- Maguregui, J. e Tyler, N., 1991, Evolution of Middle Eocene Tide-Dominated Deltaic Sandstones, Lagunillas Field, Maracaibo Basin, Western Venezuela, in Miall, A.D. e Tyler, N., eds., *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: SEPM. Volume 3*, p. 233-244.
- Matlack, K. S., Houseknecht, D.W. and Applin, K. R., 1989, Emplacement of clay into sand by infiltration: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 77–87.
- Melo, J.H.G. e Loboziak, S., 2000, Viséan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaíba Basin, northern Brazil). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 112:147-165.
- Melo, J. H. G.; Loboziak, S.; Streeb, M., 1998, Latest devonian to early late carboniferous biostratigraphy of Northern Brazil: an update. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production, Pau*, v. 22, n. 1, p. 13-33.
- Melo, J.H.G. and Loboziak, S., 2000, Viséan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaíba Basin, northern Brazil). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 112, p. 147-165.
- Miall, A. D., 1996, *The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*: Berlin, Springer-Verlag, 582 p.
- Miranda, F.S., 2014, Caracterização geológica da Formação Pimenteiras como potencial reservatório do tipo shale-gas (Devoniano da Bacia do Parnaíba). Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Miranda, F.S., Vettorazzi, A.L., Cunha, P.R.C., Aragão, F.B., Michelon, D., Caldeira, J.L., Porsche, E., Martins, C., Ribeiro, R.B., Vilela, A.F., Corrêa, J.R., Silveira, L.S., Andreola, K., 2018, Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores. ENEVA S.A. Rio de Janeiro, Brazil. From: DALY, M. C., Fuck, R. A., Julià, J., MacDonald, D. I. M. e Watts, A. B. (eds) *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. Geological Society, London, Special Publications, 472.

- Mitchum, R. M., Jr., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration* (C. E. Payton, Ed.), pp. 205–212. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26.
- Morad, S., Al-Ramadan, K.J., Ketzer, M. e De Ros, L. F., 2010, The impact of diagenesis on sandstone-reservoir heterogeneity: a review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy: *AAPG Bulletin*, v. 94, p. 1267-1309.
- Morad, S., Ketzer, J. M. and De Ros, L. F., 2000, Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins: *Sedimentology*, v. 47, p. 95–120.
- Morad, S., Ketzer, J. M. and De Ros, L. F., 2012, *Linking diagenesis to sequence stratigraphy*, 1st ed. International Association of Sedimentologists.
- Moraes, M. A. S., and De Ros, L.F., 1990, Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, northeastern Brazil: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 809–819.
- Moraes, M. A. S., and De Ros, L.F., 1992, Depositional, infiltrated and authigenic clays in fluvial sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo Basin, northeastern Brazil, in D. W. Houseknecht and E. W. Pittman, eds., *Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones: SEPM Special Publication 47*, p. 197–208.
- Moraes, M. A. S. e Surdam, R. C., 1993, Diagenetic heterogeneity and reservoir quality: Fluvial, deltaic, and turbiditic sandstone reservoirs, Potiguar and Recôncavo rift basins, Brazil: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 1142–1158.
- Nedkvitne, T., and Bjørlykke, K., 1992, Secondary porosity in the Brent Group (Middle Jurassic), Hildra field, North Sea: Implication for predicting lateral continuity of sandstones: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 23–34. Odin, G. S., e A. Matter, 1981, De glauconiarum origine: *Sedimentology*, v. 28, p. 611–641.
- Nelson, P. H., 1994, Permeability-porosity relationships in sedimentary rocks: *The Log Analyst*, v. 35, p. 38–62.
- Odin, G. S., and Matter, A., 1981, De glauconiarum origine: *Sedimentology*, v. 28, p. 611–641.
- Oliveira, D.C. e Mohriak, W.U., 2003, Jaibaras through: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20(3/4):351-383.
- Posamentier, H. W., and Allen, G.P., 1999, *Siliciclastic sequence stratigraphy—Concepts and applications: SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, v. 7, 210 p.
- Powers, M.C., 1953, A new roundness scale for sedimentary particles: *Journal of Sedimentary Petrology*, 23:117-119.
- Rezende, N. G. A. M., 2002, A zona zeolítica da formação corda, Bacia do Parnaíba. 2002. 42p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Belém.

- Rodrigues, R., 1995, A geoquímica orgânica da Bacia do Parnaíba. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências – UFRGS, Porto Alegre.
- Rossetti, D. F.; Góes, A. M.; Arai, M., 2001, A passagem aptiano-albiano na Bacia do Grajaú, MA. In: Rossetti, D. F.; Góes, A. M.; Truckenbrodt, W. (Ed.). O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi. p. 101-117.
- Rossetti, D. F.; Truckenbrodt, W.; Santos Junior, A. E., 2001, Clima do cretáceo no meio-norte brasileiro. Em: Rossetti, D. F.; Góes, A. M.; Truckenbrodt, W. (Ed.). O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi. p. 67-76.
- Sech, R. P., Jackson, M.D. and Hampson, G.J., 2009, Three dimensional modeling of a shoreface-shelf parasequence reservoir analog: Part 1. Surface-based modeling to capture high-resolution facies architecture: AAPG Bulletin, v. 93, p. 1155–1181.
- Silva, A.J.P., Lopes, R.C., Vasconcelos, A.M.; Bahia, R.B.C., 2003, Bacias sedimentares paleozoicas e meso-cenozoicas interiores em Bizzi, L.A., Schobbenhaus, R.M., Vidotti, R.M. e Goçaves, J.H. (eds), Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil, CPRM, Brasília. P. 67-71.
- Tillman, R.W., 1999, The Shannon Sandstone: a review of the sand-ridge and other models. Em: Bergman, K.N.; Snedden, J.W. (eds.) Isolated shallow marine sand bodies: sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation. Tulsa: SEPM. p. 29-54. (SEPM Spec. Publ., n.64)
- Vaz, P. T., Rezende, N.G.M.A., Wanderley Filho, J.R. e Travassos, W.A.S., 2007, Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263.
- Walderhaug, O., and P. A. Bjørkum, 1998, Calcite cement in shallow marine sandstones: Growth mechanisms and geometry, in Morad, S., ed., Carbonate cementation in sandstones: International Association of Sedimentologists Special Publication 26, p. 179–192.
- Walker, T. R., Waugh, B. and Crone, A.J., 1978, Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 19–32.
- Young, C. e Borghi, L., 2006, Corpos de arenitos isolados: um novo modelo exploratório de reservatórios nas bacias paleozoicas brasileiras. Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás. 8 p.

12. APÊNDICE

Tabela 09: Comparação entre valores de porosidade (Φ) obtidos na análise de 15 seções delgadas em microscópio ótico (MO) e QEMScan. Ver gráfico a seguir.

Amostra	N°	Φ MO	Φ QEMScan
UN-6-PI 218,60	1	10,00	5,89
UN-6-PI 232,50	2	9,00	10,23
UN-6-PI 242,70	3	7,00	8,14
UN-6-PI 250,60	4	1,00	1,35
UN-6-PI 257,50	5	3,00	1,54
UN-6-PI 278,00	6	9,00	13,50
UN-6-PI 292,00	7	14,00	17,62
UN-6-PI 324,90	8	3,00	9,40
UN-6-PI 359,80	9	2,00	2,78
UN-6-PI 376,00	10	10,00	11,85
UN-6-PI 400,80	11	18,00	18,50
UN-6-PI 417,70	12	7,00	12,08
UN-6-PI 431,80	13	5,00	10,83
UN-6-PI 440,90	14	16,00	18,96
UN-6-PI 445,70	15	17,00	19,49

Gráfico 07: Eixo y: percentual de porosidade; eixo x: amostras analisadas (ver tabela anterior para identificação das amostras). No geral, os dados de porosidade adquiridos por meio de microscópio ótico (MO) variam em relação direta com aqueles de QEMScan. Nota-se que a grande parte dos valores de porosidade QEMScan é maior do que os de MO. Isso ocorre em amostras que apresentam elevada microporosidade, ou seja, os poros são muito pequenos para serem quantificados em MO.

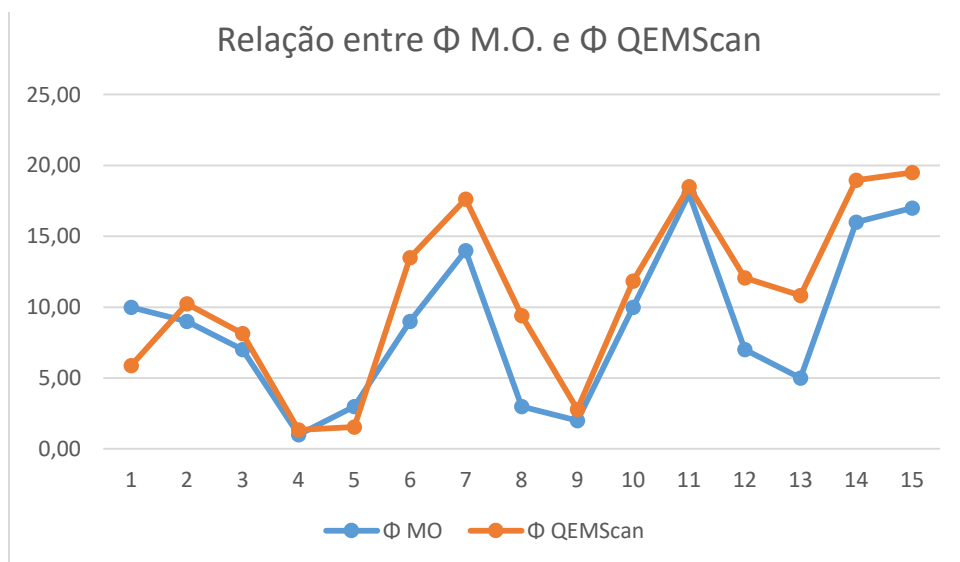


Tabela 10: Comparação entre as médias percentuais dos principais componentes das amostras analisadas por meio dos dois instrumentos – QEMScan (QS) e microcópico ótico (MO). Os valores totais de quartzo e feldspato são relativamente próximos. Deve-se destacar que o QEMScan quantifica tais minerais, porém não os distingue em relação ao aspecto paragenético. Por exemplo, se o quartzo ou feldspato pertencem ao arcabouço ou se constituem cimento, pseudomatriz, etc, como se faz com a descrição petrográfica convencional em MO. Por outro lado, as imagens coloridas de varredura de QS das lâminas esclarecem o petrógrafo em relação aos minerais presentes, inclusive as argilas de difícil identificação, além da presença de microporos, muitas vezes, não reconhecidos sob MO. Tal fato pode ser observado pelos valores de porosidade QS maiores do que aqueles de MO. Em relação ao terceiro mineral mais abundante nas amostras, a dolomita, com a análise em QS, foi possível diferenciá-lo da calcita, fato que seria impossível sem o tingimento das lâminas com alizarina vermelha. Sob MO, esse mineral, a princípio, foi descrito como calcita, por ser este, no geral, de ocorrência mais comum nos estudos sedimentológicos. Os argilominerais illita, clorita, caulinita e esmectita foram identificados e quantificados pelo QS e, com as imagens coloridas, puderam, em muitos casos, ser atribuídos a substituições minerais ou a aglomerações em níveis paralelos ao acamamento das rochas. Tais níveis, em MO, foram reconhecidos como intraclastos lamosos deformados, achatados pela compactação, constituindo pseudomatrizes. Dessa forma, as análises complementaram-se, uma vez que o QS identificou os minerais que compõem as pseudomatrizes descritas no MO. Os gráficos a seguir mostram a comparação das abundâncias de cada mineral nas amostras analisadas por QS e MO. Notar que o QS distingue K-feldspato e plagioclásio e o MO não, assim, quando somados, os valores totais de feldspato são relativamente próximos, como exposto acima. Nos gráficos de MO, os minerais que apresentam a letra A após o nome são autigênicos, classificação não realizada pelo QS.

	QS (\bar{x} em %)	MO (\bar{x} em %)
Quartzo total	45,82	42,15
Feldspato total	26,97	28,79
Pirita	0,7	1,63
Dolomita	6,32	
Calcita	0,06	
Calcita/dolomita		9,53
Illita + Clorita + Caulinita + Esmectita	3,71	
Intraclasto lamoso + Illita A + Clorita A		5,53
Poros	10,81	8,73

Gráficos 08: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 218,60. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

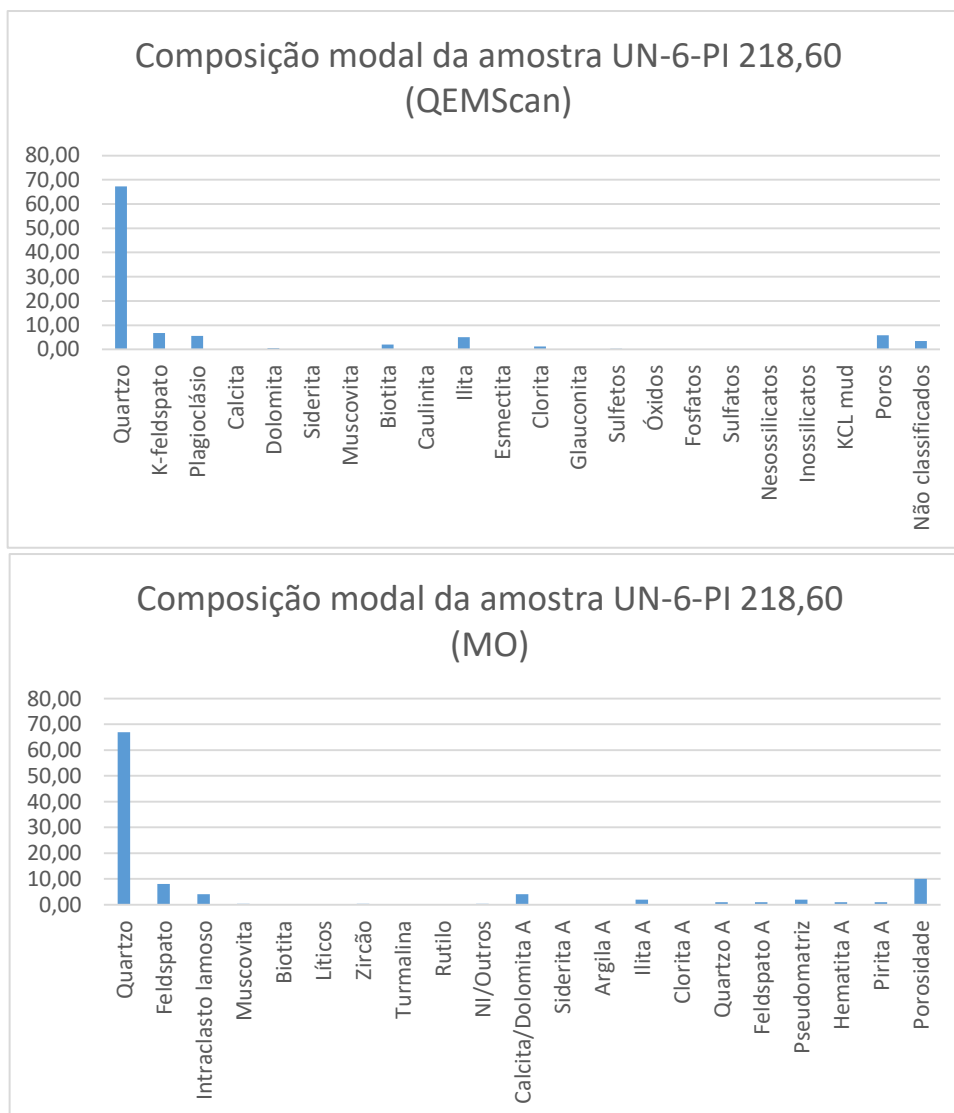


Gráfico 09: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 232,50. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

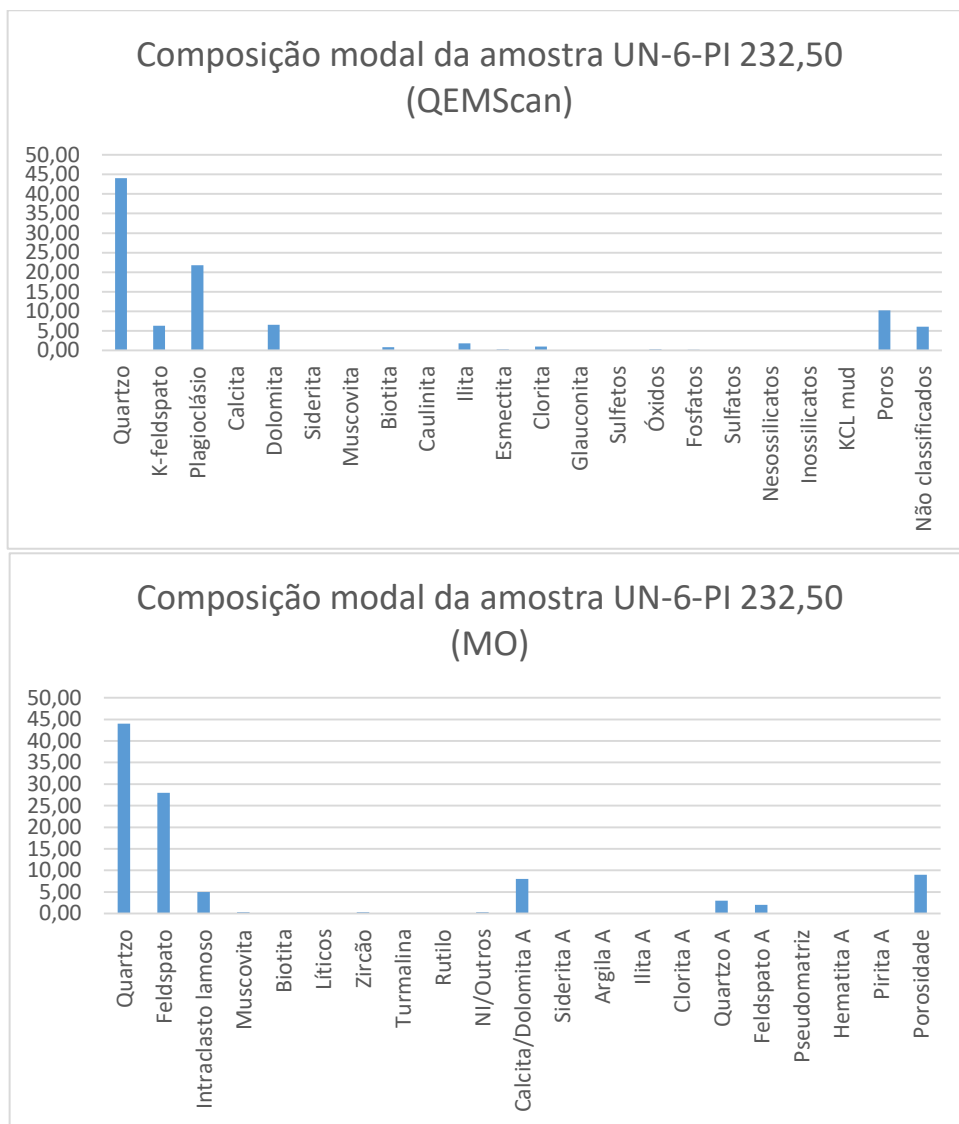


Gráfico 10: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 242,70. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

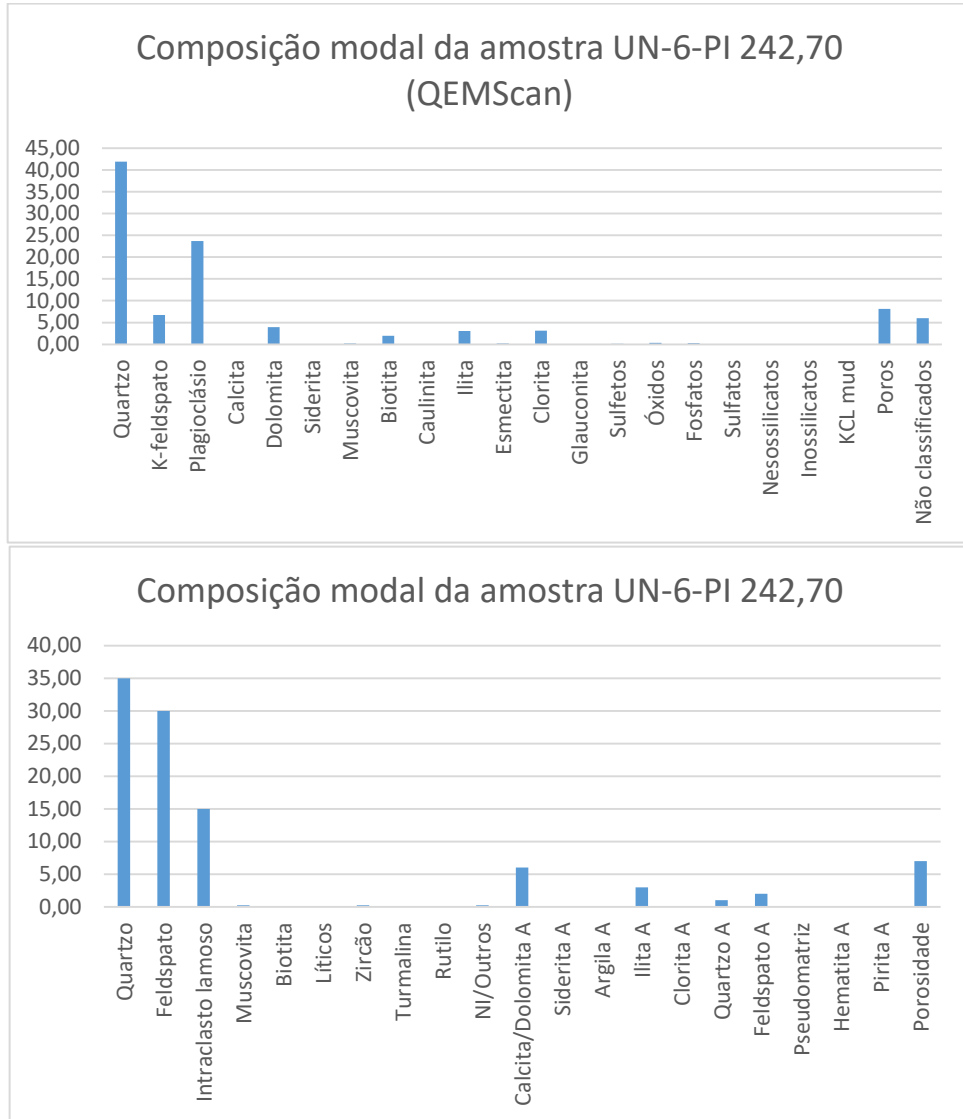


Gráfico 11: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 250,60. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

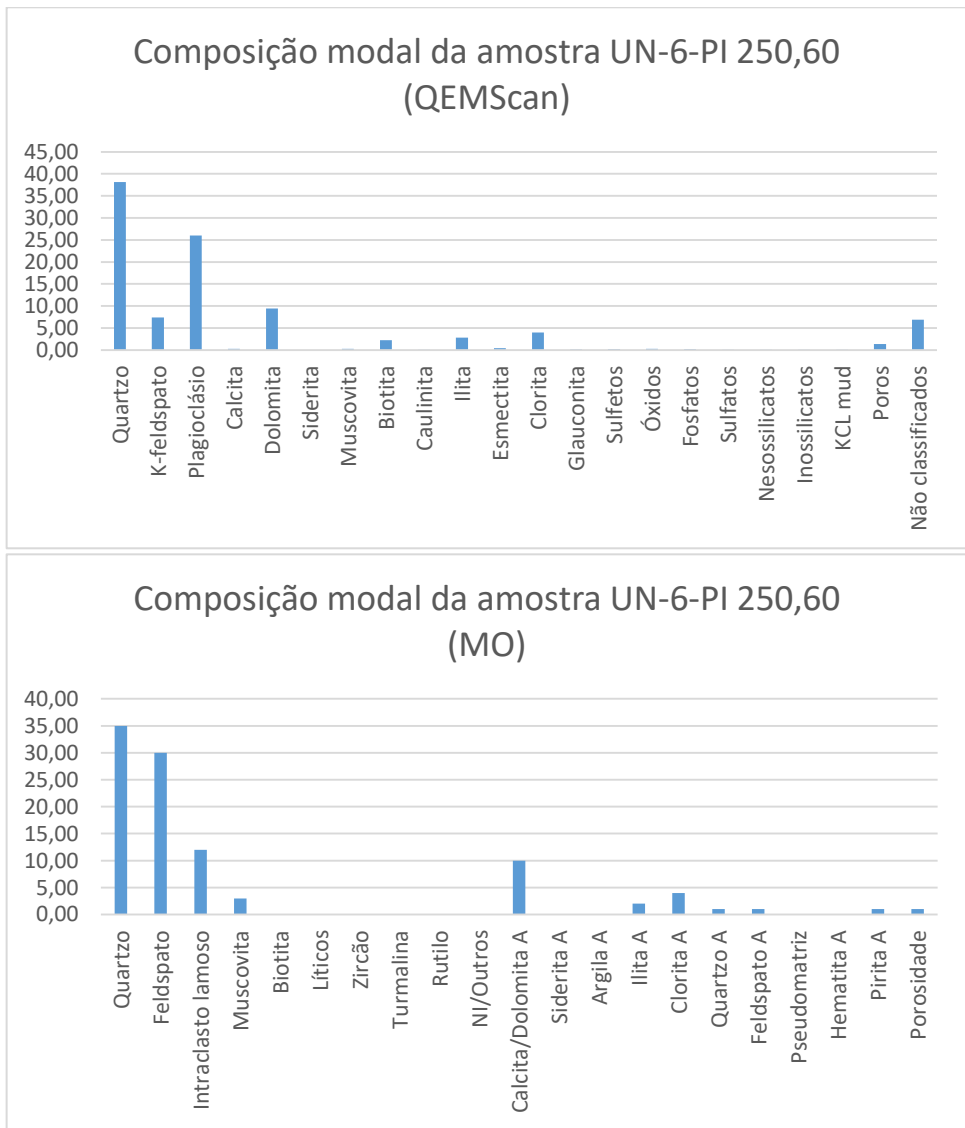


Gráfico 12: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 218,60. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

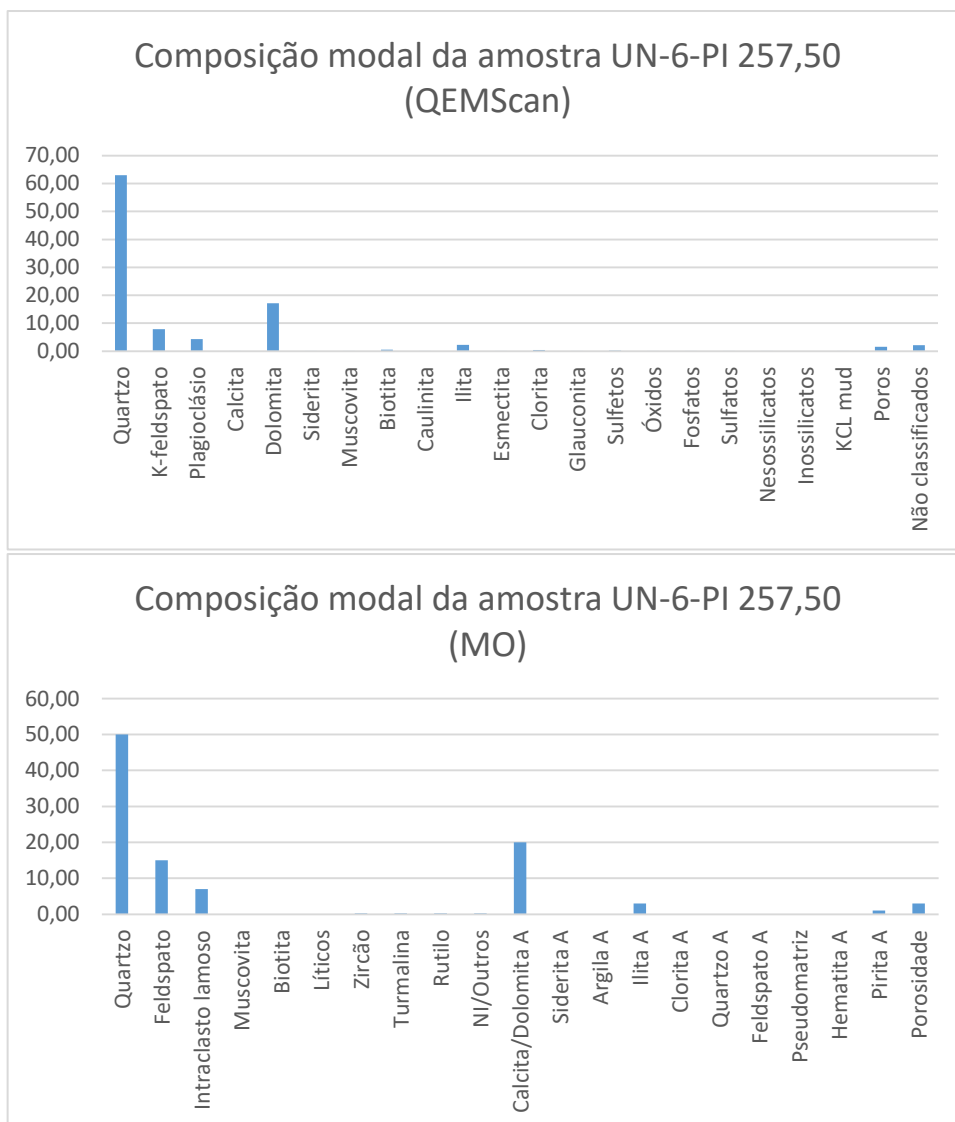


Gráfico 13: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 278,00. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

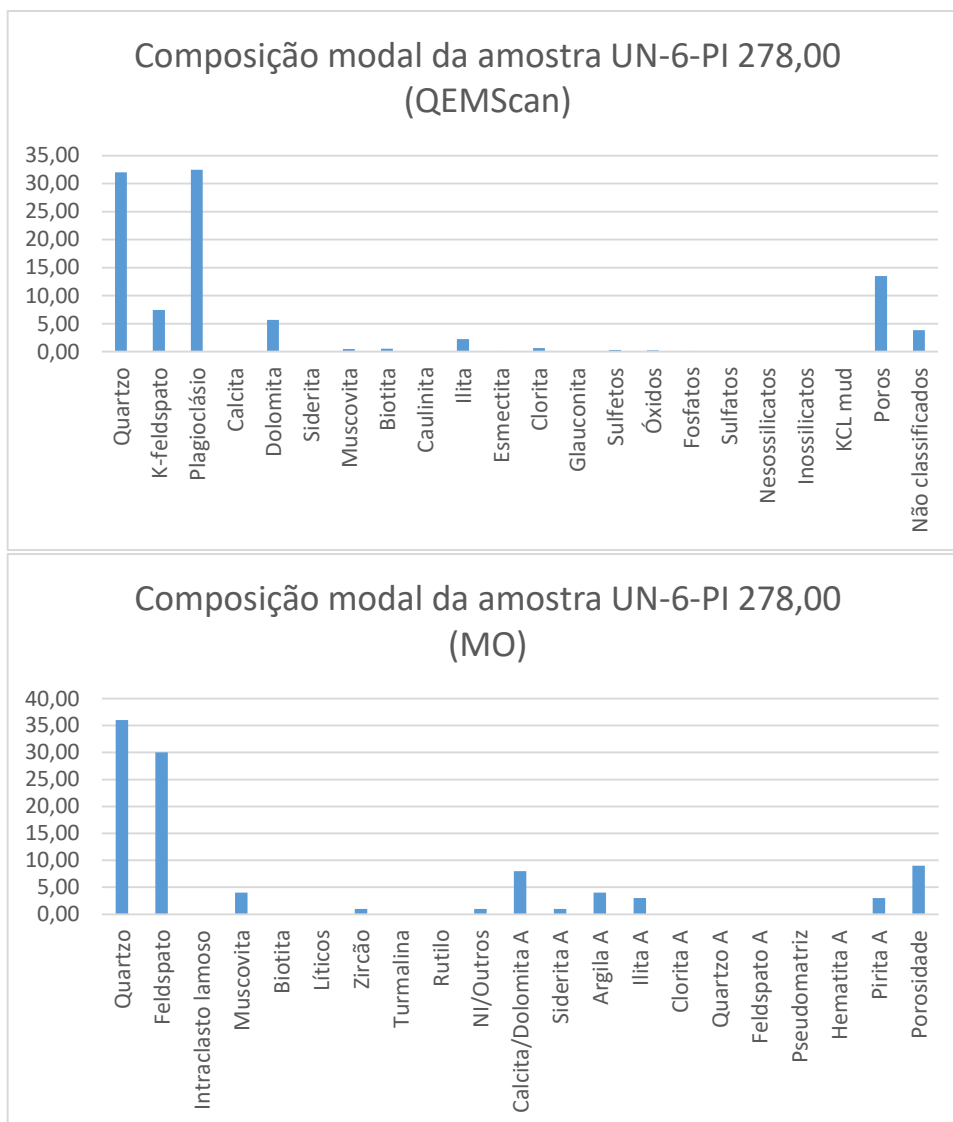


Gráfico 14: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 292,00. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

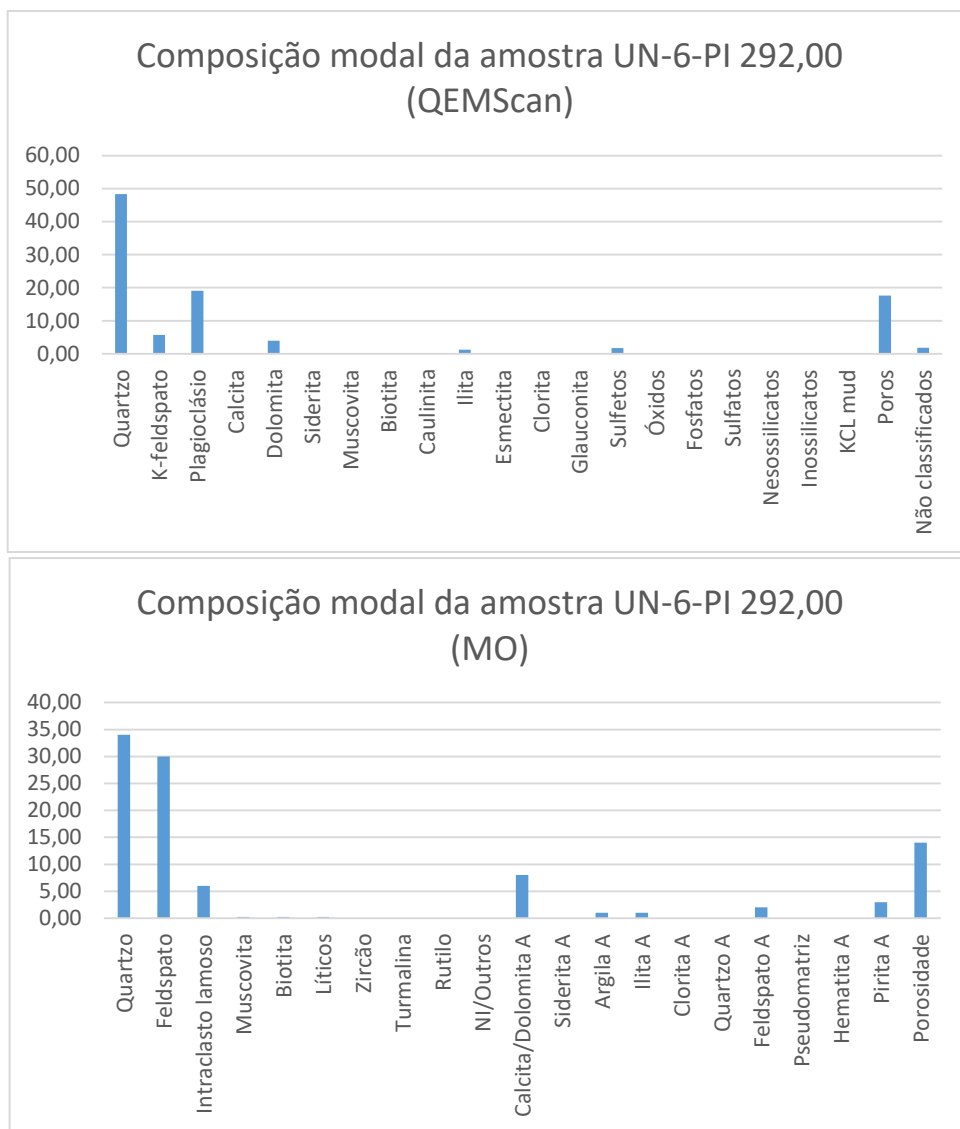


Gráfico 15: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 324,90. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

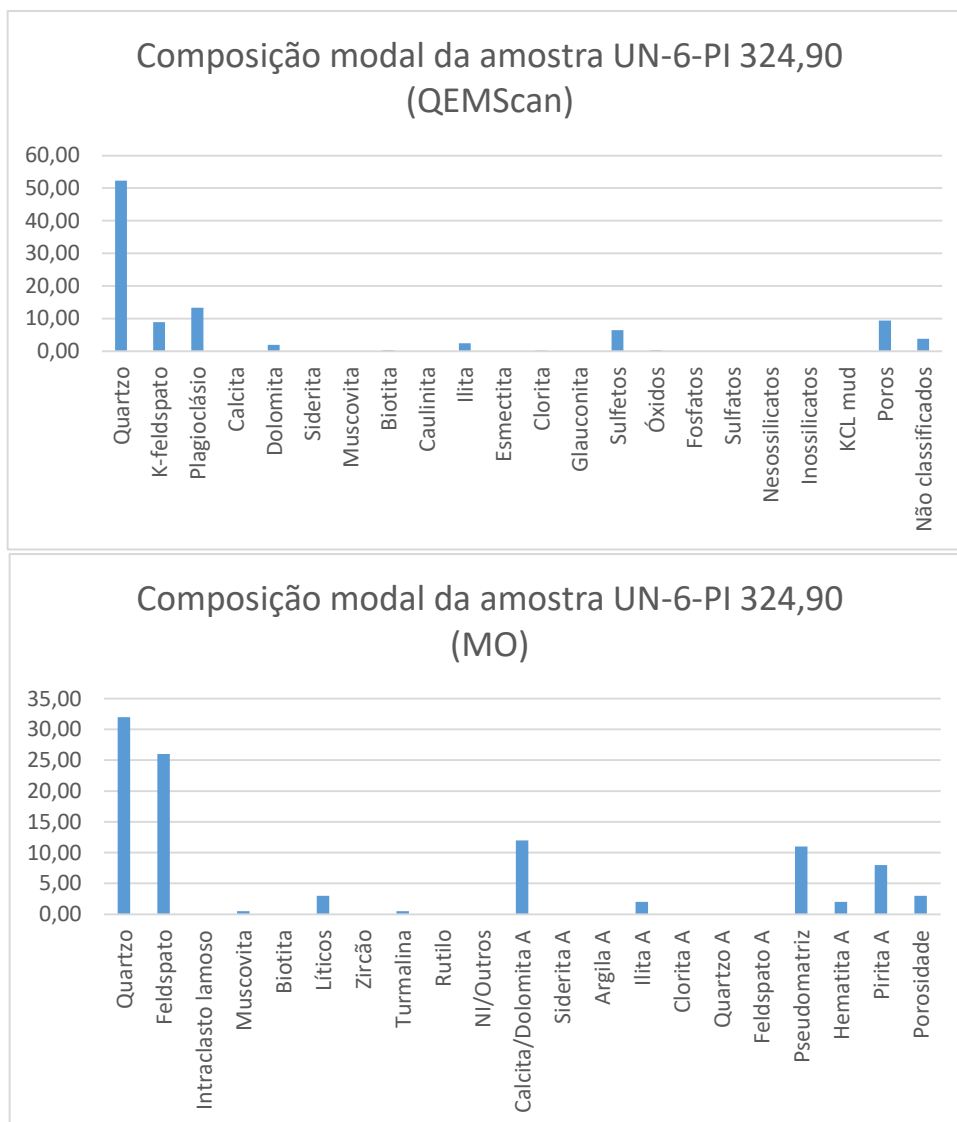


Gráfico 16: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 218,60. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

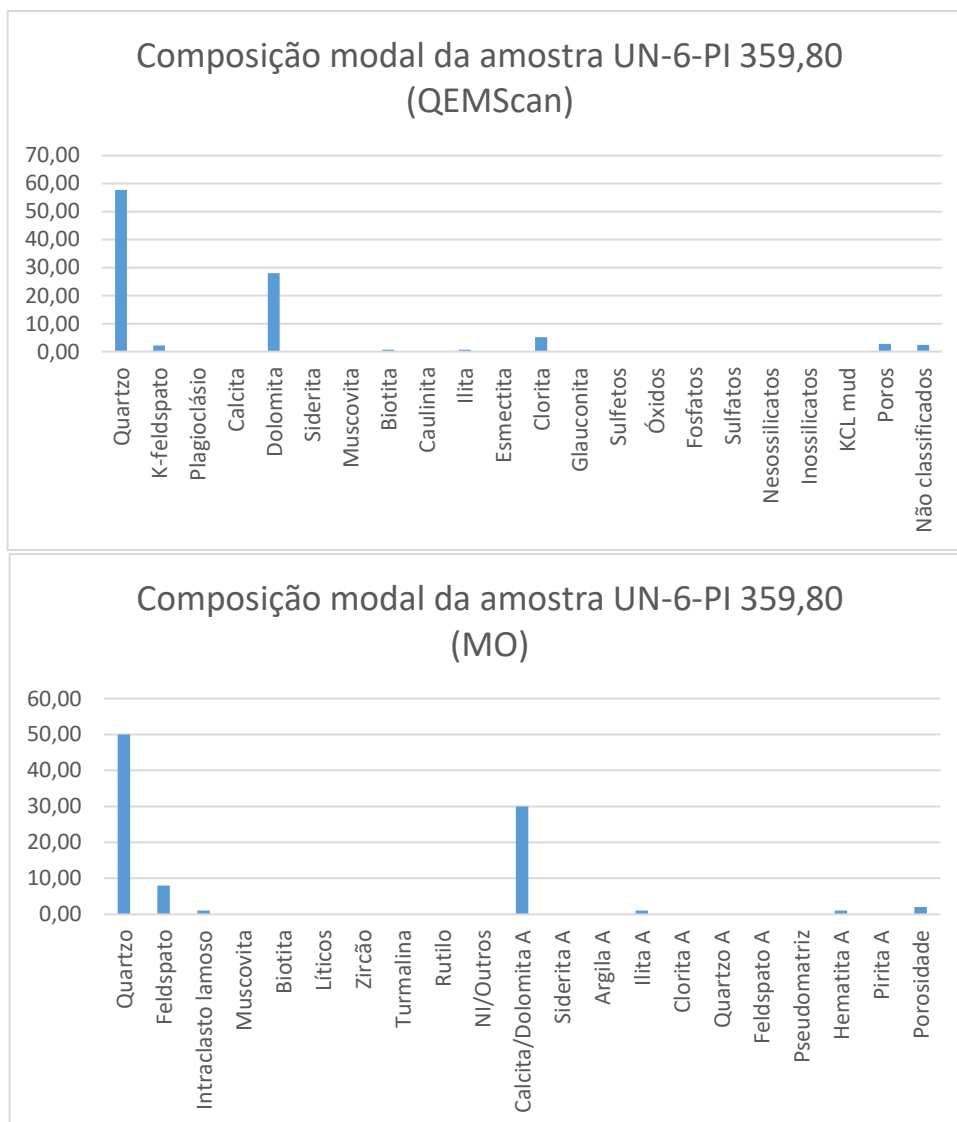


Gráfico 17: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 376,00. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

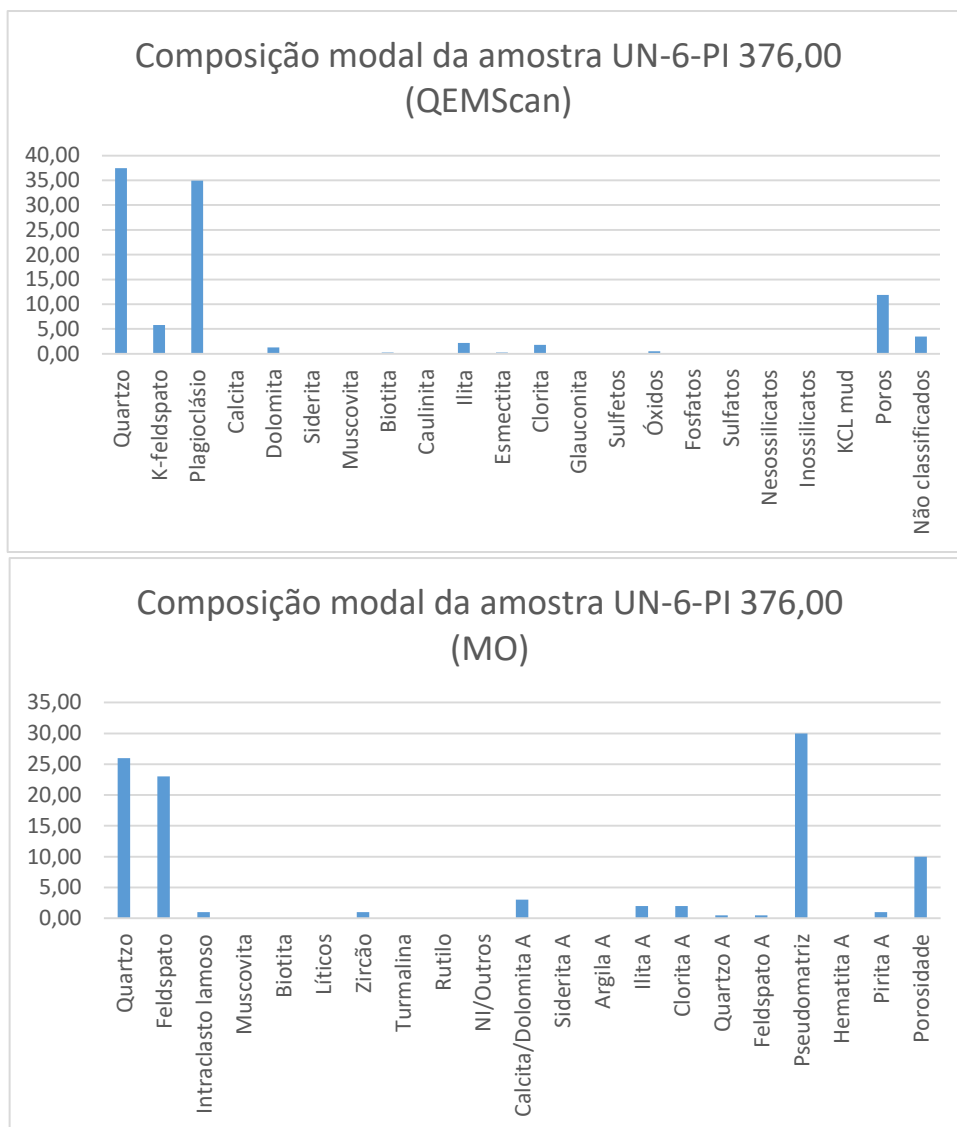


Gráfico 18: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 400,80. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

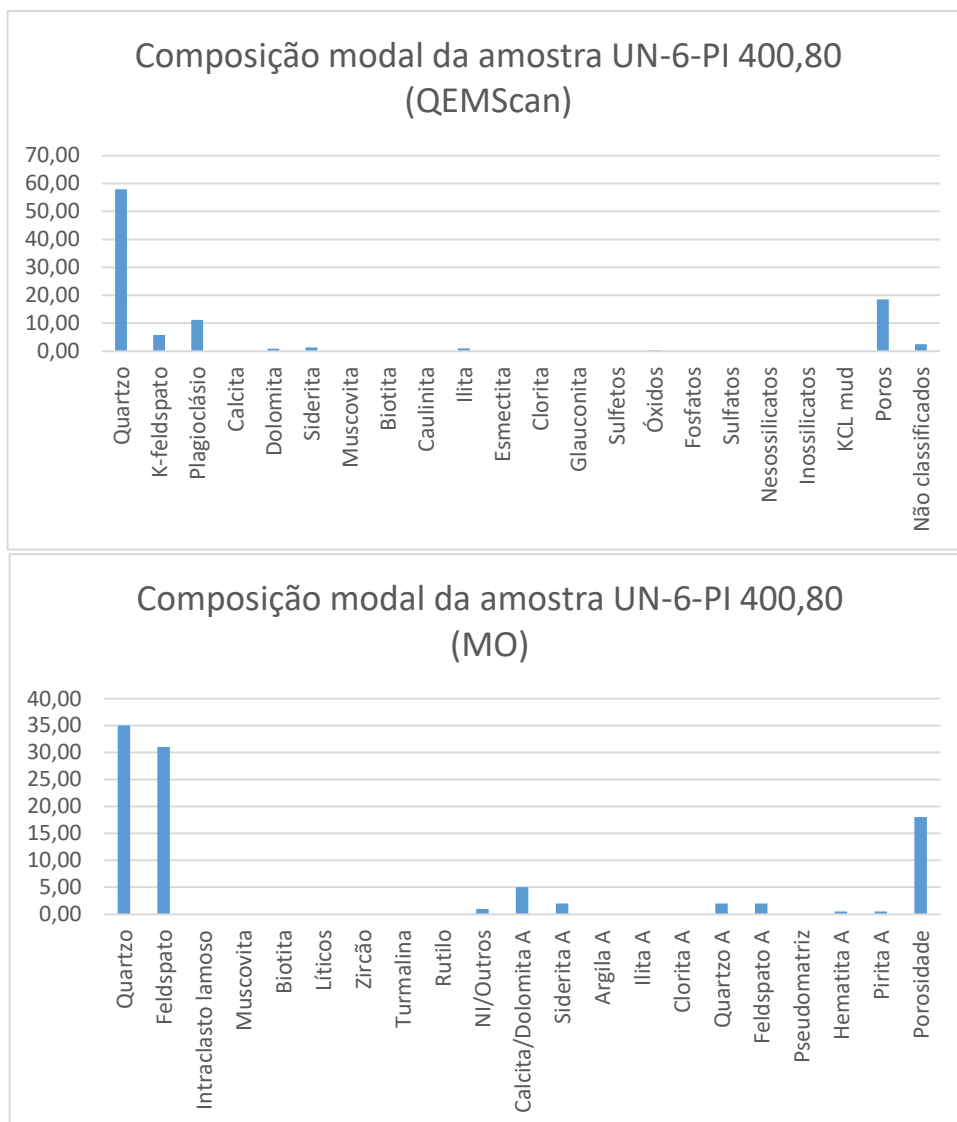


Gráfico 19: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 417,70. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

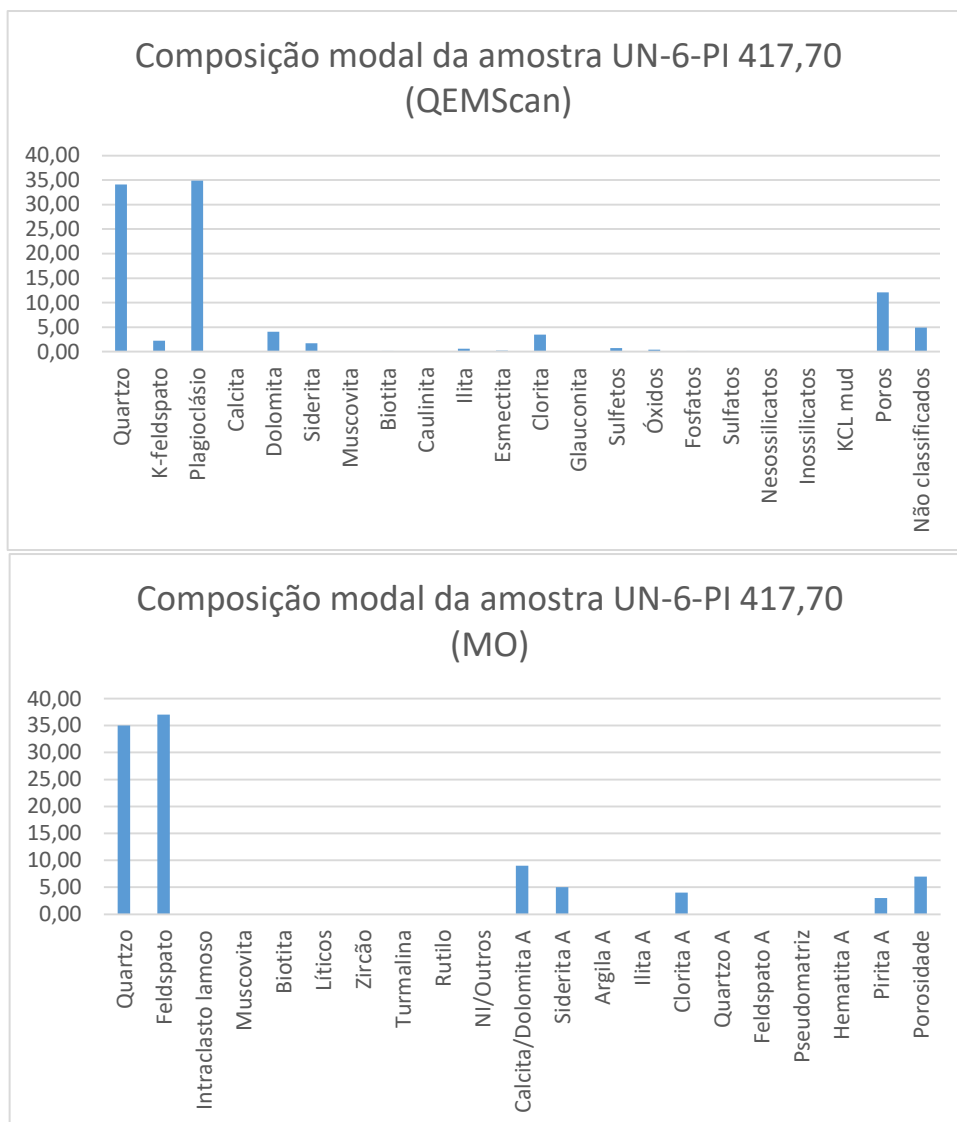


Gráfico 20: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 431,80. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

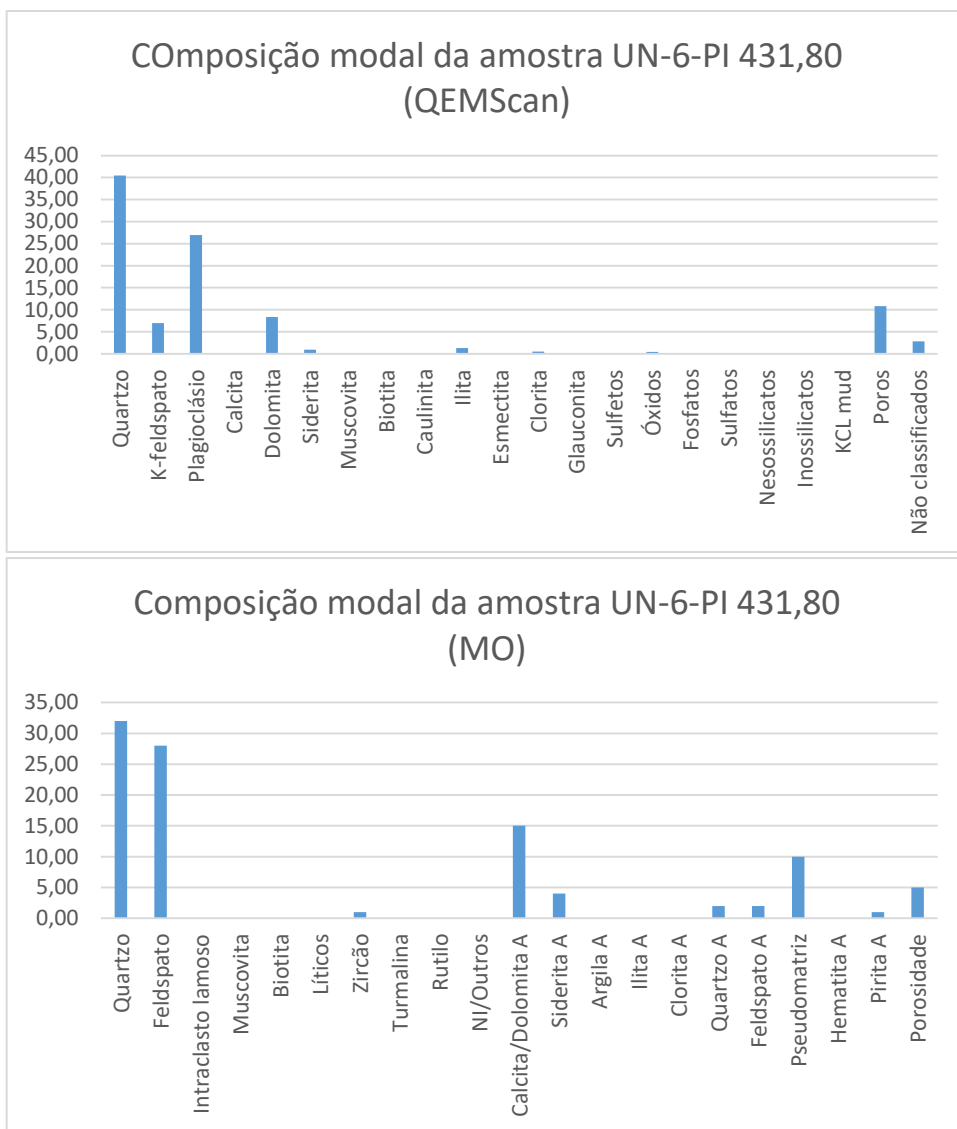


Gráfico 21: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 440,90. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).

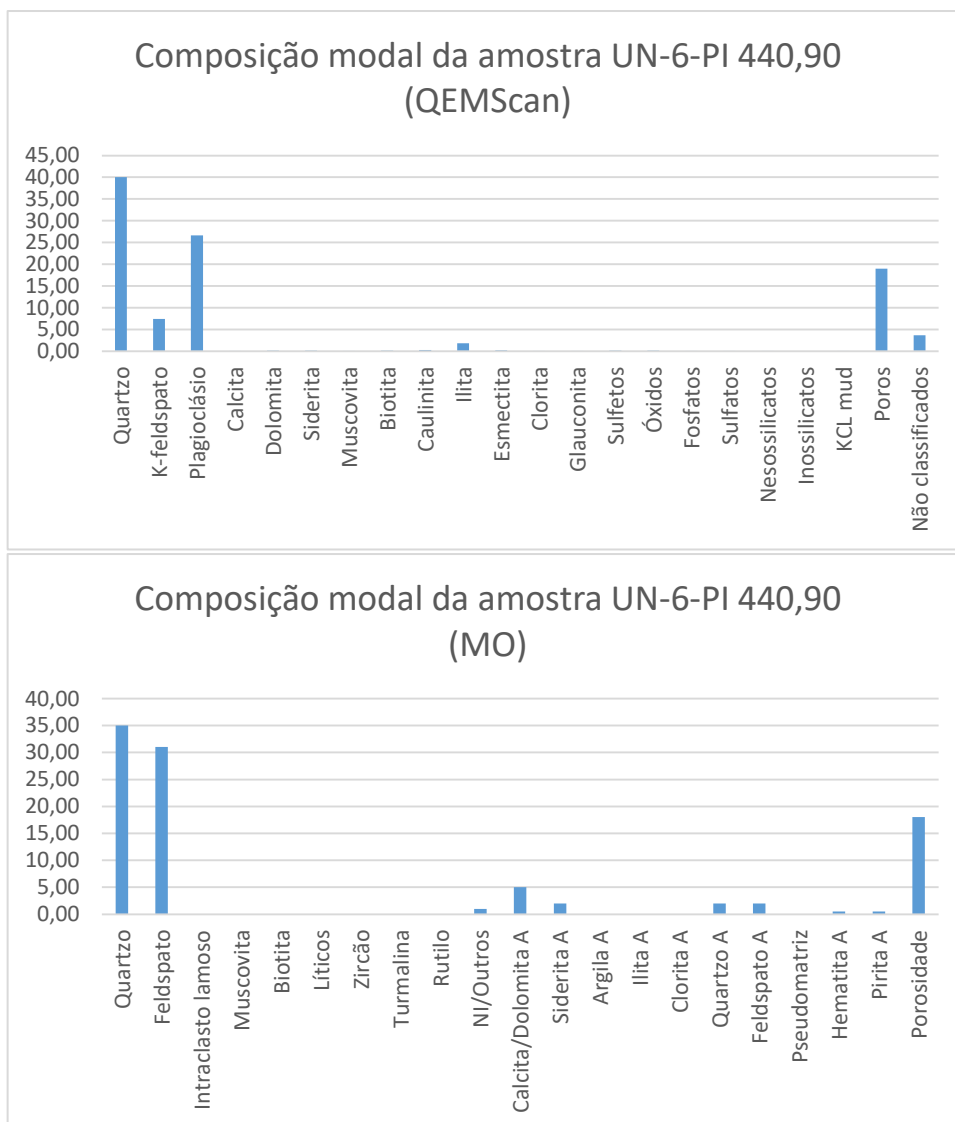
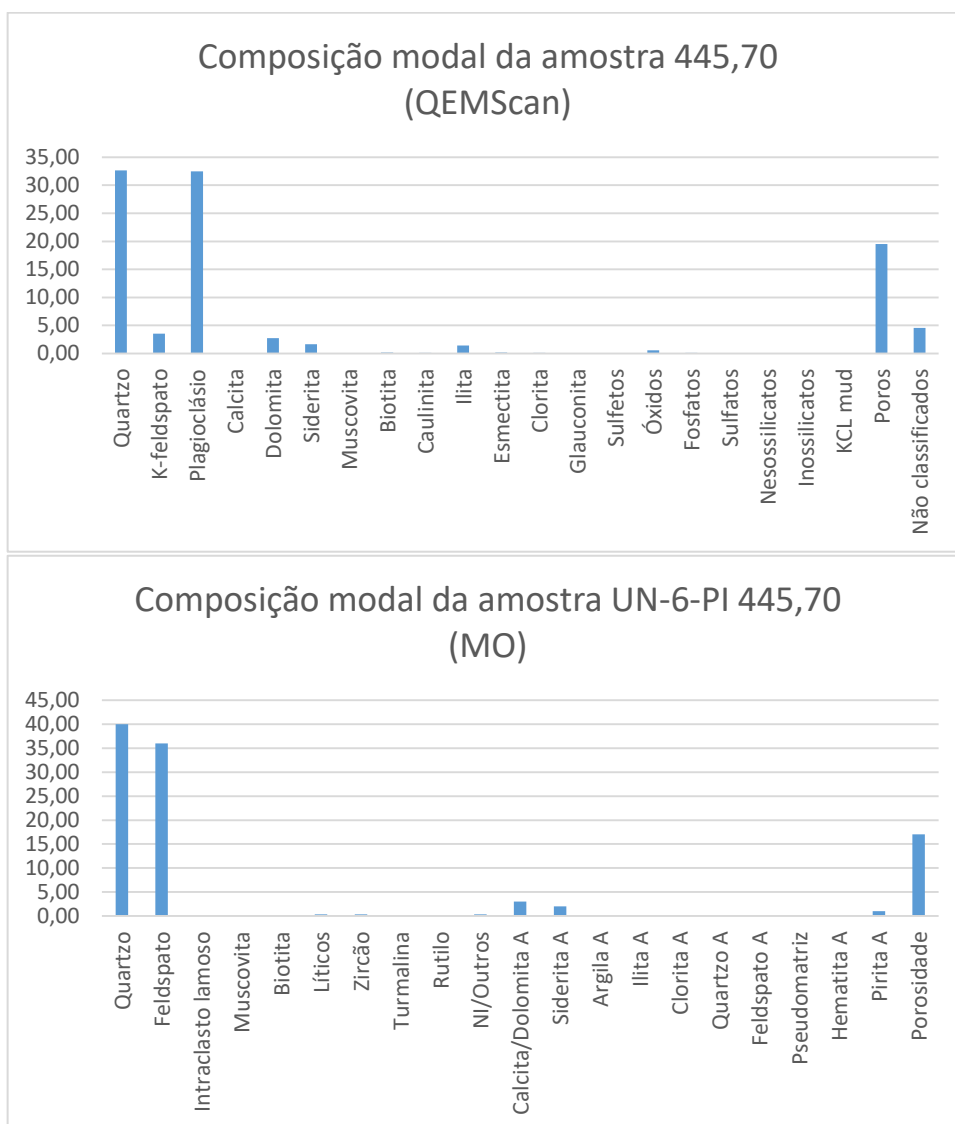


Gráfico 22: Abundâncias percentuais de minerais presentes na amostra UN-6-PI 445,70. Notar que, embora haja grande semelhança nos dados adquiridos pelo QEMScan e pelo microscópio ótico (MO), alguns componentes somente podem ser identificados e terem a relação paragenética definida por meio do segundo instrumento, como é o caso dos intraclastos lamosos ou minerais autigênicos (com A após o nome).



13. ANEXOS

Anexo 1: Tabelas de descrição petrográfica qualitativa e quantitativa

Anexo 2: Tabelas de descrição quantitativa

Anexo 3: Resultados QEMScan