

5.2 Análise de fácies

Trata-se do estudo e interpretação de texturas, estruturas sedimentares, fósseis e associações litológicas de rochas sedimentares, na escala de afloramento, seções de poços ou de um pequeno segmento de uma bacia (MIALL, 2000).

O termo associação de fácies foi definido por Potter (1959 apud MIALL, 2000) como “uma coleção de atributos sedimentares comumente associados”, incluindo “geometria geral (espessura e extensão areal), continuidade e forma das unidades geológicas, tipos de rocha, estruturas sedimentares e fauna (tipos e abundância)”.

Litofácies são agrupadas em associações (ou assembleias), pois representam eventos, que frequentemente ocorrem em um mesmo ambiente deposicional geral (MIALL, 2000).

De acordo com Miall (2000), a abordagem de realizar uma descrição detalhada do primeiro afloramento/seção, elaborar um esquema de fácies preliminar e empregá-lo para descrição de cada nova seção deve servir para que seja atribuída ao estudo apenas as fácies de interesse, e mais diferenças faciológicas relevantes podem ser, posteriormente, adicionadas ao esquema, evitando perda de tempo.

Uma das principais ferramentas do sedimentólogo, para o entendimento dos ambientes antigos, é o estudo de possíveis análogos modernos. Entretanto, os chamados modelos “atualísticos” são concebidos na atual configuração do planeta, no que diz respeito, por exemplo, ao arranjo das massas continentais, clima e nível eustático.

A partir do estudo realizado, em afloramentos da seção conhecida na literatura como Siluro-devoniana (respectivamente formações Tacaratu e Inajá), na região dos arredores dos municípios de Santa Brígida e Paulo Afonso, foram identificadas litofácies, que puderam ser agrupadas em distintas associações. Cada associação pôde ser relacionada, de maneira geral, ressaltadas suas particularidades, a um modelo de fácies, associado a determinado ambiente deposicional, conhecido da literatura.

As principais interpretações aqui apresentadas basearam-se, principalmente, na análise de perfis verticais (ver descrição de pontos) e na identificação de importantes discordâncias.

Formação Tacaratu

A Formação Tacaratu é considerada siluriana, dessa maneira, não é uma tarefa fácil realizar interpretações ambientais a seu respeito, já que no tempo de sua deposição, as

características tectônicas, climáticas e de nível eustático no planeta eram bastante diferentes, entretanto algumas considerações podem ser feitas. Tectonicamente, acredita-se que as massas continentais estavam reunidas em um supercontinente, estando à área desta unidade geológica em um contexto de sinéclise paleozoica, configuração que se crê ter possibilitado o desenvolvimento de grandes mares epicontinentais. Outro fator relevante é a quase completa ausência de vegetação, já que foi apenas nesse período geológico que as primeiras plantas terrestres surgiram.

Não existem análogos modernos para os depósitos silurianos, exceto, talvez, a costa sul da Irlanda (MIALL, 2000).

As principais litofacies observadas nessa unidade, basicamente descritas, são: 1 – Conglomerado suportado pelos grãos; 2 – Conglomerado suportado por matriz; 3 – Arenito médio a conglomerático com estratificação cruzada e por vezes com grânulos; 4 – arenito médio a grosso com estratificação espinha de peixe e feições sigmoidais; 5 – arenito médio com estratificação cruzada tabular e feições sigmoidais.

De acordo com a classificação de Miall (1996): cascalhos suportados pelos grãos e pela matriz devem indicar fluxos plásticos de detritos de alta energia; cascalhos acamadados, podem indicar formas de leito longitudinais, depósitos rediduais ou depósitos de *sieve* (em deltas); cascalhos com estratificação cruzada acanalada, indicam preenchimento de canais menores; cascalhos com estratificação cruzada planar é indicativo de formas de leito transversais ou crescimentos deltaicos por antigas barras remanescentes; areias medias a conglomeráticas com estratificações cruzadas acanaladas isoladas ou agrupadas representam crescimento de dunas (3D) de crista sinuosa e linguoides; e areias com estratificações cruzadas planares ou agrupadas representam crescimento de formas de leito transversais ou linguoides (dunas 2D) (figura 78).

De acordo com Collinson (1996), em sedimentos aluviais antigos, o tamanho de grão é a característica mais facilmente diagnosticada e pode ser expressa de duas maneiras: 1) através do tamanho dos grãos dos depósitos que compõem as formas de leito e barras do canal (de cascalho seixoso a areia fina); e 2) na razão entre carga sedimentar de fundo e carga sedimentar em suspensão (“carga de fundo”, “carga sedimentar mista”, “carga sedimentar em suspensão”, esquema de Schumm, 1972). Sendo assim, para interpretações iniciais gerais, Collinson (1996) recomenda a classificação de Orton & Reading (1993), que leva em consideração Schumm (1972), além dos conceitos de regime de fluxo e de processos de transporte e deposicionais (Figura 79).

Figura 78 – Classificação de fácies sedimentares de Miall (1996)

Fácies	Estrutura sedimentar	Interpretação
Cascalho maciço suportado pela matriz	Levemente gradado	Fluxo de detritos plástico (alta força, viscosa)
Cascalho suportado pela matriz	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico (baixa força, viscosa)
Cascalho suportado pelos clastos	Gradação inversa	Fluxo de detritos ricos clástico (alta força), ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa força)
Cascalho maciço suportado pelos clastos	—	Fluxo de detritos pseudoplástico (carga de fundo inercial, fluxo turbulento)
Cascalho levemente acamadado suportado pelos clastos	Acamamento horizontal, imbricação	Formas de leito logitudinais, depósitos residuais e de <i>sieve</i> *
Cascalho estratificado	Estratificação cruzada	Preenchimento de canais pequenos
Cascalho estratificado	Estratificação Planar	Formas de leito transversais, crescimentos deltaicos a partir de remanescentes de barras antigas
Areia, fina a muito grossa e podendo ser seixosa também	Estratificações cruzadas isoladas ou agrupadas	Dunas (3D) de crista sinuosa e linguóide
Areia, fina a muito grossa e podendo ser seixosa também	Estratificações planares isoladas ou agrupadas	Formas de leito (2D-dunas) transversais e linguóides
Areia, muito fina a grossa	Laminação cruzada <i>ripple</i>	<i>Ripples</i> (regime de fluxo inferior)
Areia, muito fina a grossa e podendo ser seixosa também	Laminação horizontal, partição ou lineação de corrente	Fluxo de leito planar (fluxo crítico)
Areia, muito fina a grossa e podendo ser seixosa também	Estratificação cruzada de baixo ângulo (<15°)	Preenchimento de escavações, dunas de escavação ou convexas, antidunas
Areia, muito fina a grossa e podendo ser seixosa também	Erosão rasa, extensa	Preenchimento de escavações
Areia fina a grossa	Levemente a fracamente laminado	Depósitos de fluxo gravitacional
Areia, silte, lama	Ripples muito pequenas a finas	Depósitos de planície de inundação, canais abandonados ou de descida da inundação
Silte, lama	Maciço	Depósitos trás-pântano ou de canal abandonado
Lama, silte	Rachaduras de dissecação a maciço	Depósitos de planície de inundação, canal abandonado ou de <i>drape</i> *
Lama, silte	Bioturbação, raízes ou maciço	Leito com raízes, solo incipiente
Carvão, lama carbonática	Plantas, filmes de lama	Depósitos de pântano vegetado
Paleossolo carbonático (Calcita, Siderita)	Características pedogênicas	Solo com precipitação química

Fonte: modificado pelo autor de Miall (2000).

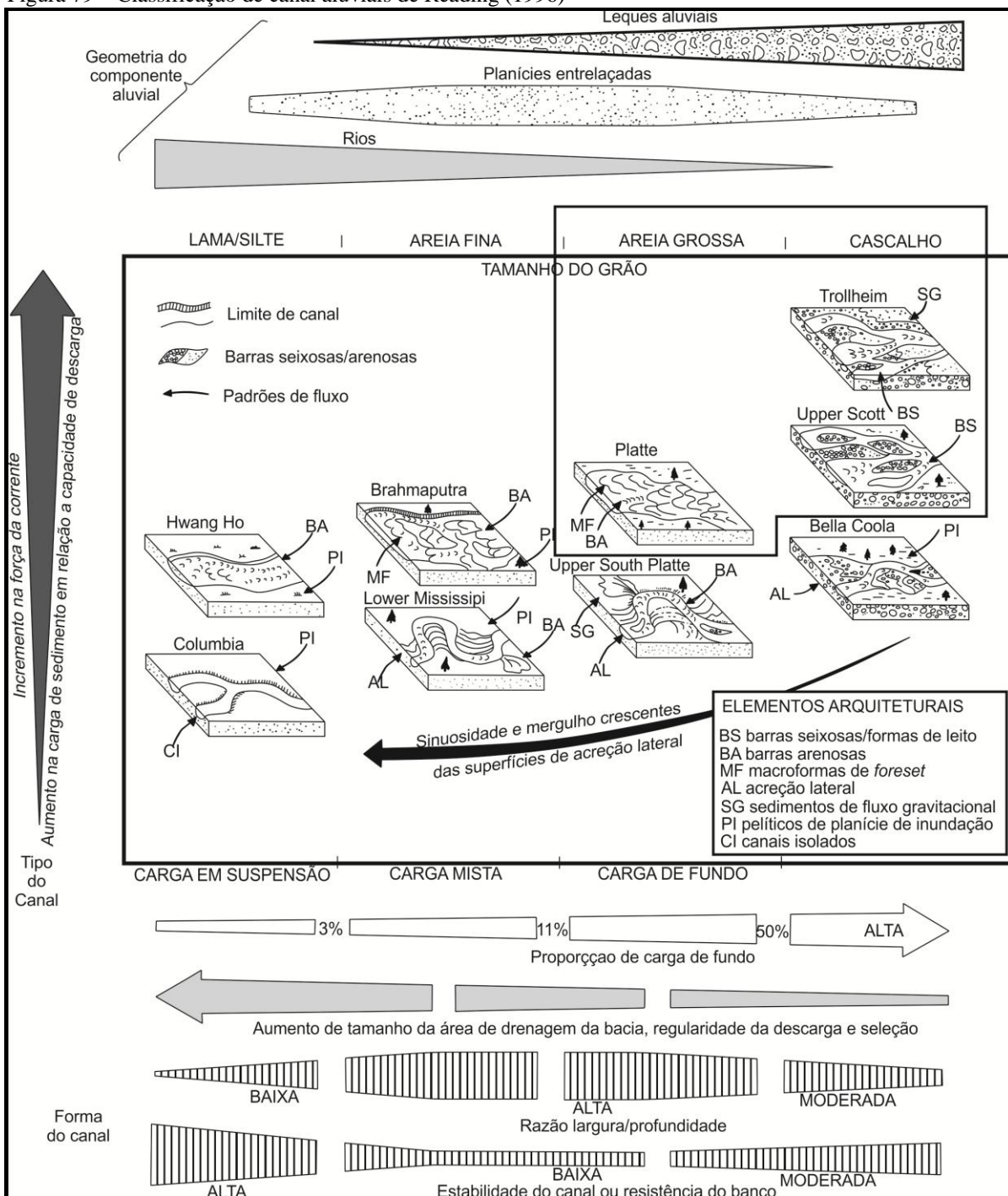
Dessa maneira, considerando as litofácies presentes na Formação Tacaratu, pôde-se definir um campo (figura 79, área destacada), na classificação de Orton & Reading (1993), que deve representar características do paleoambiente de deposição dessa unidade.

Uma análise mais detalhada, por ponto de afloramento, levou a identificação de assembleias de litofácies distintas, que devem representar diferentes subambientes na Formação Tacaratu, dentro do que parece ter sido, de maneira geral, um ambiente aluvial.

Um conjunto de afloramentos apresenta arenitos grossos a conglomeráticos (incluindo a presença de grânulos) e conglomerados, tipo grão suportado, arcabouço aberto, com seixos de 2-5 cm (localmente matacões), que se apresentam na forma de barras seixosas com estratificação cruzada tabular, acanalada e, por vezes, com gradação inversa, feições de canalização, imbricação e paralelização de seixos. As estratificações cruzadas possuem

geralmente ângulos de caimento entre 20 e 30° e sugerem paleocorrentes, que, na parte norte da área mapeada. As mesmas têm sentidos de NE a SW e na parte sul SW a NW. Uma característica relevante desses afloramentos é a constante presença de evidências de zonas de falhas nas suas proximidades.

Figura 79 – Classificação de canais aluviais de Reading (1996)



Nota: a área destacada representa o campo no qual as litofácies Tacaratu se enquadram.

Fonte: Reading (1996)

Segundo Miall (2000), muitos geólogos têm interpretado leques aluviais de maneira essencialmente geomorfológica: canais que fluem transversalmente em uma bacia sedimentar com distributários divergindo radialmente. Porém, esta configuração pode representar diferentes fácies, de ambientes com características bastante distintas.

Miall (2000) comenta a favor dos trabalhos de McPherson & Blair (1993) e Blair & McPherson (1994), que aceitam muito das considerações geomorfológicas, porém acreditam leques aluviais propriamente ditos devem ser diagnosticados com base nas suas características faciológicas distintivas de canais encaixados, com inclinação de 1.5 a 25° (*slope*: 0,026-0,466, excluindo sistemas com inclinações menores que 1.5°), grossamente granulados, de fluxos gravitacionais e relacionados a soerguimento tectônico da área fonte. Esses autores comentam, inclusive, que não é necessário constatar-se uma natureza distributária no sistema fluvial para reconhecê-lo como um ambiente antigo de leque aluvial. Os mesmos também recomendam o uso do termo fanglomerado (*fanglomerate deposits*) para designar essas rochas

Entretanto, para Collinson (1996), a definição de Blair & McPherson (1994) é, em parte, desnecessariamente restritiva, já que pode haver quebras naturais na distribuição de parâmetros como raio e gradiente dos leques. Os autores consideram que leques aluviais devem ser reconhecidos de acordo com o processo dominante de sua formação, como leques de fluxo gravitacional ou leques fluviais, se depositados, respectivamente, por fluxo de detritos ou fluxo de corrente contínua.

estratificações gradacionais, então os processos deposicionais devem ter sido oscilante (pulsantes). Ainda em concordância com este autor, conglomerados fluviais comuns são do tipo ortoconglomerado (sustentado pelos grãos) e se caracterizam por um arcabouço aberto.

Segundo Fisher (1971 apud Suguio 2003), camadas com gradação inversa podem representar depósitos de fluxo gravitacional de alta densidade, como depósitos de fluxo de detritos (*debris flow deposits*) ou depósitos de fluxo granular (*grain flow deposits*).

Para Collinson (1996), existem dois tipos principais de leques aluviais, os de fluxo gravitacional e os fluviais. Os primeiros seriam, geralmente, pequenos a médios em área, associados regiões tectonicamente ativas e mais facilmente encontrados em zonas áridas, mas também poderiam ocorrer em climas mais úmidos, onde chuvas fortes são frequentes e exista abundância de material fino na área fonte. Já os fluviais seriam maiores em área (>100Km²) e caracterizados pela migração de um curso de água permanente ou intermitente, mas também existiriam casos de leque menores e íngremes, gerados por esse processo, onde sedimento muito grosso está disponível. De maneira geral a deposição desse último tipo resultaria da interação entre migração e escavação do canal e crescimento de barras planares.

Entretanto, Collinson (1996) claramente relaciona o primeiro tipo a regiões de clima árido com disponibilidade de material fino e o segundo tipo com leques que se estendem por áreas muito grandes, mas, como vimos, admite exceções.

As litofácies da Formação Tacaratu, aqui interpretadas como de leque aluvial, parecem ser um tipo intermediário entre os leques de fluxo gravitacional e fluvial de Collinson (1996), pois aparentam ter sido geradas em uma região com evidências de clima úmido, por intensificações episódicas na competência das correntes, representam leques pequenos a médios em área, têm ausência de material fino e também apresentam evidências da interação entre migração e escavação de canais e crescimento de barras planares.

Todavia, esses depósitos, no presente trabalho, serão intitulados leques fluviais, devido a evidências imperativas de um ambiente desse tipo na região de estudo.

A dificuldade para encontrar uma classificação exata para os possíveis leques aluviais da Formação Tacaratu deve ser reflexo das já citadas configurações totalmente distintas do planeta no Período Siluriano, de um supercontinente, onde a magnitude dos processos sedimentares era outra, no que diz respeito, por exemplo, ao clima, influenciando na competência das correntes hidrodinâmicas e consequentemente nos padrões de seleção granulométrica.

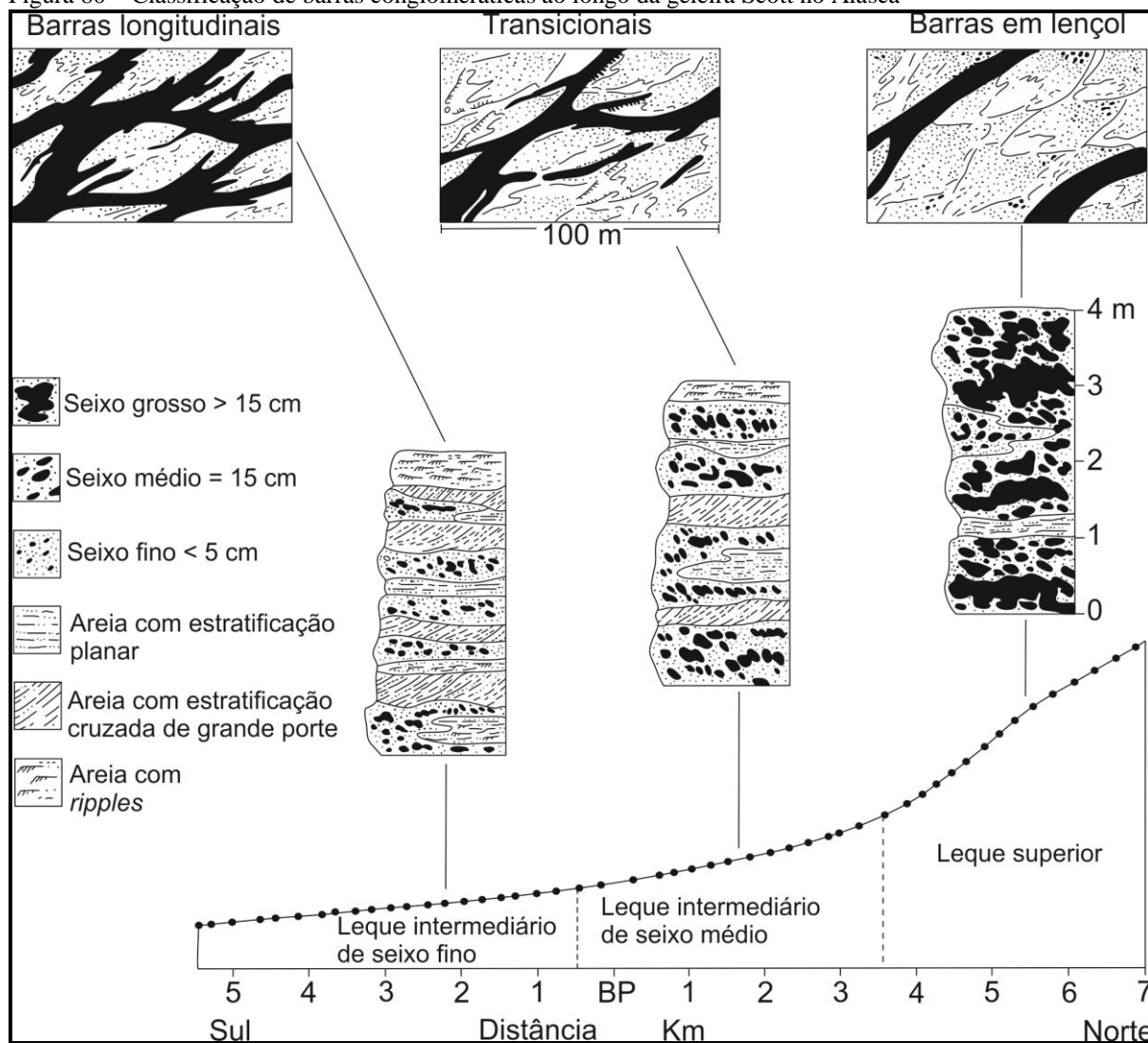
A figura 80 que exemplifica perfis verticais descritos ao longo de frente da geleira Scott no Alasca de Boothroyd (1972 apud COLLINSON 1996), o perfil que representa a seção de transição assemelha-se bastante aos perfis tidos com leque aluvial da Formação Tacaratu do presente trabalho.

É interessante lembrar que existem evidências de glaciação na Formação Ipu da Bacia do Parnaíba, considerada cronocorrelata da Formação Tacaratu.

Outro conjunto de afloramentos da Formação Tacaratu, representa uma associação de litofácies relacionada a ambiente de canais fluviais. Caracteriza-se por arenitos grossos, geralmente com grânulos e seixos, e conglomerados, que possuem estratificações cruzadas tabulares bem desenvolvidas. As estratificações possuem geralmente ângulos entre 15 e 25° e as paleocorrentes possuem sentidos variados.

De acordo com Collinson (1996), *rios de carga de leito grosseiramente granulada*, ou seja, que transportam cascalho e areia possuem carga de leito não coesiva, sendo assim, tanto seus leitos quanto bancos são facilmente erodidos e a migram bastante, e essas características são o que lhes confere, geralmente, baixa sinuosidade e entrelaçamento moderado a alto.

Figura 80 – Classificação de barras conglomeráticas ao longo da geleira Scott no Alasca



Nota: mudanças no gradiente, tipo de barra e estrutura interna ao longo do leque de derretimento fluvial entrelaçado frontal a geleira Scott.

Fonte: Boothroyd (1972 apud COLLINSON 1996).

Segundo o Collinson (1996), esses rios, em geral, também se caracterizam por descargas irregulares e o material mais grosso seria depositado durante as descargas mais intensas (cheias). O autor comenta ainda que os mesmos são comuns em configurações periglaciais, onde padrões previsíveis de descargas sazonais facilitam o estudo e que a ausência de vegetação prolífica contribui para erosão dos bancos, citando os exemplos das Planícies Sandur e de áreas subárticas e montanhosas da América do Norte.

De maneira geral, os depósitos encontrados da Formação Tacaratu, interpretados como canais fluviais, assemelham-se aos rios com carga de leito grosseiramente granulada de Collinson (1996), apenas no que diz respeito ao material transportado (areia e cascalho), e, aparentemente, a sinuosidade baixa, entrelaçamento moderado a alto e a descargas irregulares.

Entretanto, não há nenhuma evidência de glaciação na Formação Tacaratu, apenas em possíveis áreas fonte.

É importante lembrar que, nessa classificação, Collinson (1996) está considerando ambientes modernos. Ele faz considerações muito interessantes sobre os processos sedimentares que levam a dissecação dos seus leitos, resultando na sua morfologia entrelaçada e de baixa sinuosidade, os quais se caracterizam, basicamente, por repetida, erosão e deposição dos depósitos e intensa migração das formas de leito e do próprio leito, condicionadas às variações nos padrões de descarga. Muitos desses processos são coerentes com os depósitos da Formação Tacaratu.

Os depósitos de litofácies de canais fluviais da Formação Tacaratu também se enquadram, parcialmente, nas características dos *rios de carga de leito arenosa* de Collinson (1996). Este autor considera que nesses rios a areia predomina, porém cascalho e material fino em suspensão podem estar presentes. Entretanto este último dificilmente resiste nos depósitos devido às altas taxas de erosão e migração desses canais e suas formas de leito, altas taxas que, como nos *rios de carga de leito grosseiramente granulada*, resultaria no padrão de baixa sinuosidade e entrelaçamento moderado a alto.

De acordo com Smith & Smith (1984, apud COLLINSON, 1996), A disponibilidade de abundante material arenoso é o maior controle nos padrões entrelaçados. O que resulta da dissecação tanto de grandes formas de dunas repetitivas quanto de barras compostas maiores (COLLINSON, 1996).

Collinson (1996) também cita rios associados a regiões periglaciais, como os principais exemplos de *rios de carga de leito arenosa*, praticamente pelas mesmas características dos *rios de carga de leito grosseiramente granulada*.

Sendo assim, por características como abundância de material arenoso com presença de cascalho, não preservação de material fino, desenvolvimento de barras e dunas e, aparentemente, descargas irregulares, sinuosidade baixa e entrelaçamento moderado a alto, os depósitos da Formação Tacaratu podem ser comparados aos *rios de carga de leito arenosa* de Collinson (1996).

Portanto, os depósitos da Formação Tacaratu estudados no presente trabalho parecem ter muita semelhança com os dois tipos de rio acima comentados, porém, como já considerado, é preciso levar em conta a diferença nas configurações do planeta no seu tempo de deposição para que se justifique as diferenças e seja possível chegar a um modelo mais exato.

Por fim, um conjunto de afloramentos da formação em questão caracteriza-se por arenitos médios a grossos e conglomerado sustentados por matriz (paraconglomerados com seixos de 1 a 2 cm), que se apresentam na forma de barras com estratificações cruzadas, que registram paleocorrentes em sentidos opostos, inclusive com ocorrência de estratificação “espinha de peixe” em alguns pontos. As estratificações possuem geralmente ângulos de caimento de 10 a 20° e paleocorrentes bimodais (NE e SW), porém na porção nordeste da área mapeada, próximo ao Morro do Umbuzeiro, registra-se uma alternância bimodal diferente (NW e SE).

De acordo com Miall (2000), apesar de não serem definitivamente diagnósticas de ambiente, as estratificações cruzadas espinha de peixe indicam, geralmente, a atuação de correntes reversíveis em ambientes com influência de maré.

A presença de estratificações cruzadas espinha de peixe combinada ao valor dos ângulos de inclinação registrados nos planos de estratificações, somado as considerações anteriormente feitas, levou a interpretação de que a parte desse ambiente aluvial, representada por esses afloramentos, pode corresponder a um delta entrelaçado influenciado por maré.

Portanto, no presente trabalho os depósitos dessa formação serão considerados um sistema que abrange desde leques aluviais proximais, passando por leques mais distais e canais fluviais entrelaçados, até canais fluviais entrelaçados influenciados por maré.

Formação Inajá

Estes depósitos foram diferenciados principalmente por sua coloração avermelhada, granulometria média, por geometrias sigmoidais, feições de deformação, de escape de fluidos e estruturas em pilar.

A Formação Inajá, como já foi dito, é datada por palinologia e macrofósseis como devoniana, o que é corroborado pela presença e macrofósseis marinhos dessa idade. Realizar interpretações paleoambientais sobre a mesma é uma questão bastante complexa, entretanto não tão complexa quanto sobre a Formação Tacaratu, pois está datada por microfósseis possibilitando uma serie de correlações a nível regional e mundial.

Sabe-se que durante o devoniano, como já foi comentado em capítulos anteriores, existe evidência de que a área da bacia de Tucano Norte, provavelmente, sofria influência de grande transgressão, global, decorrente de deglaciação a nível mundial, e regional, atribuída a Orogênese Caledoniana.

De acordo com Miall (2000), fatores alocíclicos como mudanças climáticas e tectônicas no continente, grandes desvios a montante e mudanças no nível eustático podem provocar mudanças que envolvem um sistema deltaico inteiro.

Segundo Miall (2000), estruturas de escape de fluidos e estruturas de disco e pilar são achadas em depósitos de vários ambientes, embora sejam particularmente abundantes em sedimentos de fluxos gravitacionais fluidizados.

As principais razões para o sedimento ser induzindo a deformação são: a taxa de sedimentação muito elevada na frente deltaica (p. ex.: mais de 2,5m ao ano no Delta do Rio Mississippi) não permitindo que os fluidos presentes nos poros escapem durante o soterramento, então os sedimentos ficam “mal compactados” e as pressões de fluidos altas, levando a uma baixa resistência do sedimento ao cisalhamento.

Segundo Coleman, Prior & Lindsay (1983), Lindsay, Prior & Coleman (1984) apud Reading & Collinson (1996), os processos deformacionais podem afetar tanto a frente deltaica quanto o prodelta.

Sendo assim, de acordo com a fácies sedimentar observada nos depósitos da Formação Inajá e com as informações contidas na literatura, considera-se que processos de fluxos gravitacionais fluidizados em ambiente de frente deltaica e contexto de abundante aporte sedimentar com nível relativo do mar elevado no Devoniano, é uma interpretação plausível para o depósitos da formação em questão.

De acordo com Galloway (1975 apud READING & COLLINSON, 1996), deltas podem ser classificados como dominados por maré, rio ou onda (Figura 80).

McPherson et al. (1987 apud MIALL 2000) reconheceram que os sedimentos mais grossos dão origem a deltas de leque aluvial e os mais finos dão origem a variados tipos de deltas entrelaçados, como influenciados por maré e deltas comuns.

Postma (1990 apud MIALL 2000) ressaltou que a natureza do sistema alimentador fluvial e a profundidade da água na bacia são reflexo da configuração do delta, no que diz respeito a este se localizar em uma ampla plataforma continental, na margem da plataforma ou no talude.

Orton & Reading (1993 apud MIALL 2000) levaram em consideração a inclinação da planície deltaica controlando o tamanho de grão e a magnitude da onda, fato este que determina a tendência da energia de onda de ser dissipada ou refletida na linha de costa e observaram os efeitos dessas variáveis no depósito sedimentar resultante.

De acordo com Bhattacharya & Walker (1992 apud MIALL 2000), durante períodos de mar alto a sedimentação deltaica tipicamente fica confinada a águas rasas na plataforma.

Esta configuração tende a ser caracterizada por rápidas, progradação e migração dos lobos em um ambiente dominado fluvialmente. Ainda segundo esses autores, a sedimentação deltaica tende a ser suprimida durante altas do nível do mar, entretanto, onde deposição costeira ocorre, esta é tipicamente influenciada por onda ou maré. Os autores ainda exemplificam que corpos arenosos com evidências de maré, perpendiculares à costa ocorrem em depósitos antigos e são denominados deltas dominados por maré.

Possibilidades sobre um contexto de plataforma rasa influência de grandes mares epicontinentais para os depósitos da, aqui considerada, Formação Inajá, podem ser inferidas indiretamente, através de correlação com unidades consideradas cronocorrelatas, como a Formação Cabeças, da Bacia do Parnaíba, e Ponta Grossa, da Bacia do Paraná.

De acordo com a consideração acima realizada, com a classificação de Orton e Reading (1993 apud READING & COLLINSON, 1996) baseada em Galloway (1975), e com a fácies observada nos depósitos aqui considerados Formação Inajá, na tentativa de aproximar o paleoambiente representado pelos mesmos a exemplos de ambientes deltaicos modernos, estes ocupariam uma posição intermediária aos deltas Ganges/Brahmaputra, Niger e Mckenzie (figura 81).

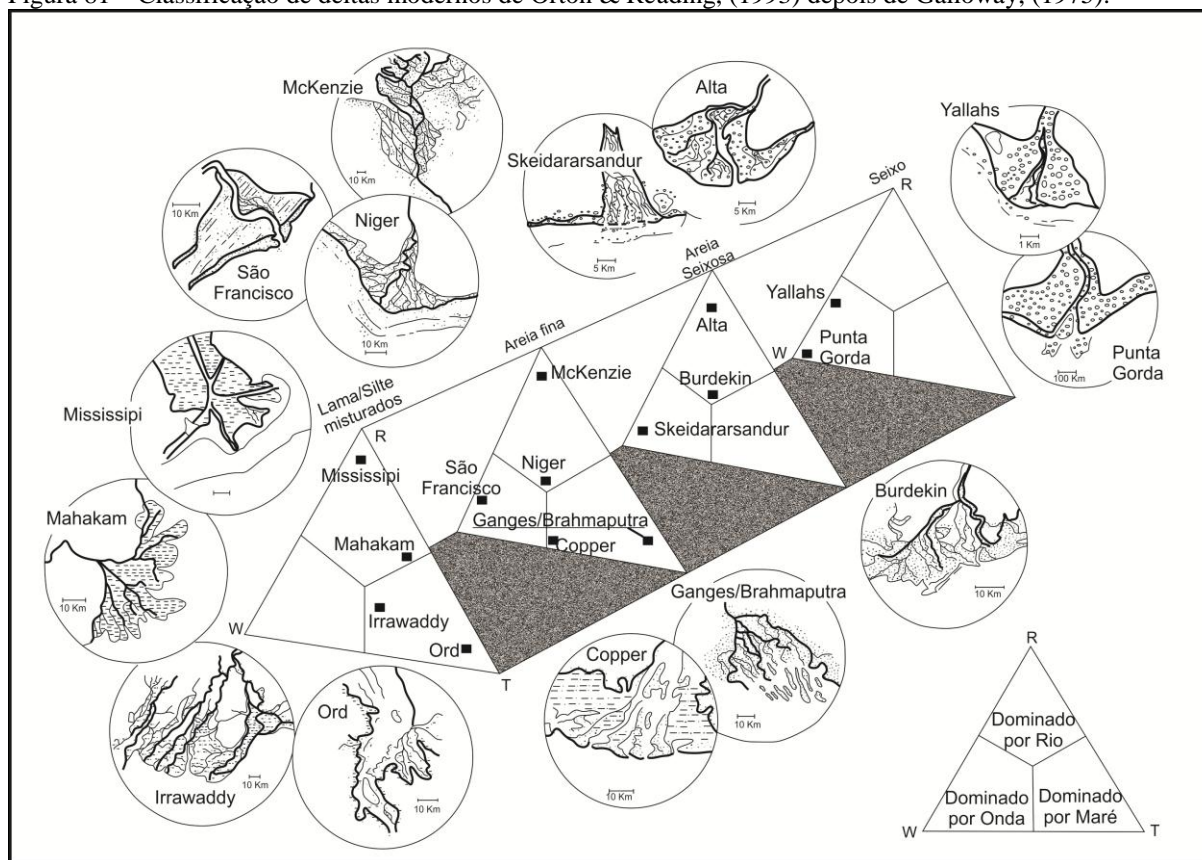
Em se tratando de ambientes antigos, levando em consideração as correlações de nível regional, infere-se aqui um possível ambiente deltaico em ampla plataforma rasa dominado por maré para os depósitos em questão, mais precisamente de frente deltaica. Entretanto esse tipo de delta é raro no registro geológico pretérito.

No entanto, na busca de encontrar um caso pretérito mais próximo, existe o exemplo, da Formação Misoa (miocenica) da Bacia de Maracaibo, Venezuela (MAGUEREGUI & TYLER, 1991b apud READING & COLLINSON, 1996).

De acordo com Maguerogui & Tyler (1991b apud READING & COLLINSON 1996), nesses depósitos de planície deltaica influenciada por maré, na altura da frente deltaica, há evidência do desenvolvimento de canais estuarinos distributários separados da planície deltaica distal por uma levemente mais alta planície deltaica dominada por maré. Eram canais que passavam diretamente a partir do continente como distributários relativamente estáveis. São arenitos de canais distributários estuarinos que ocorriam como corpos alongados estendendo-se até na direção do mar por 3-5km, com uma largura de 300-600m. Ocorriam como complexos de mais de 1800m de largura que eram estáveis por períodos relativamente longos passando em direção ao mar a barras de desembocadura distributária influenciadas por maré. Fazem parte da composição dos mesmos, empilhamentos de arenitos com base em

contato brusco ou erosivo de 1-3.3 m de espessura, mostrando fraca gradação no tamanho de grão.

Figura 81 – Classificação de deltas modernos de Orton & Reading, (1993) depois de Galloway, (1975).



Nota: os depósitos da Fm. Inajá em relação a ambientes modernos aproximam-se mais de um ponto entre os deltas do Niger, Ganges/Brahmaputra e McKenzie.

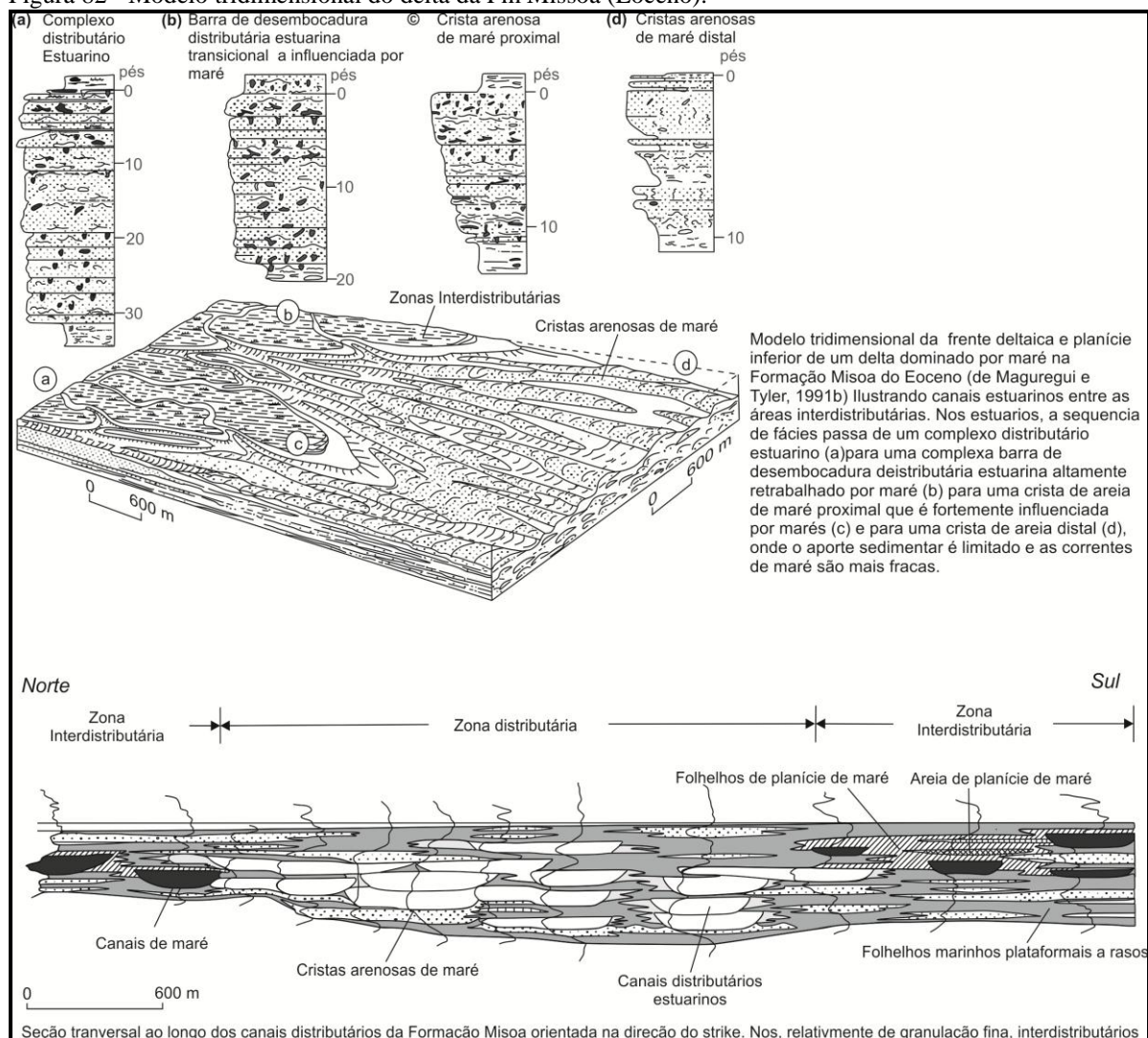
Fonte: Orton & Reading, 1993.

Sendo assim, está representado na figura 81 de Maguerregui & Tyler (1991b) uma possível aproximação da realidade nos depósitos da Formação Inajá na Bacia de Tucano Norte. Porém deve-se levar em conta a grande diferença das configurações globais no Devoniano em relação ao Mioceno.

Entretanto, as tentativas de aproximação dos depósitos em questão no presente item, não passam disso, tentativas de aproximação. Acredita-se, que possam guardar alguma semelhança morfológica, de geometrias gerais e funcionamento dos processos, porém características como gradiente, amplitude e área de atuação dos mesmos devia ser muito maior no contexto do megacontinental do Devoniano, daí as diferença de fácies. Outra diferença fundamental é a diferença entre os organismos presentes no Devoniano e no tempo dos exemplos.

Dessa forma, a interpretação no presente trabalho é que esses depósitos devem representar a parte da frente deltaica de uma planície deltaica, no contexto de uma plataforma rasa influenciada por maré, com grande aporte sedimentar e nível relativo do mar alto.

Figura 82 - Modelo tridimensional do delta da Fm Missoa (Eoceno).



Nota: abrange frente deltaica e planície inferior de delta dominado por maré. A área (a) de barra de desembocadura de complexo distributário estuarino influenciada por maré, é uma possível aproximação para os depósitos da Fm Inajá, no que diz respeito por exemplo ao padrão, em parte, agradacional e posição no sistema deltaico

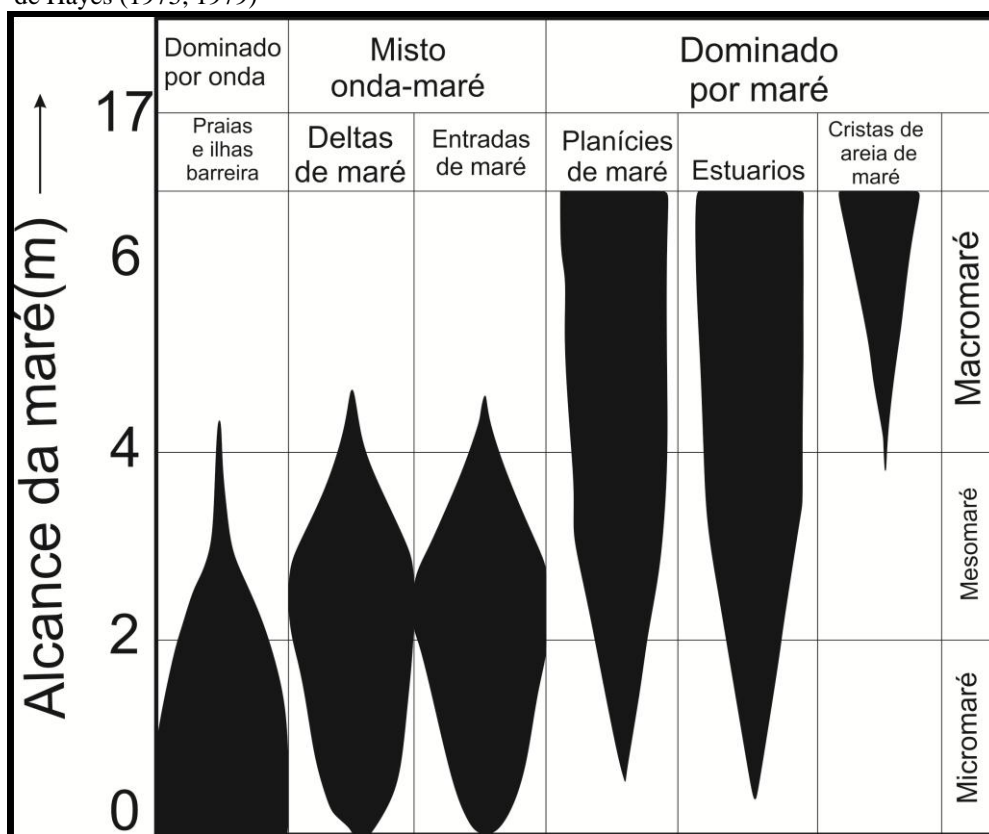
Fonte: Reading & Collinson (1996 apud MAGUREGUI & TYLER 1991b).

Apesar das dificuldades de aproximação com ambientes modernos, a figura 65, que leva em consideração as relações entre os tipos de linha de costa, geomorfologia costeira, processo dominante de dispersão sedimentar alcance da maré, apresenta informações interessantes. De acordo com a interpretação de um ambiente dominado por maré e de planície de maré, como foi interpretado, pode-se inferir uma alta amplitude dos processos e vazante e enchente na mesma (Figura 83).

Formação Sergi

Esta formação foi reconhecida principalmente por sua coloração avermelhada, bimodalidade granulométrica (média/grossa), estruturas de fluxo e queda de grão, *climbing ripples* transladantes, de estratificação cruzada tabular de grande porte e alto ângulo ($\pm 30^\circ$) e estratificações plano-paralelas a sub-horizontais (por vezes separando *sets* de cruzadas de grande porte e alto ângulo, por vezes constituindo único tipo de acamamento no afloramento).

Figura 83 – Classificações de tipos de linha de costa de Reading & Collinson (1996) depois de Hayes (1975, 1979)



Nota: de acordo com alcance da maré e subdivisão em processo de dispersão sedimentar (dominado por onda, onda e maré ou apenas maré).

Fonte: Reading & Collinson (1996).

Os estudos sobre a arquitetura e fácies dos depósitos eólicos têm sido consideravelmente assistidos por desenvolvimentos no entendimento das suas superfícies de discordância internas, incluindo superfícies de 1ª a 3ª ordens de Brookfield (1977) e

supersuperfícies de Talbot (1985). É agora sabido que essas superfícies de discordância se desenvolvem por uma variedade de processos incluindo deflação eólica, e mudanças regionais no controle da energia de transporte como climáticas e de aporte sedimentar (MIALL, 2000).

O trabalho de Glennie (1982) demonstrou que a direção de mergulho das principais superfícies de estratificações cruzadas podem ser oblíquas à direção predominante do vento e que muita areia pode ser transportada obliquamente ao longo ou através da superfície da duna, formando *ripples* eólicas (*climbing ripples* e *ripples* transladantes) ou pequenas dunas (Fig. 84) (MIALL, 2000).

De acordo com Hunter *et al.* (1977a,b, 1980, 1981, apud MIALl 2000), os principais processos através dos quais a areia se deposita em dunas eólicas são migração de *climbing ripples*, queda de grão e fluxo de grão, os quais podem ser reconhecidos prontamente em afloramentos nos detalhes internos às estratificações.

Uma abundância de fácies de dunas mergulhando em ângulos menores que o de repouso é um bom indicador de os processos supracitados estão dominando (RUBIN & HUNTER 1985; SNEH, 1988 apud MIALl 2000).

Ademais, foram reconhecidas, nas rochas da Formação Sergi, estruturas de *Tafoni*, também conhecidas com “honey combs”. De acordo com Stoppato & Bini (2003), as estruturas de *Tafoni* podem ser encontradas em vários tipos de ambientes e rochas, porém são especialmente abundantes em áreas intermaré e desertos semi áridos a áridos. Sua origem é controversa, sendo ainda objeto de debate na comunidade científica, entretanto há um certo consenso sobre a importância do sal no processo de intemperismo. Estudos indicam que a erosão ocorre ao longo de postos preferenciais de fraqueza na rocha e uma vez iniciada a água se estagna no interior das cavidades favorecendo intemperismo químico alterando a rocha por penetração e aprofundando as cavidades, partículas finas que podem ser relativamente resistentes ao intemperismo atmosférico separam as cavidades individuais.

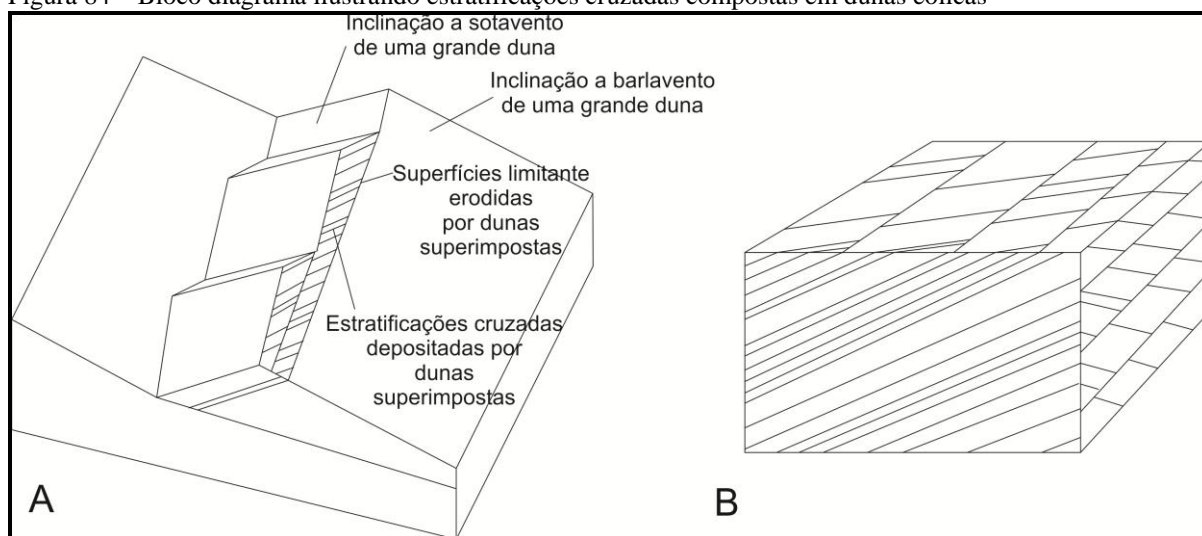
Embora depósitos eólicos sejam típicos de ambientes desérticos, não são exclusivos destes, assim como aqueles não são os únicos que ocorrem neste tipo de ambiente.

Os processos eólicos podem atuar em ambientes com alta umidade, com tanto que haja suprimento suficiente de areia de granulometria adequada e energia eólica capaz de transportar essa areia em um contexto que impeça a estabilização do substrato.

Seguindo o raciocínio, campos de dunas e oceanos de areias cobrem apenas vinte por cento dos desertos modernos (KOCUREK, 1996) e processos de sedimentação fluvial, lacustre e marinha são comuns nos mesmos.

Entretanto, de acordo com Costa et al. (2007), os depósitos da Formação Sergi constituíam a porção distal dos sistemas aluviais do neojurássico, depositados em paleoclima árido por ciclos flúvio-eólicos e pode ser correlacionada à Formação Serraria da Bacia de Sergipe-Alagoas. Esta, por sua vez, de acordo com Campos Neto et al. (2007), constitui sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico. A Formação Botucatu na Bacia do Paraná, que apresenta evidências de sedimentação eólica desértica (ALMEIDA, 1953; BIGARELLA & SALAMUNI, 1961; e SOARES, 1973 apud SUGUIO, 2003), pode ser considerada cronocorrelata da Formação Sergi.

Figura 84 – Bloco diagrama ilustrando estratificações cruzadas compostas em dunas eólicas



Fonte: Miall (2000 apud RUBIN & HUNTER, 1984).

Ademais, segundo Suguio (2003), arenitos com estratificações cruzadas de grande escala conspicuamente desenvolvidas e com fortes ângulos de mergulho (30-35°), apresentando localmente estratificações horizontais, são muito típicas de sedimentação eólica em ambiente desértico.

Outra evidência é que grãos de quartzo de areias e arenitos eólicos desérticos caracterizam-se por cor geralmente avermelhada em função de revestimento de filme por óxido e hidróxido de ferro. Além disso, a granulometria nesses depósitos é caracterizada por excelente seleção, distribuição uni ou bimodal e praticamente isenta de partículas argilosas ou silticas (SUGUIO, 2003).

O autor referido acima também comenta que sedimentos com estratificação cruzada horizontal e de baixo ângulo, de granulação mais grossa e seleção pobre a moderada, também de origem eólica, seriam relacionados a lençóis eólicos. Seriam resultado de sedimentação por

ventos de alta velocidade (BAGNOLD, 1954; e GLENNIE, 1970 apud SUGUIO, 2003) transportando areia com granulação heterogênea.

Em alguns afloramentos no Morro do Umbuzeiro, é possível observar o acúmulo de sedimentos mais grossos e mal selecionados preferencialmente segundo estratificação plano-paralela ou sub-horizontal.

Ainda segundo Suguio (2003), o que caracteriza desertos propriamente dito é uma região desprovida ou com vegetação muito rarefeita e pobre, que impede a fixação de qualquer fauna mais importante, em geral com taxa de evaporação potencial que excede a de precipitação pluvial e que, conseqüentemente, tem o vento como um dos principais agentes geológicos dos processos de erosão e sedimentação.

De acordo com Kocurek (1996), sobre desertos modernos pode-se dizer existem quatro principais tipos de deserto:

- a) Polar ou Frio: possui coberturas perenes e muito espessas de gelo e intenso frio. A umidade totalmente congelada impede o crescimento de vegetação;
- b) Quente de Ventos Alísios ou Subtropicais: em geral situado entre as latitudes 15-30° ao norte ou ao sul do Equador, isto é, nas proximidades dos trópicos de Câncer ou Capricórnio. O clima é dominado por células de alta pressão na atmosfera. Os ventos alísios, que divergem dessas células, consistem de um ar descendente e estável não propício a gerar chuvas.
- c) Costeiro ou Litorâneo: atribuído à interferência de correntes oceânicas frias.
- d) Orográfico ou de Sombra Pluvial: por barreira montanhosa que impede o ar úmido de passar.

Existe uma grande variedade de depósitos e estruturas que podem ser geradas em ambientes desérticos como os depósitos de “*Reg*” ou “*Serir*”, que constituem camadas residuais de cascalhos e de “*loess*”, que são sedimento fino geralmente maciço depositado após longos transportes, além dos registros de lagos (“*playa lakes*”), rios (“*wadis*”) desérticos e de água do mar.

Entretanto, as principais feições observadas nos depósitos da Formação Sergi no Morro Encantado, são relacionadas a dunas eólicas e, possivelmente, a lençóis eólicos.

Os processos eólicos, geralmente, ocorrem em regiões áridas devido à aridez limitar a vegetação e estabilizar o substrato. Entretanto a combinação de vento e suscetibilidade do

substrato é complexa e depende da energia do vento e do aporte de areia (LANCASTER, 1988 apud KOCUREK 1996).

Segundo Kocurek (1996), em desertos áridos o grau de desenvolvimento das areias eólicas reflete um bom suprimento sedimentar de fontes aluviais, do contrário, ocorre extenso desenvolvimento de “reg”. Ademais todo sistema é sensível a fatores alocíclicos como mudanças climáticas, e de nível do mar globais e regionais de tectonismo.

Os sistemas eólicos interagem com os adjacentes como os fluviais, lacustres e marinhos, mas essas interações são variadas. O grau que os processos fluviais ocorrem nos desertos depende do gradiente, da natureza da superfície de drenagem e da extensão de areias eólicas. Pode haver chuvas, a drenagem ser substancial e os efeitos da água fluindo serem consideráveis. Por outro lado, em geral, a chuva é rapidamente absorvida na areia eólica, a não ser que haja leito impermeável (exposição do substrato rochoso ou “reg”) e assim a drenagem deve ser mínima (KOCUREK, 1996).

Os depósitos em questão no presente item não apresentam evidências de atividade fluvial, entretanto, informações da literatura sobre depósitos adjacentes e contemporâneos indicam contribuição desse tipo de ambiente.

De acordo com Kocurek (1996), o volume de areia transportado em um campo de duna depende de: (i) suprimento de sedimento de tamanho de grão adequado na área fonte; (ii) disponibilidade desse sedimento; e (iii) capacidade de transportar do vento.

Ainda de acordo com Kocurek (1996), áreas deflacionárias de acumulações aluviais, areias de praia, e sedimentos mais velhos, incluindo canibalização de areias eólicas mais antigas constituem típicas áreas fonte para sistemas arenosos eólicos. As areias eólicas podem ser transportadas por distancias continentais (FRYBERGER & AHLBRANDT, 1979), sendo assim não é fácil identificar a área fonte de uma duna eólica (KOCUREK, 1996).

A carga sedimentar comumente transportada pelo vento é do tamanho areia, entretanto o vento também transporta material mais fino e pode até transportar seixos maiores que 2cm. As principais maneiras que os grãos são transportados pelo vento são denominadas suspensão, saltação e arraste. Existem “anomalias” que ocorrem na turbulência aerodinâmica, denominadas “satação modificada” gerada pela própria turbulência, “*ejecta*” e “superfícies de arraste”, causadas por fluxos inversos ocasionando choque ente grãos e “reptação” por choques com o leito (KOCUREK, 1996).

As menores dunas eólicas se formam em anos e as maiores, possivelmente, em milhares de anos (KOCUREK, 1996).

O acúmulo das areias em dunas eólicas, além do suprimento de areia, depende de condições aerodinâmicas de desaceleração do vento. Por exemplo, em parte do Sahara Setentrional e no Sahel ao sul, os Grandes Ergs Ocidental e Oriental da Algeria ocupam bacias topográficas que acumulam areias advindas de fontes aluviais e lacustrinas de áreas mais altas ao redor. Ocorre que ventos que transportam areia a partir do Sahara desaceleram na medida que se aproximam da zona de convergência intertropical (KOCUREK, 1996).

De acordo com Kocurek (1996), em ambientes modernos a interação entre os diferentes ambientes podem ser contemporaneamente percebidas, por exemplo, quando inicia-se deflação de ambientes lacustrinos e aluviais depois do fim de um período úmido e começo do seco, começa o fornecimento de sedimento para o desértico.

Sendo assim, considerando as fácies eólicas observadas no Morro do Umbuzeiro e as informações da literatura, acredita-se que aquelas se tratam de evidências de um campo de dunas eólicas, provavelmente Formação Sergi, depositado em paleoclima árido, cuja área fonte principal devia advir de sistemas aluviais.

Entretanto, devido o foco do trabalho não ser os depósitos eólicos da Formação Sergi, não foram coletadas amostras e não se realizou uma descrição mais detalhada dos afloramentos. Porém, acredita-se que puderam ser levantadas informações que constituem fortes indícios da presença dos mesmos no Morro do Umbuzeiro, ficando sugestão para busca de mais elementos que comprovem esta proposta.

De acordo com o estudo dos afloramentos e análise de fácies realizada foi possível agrupar os pontos segundo associações de fácies que representam ambientes distintos (tabela 1) e inferiram-se as unidades litológicas presentes em cada ponto (figura 85).

5.3 Petrografia

A petrografia foi realizada principalmente para confirmar interpretações sobre as distintas unidades estratigráficas identificadas em campo. As amostras coletadas para confecção das lâminas afloram em pontos onde foram interpretados contatos entre essas unidades. Todas as lâminas foram tingidas com azul de ceres para melhor visualização da porosidade.

Formação Tacaratu

Amostra 22 (ponto 22)

Descrição: rocha essencialmente quartzosa com granulometria de grânulos a seixos no seu arcabouço e areia grossa a muito grossa na matriz, moderadamente selecionada, grãos bem arredondados e com esfericidade baixa. Apresenta uma orientação heterogênea, empacotamento apertado, contatos planares e côncavo-convexos e arcabouço sustentado pelos grãos (figuras 86 e 87).

Tabela 1 – Divisão dos pontos de acordo com suas unidades e ambientes deposicionais.

UNIDADE	PONTO	AMBIENTE
Formação Sergi	21 (superior)*, 22 (superior)*, 24 (superior)*, 25, 26, 27, 28, 29 e 38	Eólico
Formação Inajá	39	Frente Deltaica
Formação Tacaratu	18 (superior), 20	Subaquoso Marinho
	1.a, 15 (superior), 18 (intermediário), 23	Fluvial com influência de Maré
	5, 10 e 19	Fluvial/Fluvial com influência de Maré
	1.c, 3, 4, 8, 9, 13, 14, 24 (inferior)*, 30, 36, 40	Fluvial
	1.b, 2, 12, 15 (inferior), 16, 17, 18 (inferior), 21 (inferior)*, 22 (inferior)*, 34	Leque Aluvial Proximal/Mediano
	6, 7, 11, 32, 35, 37	Embasamento

Nota: os pontos foram classificados de acordo com suas associações de fácies características.

Fonte: o autor, 2014.

Componentes:

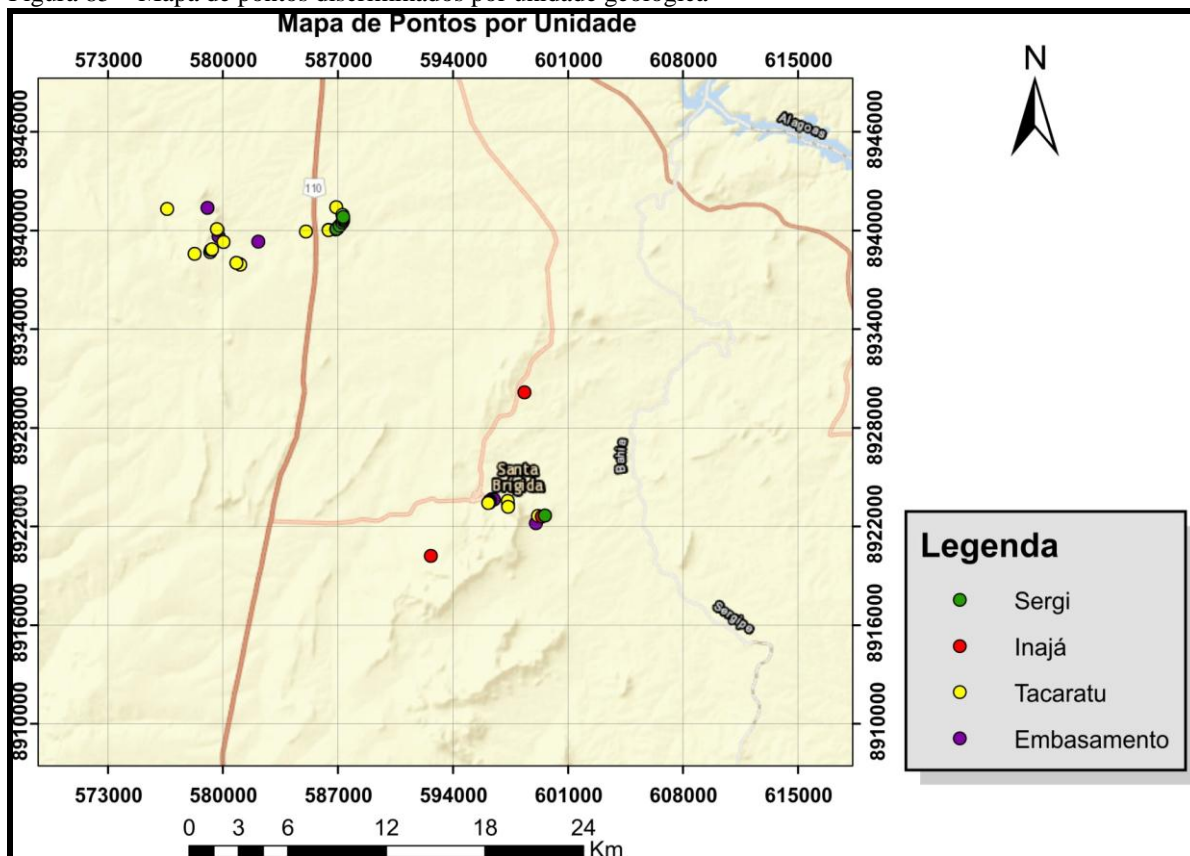
Quartzo (>95%), grãos monocrystalinos e policristalinos (granoblásticos), bastante fraturados e com extinção ondulante.

Fragmentos líticos (<1%): clorita diagenética é observada disseminada na rocha.

Cimento: são observadas raras franjas descontínuas de sobrecrecimento quartzoso. Também está presente cimento opaco tardio (meso-telodiagênese).

Porosidade: estimou-se uma porosidade 3-5%, entretanto parte disso parece ter sido provocada durante a confecção da lâmina, devido à friabilidade do material coletado.

Figura 85 – Mapa de pontos discriminados por unidade geológica



Fonte: o autor, 2014.

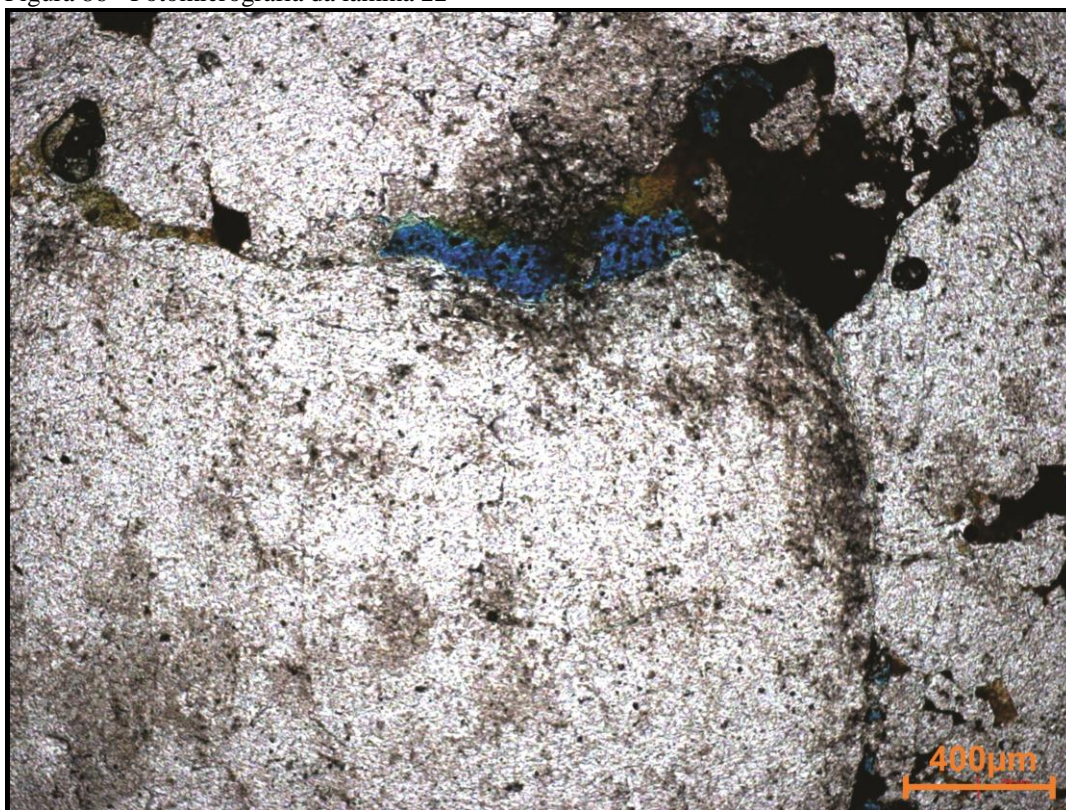
Rocha: conglomerado oligomítico.

Formação Inajá

Amostra 39a (ponto 39)

Descrição: rocha com granulação média, muito bem selecionada, grãos subangulares e com esfericidade baixa. Apresenta considerável orientação dos grãos, empacotamento normal e possui arcabouço sustentado pelos grãos (figuras 88 e 89).

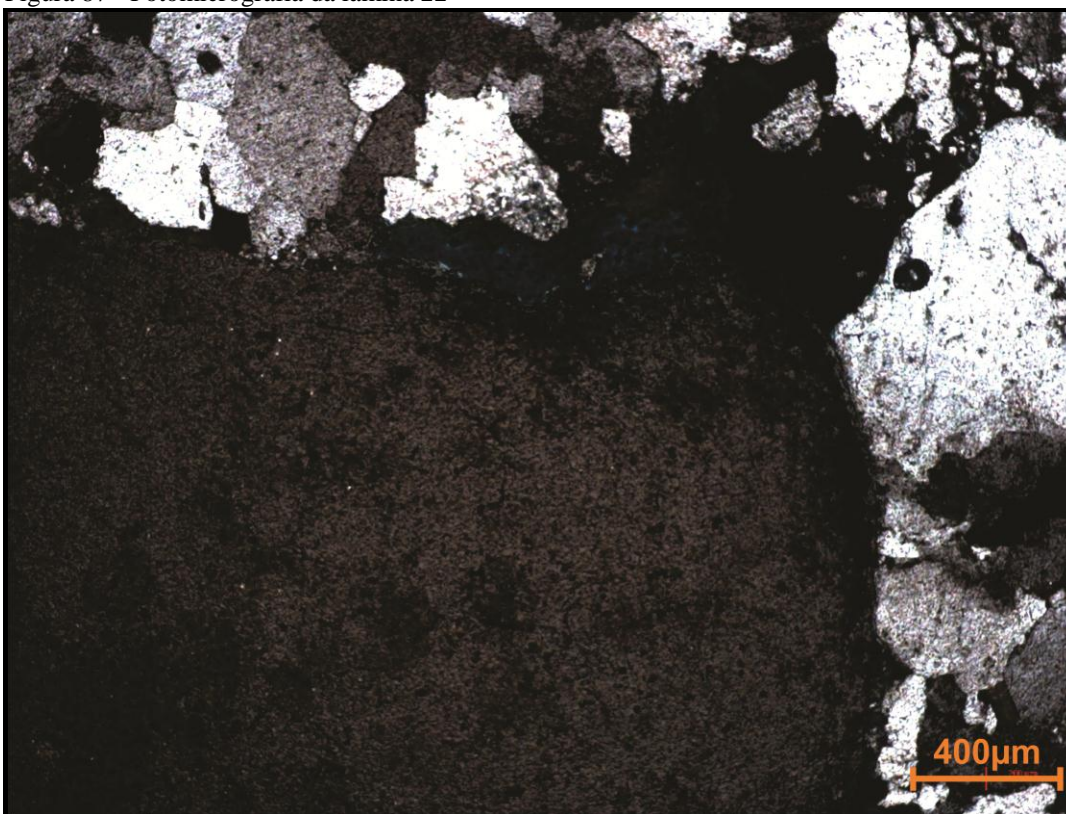
Figura 86 - Fotomicrografia da lâmina 22



Nota: com objetiva de 5x na luz natural. Observam-se grãos tamanho seixo e areia grossa.

Fonte: o autor, 2014.

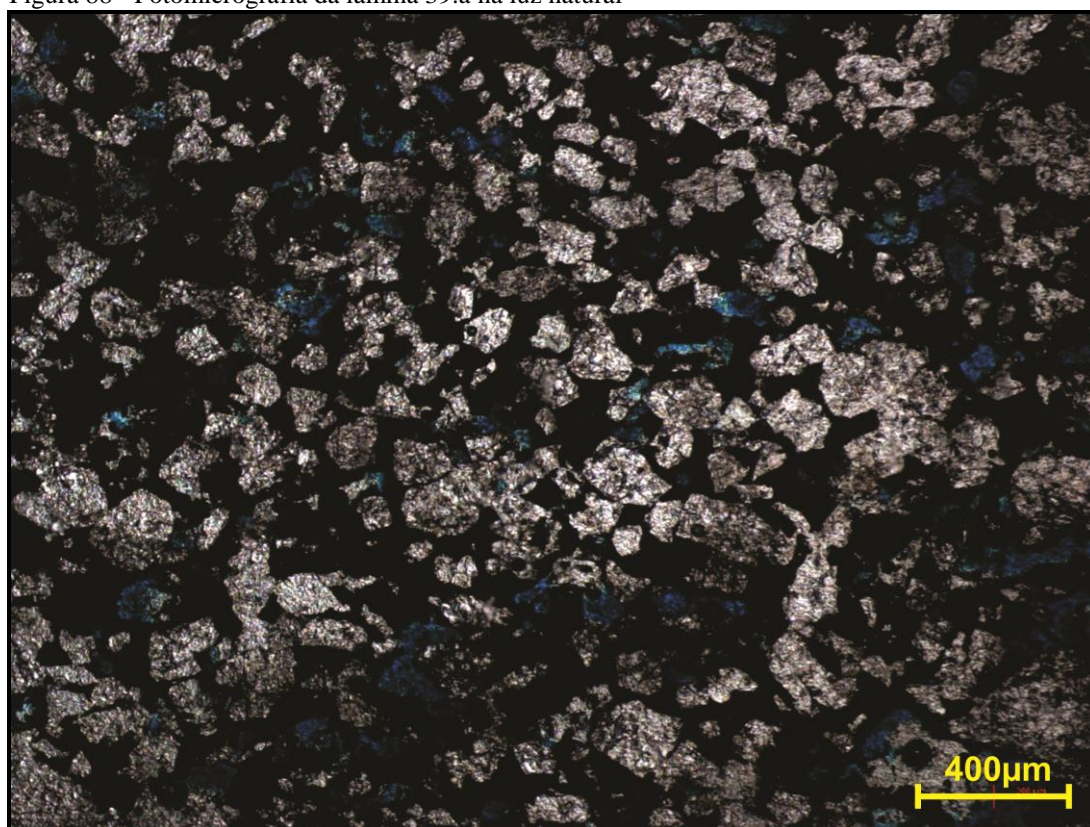
Figura 87 - Fotomicrografia da lâmina 22



Nota: com objetiva de 5x e nicóis cruzados. Observa-se quartzo policristalino, evidenciando origem ígnea.

Fonte: o autor, 2014.

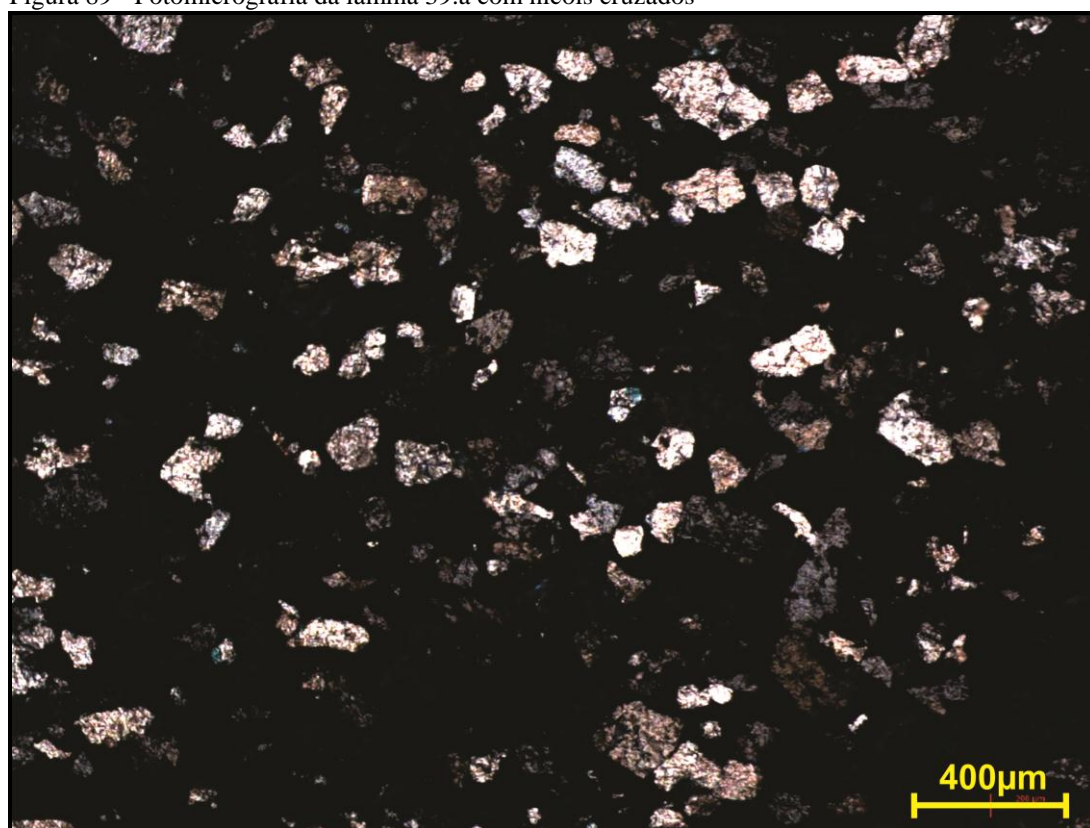
Figura 88 - Fotomicrografia da lâmina 39.a na luz natural



Nota: com objetiva de 5x. Observa-se granulometria média.

Fonte: o autor, 2014.

Figura 89 - Fotomicrografia da lâmina 39.a com nicóis cruzados



Nota: com objetiva de 5x. Observa-se granulometria média.

Fonte: o autor, 2014.

Componentes:

Quartzo (>95%), grão monocristalinos, muito fraturados e com extinção ondulante.

Fragmentos líticos (<1%): muscovita na forma de flocos detríticos e pequenos cristais de epidoto.

Cimento: opaco, ocupando grande parte dos espaços intergranulares, provavelmente produto de oxidação posterior a diagênese a recente.

Porosidade: Estimou-se 15-20%, porém provavelmente, grande parte disso é oriunda de processos tardios a recentes.

Rocha: arenito médio ortoquartzítico

Amostra 39b (ponto 39)

Descrição: rocha com granulação média, muito bem selecionada, grãos subangulares e com esfericidade baixa. Apresenta certa orientação dos grãos, empacotamento normal e possui arcabouço sustentado pelos grãos (figuras 90 e 91).

Componentes:

Quartzo (>95%): grão monocristalinos, muito fraturados e com extinção ondulante.

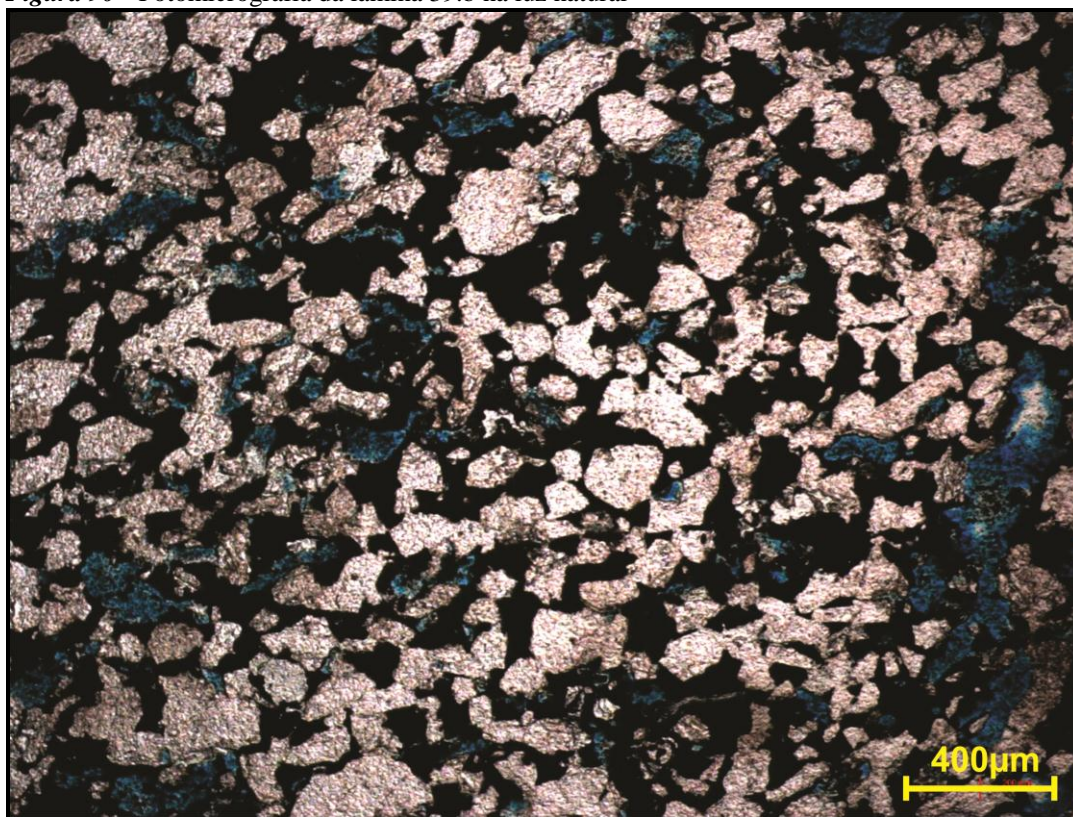
Fragmentos líticos (<1%): Muscovita na forma de flocos detríticos e pequenos cristais de epidoto.

Cimento: opaco, ocupando grande parte dos espaços intergranulares, provavelmente produto de oxidação posterior a diagênese a recente.

Porosidade: Estimou-se 15-20%, porém provavelmente, grande parte disso é oriunda de processos tardios a recentes.

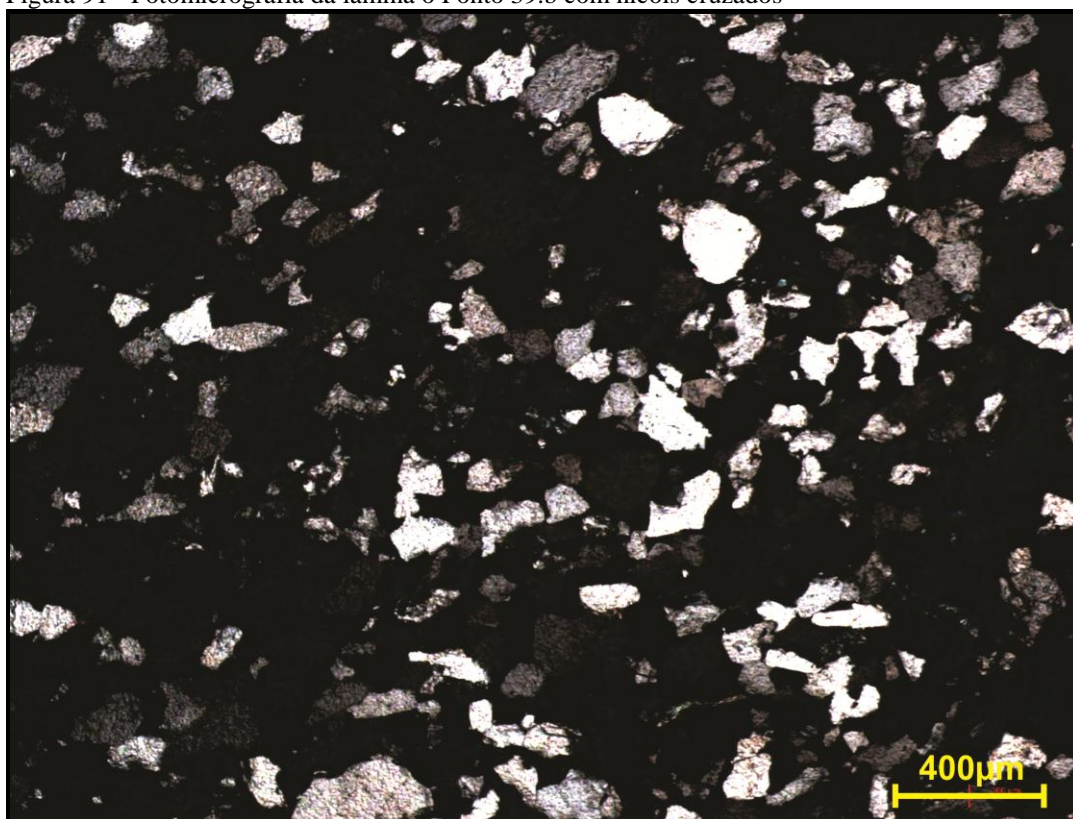
Rocha: arenito médio ortoquartzítico

Figura 90 - Fotomicrografia da lâmina 39.b na luz natural



Nota: objetiva de 5x. Observa-se granulometria média e certa orientação dos grãos de quartzo.
Fonte: o autor, 2014.

Figura 91 - Fotomicrografia da lâmina o Ponto 39.b com nicóis cruzados



Nota: com objetiva de 5x. Observa-se granulometria média e uma certa orientação dos grãos de quartzo.
Fonte: o autor, 2014.