



Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza - CCMN
Instituto de Geociências - IGEO
Departamento de Geologia - DEGEO

**CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO
CANDEIAS (?) NA BORDA OESTE DO COMPARTIMENTO CENTRAL
DA BACIA DE TUCANO, NORDESTE DO BRASIL**

Vinícius Armond Pinheiro

Trabalho Final de Curso - IGL U08
(Bacharelado em Geologia)

Rio de Janeiro

2012

**CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO CANDEIAS(?) NA
BORDA OESTE DO COMPARTIMENTO CENTRAL DA BACIA DE TUCANO,
NORDESTE DO BRASIL**

Vinícius Armond Pinheiro

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador: **Prof. Dr. Ismar de Souza Carvalho**

**Rio de Janeiro
Dezembro de 2012**

Pinheiro, Vinícius Armond

Caracterização Litofaciológica da Formação Candeias(?) na Borda Oeste do Compartimento Central da Bacia de Tucano, Nordeste do Brasil / Vinícius Armond Pinheiro - Rio de Janeiro: UFRJ/ IG o, 2012.

xv, 99 p.: il.; 30 cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2012.

Orientador: **Ismar de Souza Carvalho**

1. Geologia. 2. Setor de Paleontologia e Estratigrafia - Trabalho de Conclusão de Curso. I. Ismar de Souza Carvalho. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Caracterização Litofaciológica da Formação Candeias (?) na Borda Oeste do Compartimento Central da Bacia de Tucano, Nordeste do Brasil.

**CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO CANDEIAS(?) NA
BORDA OESTE DO COMPARTIMENTO CENTRAL DA BACIA DE TUCANO,
NORDESTE DO BRASIL**

Vinícius Armond Pinheiro

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Geólogo.

Orientador: **Prof. Dr. Ismar de Souza Carvalho**

Aprovada em:

Por:

Orientador: Prof. Dr. Ismar de Souza Carvalho (UFRJ)

Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Prof. Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos (Museu Nacional - UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2012

Agradecimentos

Aos professores do Departamento de Geologia da UFRJ pela dedicação no ensino das Geociências. Reconhecimento especial ao professor Dr. Ismar de Souza Carvalho pela orientação neste trabalho.

Ao Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, coordenador do Laboratório de Geologia Sedimentar e Prof. Dr. Julio Cesar Mendes, coordenador do Laboratório de Fluorescência de Raios-X e Difração de Raios-X, pela disponibilização e auxílio na utilização do microscópio petrográfico.

Aos colegas da graduação Bruno Gonçalves Vieira de Melo, no acompanhamento das etapas de campo e auxílio no entendimento teórico, Rodrigo Guedes Borba, no auxílio à confecção dos perfis estratigráficos digitalizados e Sebastião Guilherme Pedroso pela colaboração e presteza no uso do microscópio petrográfico.

Resumo

PINHEIRO, Vinícius Armond. **Caracterização Litofaciológica da Formação Candeias (?) na Borda Oeste do Compartimento Central da Bacia de Tucano, Nordeste do Brasil.** 2012. xv, 99 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Bacia de Tucano, situada na região Nordeste do Brasil, se insere numa grande bacia tafrogênica - o Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, originado nos momentos iniciais de ruptura do paleocontinente Gondwana ocidental, no Eocretáceo, sob os campos de tensões que produziram o Oceano Atlântico Sul. A bacia guarda um importante registro geológico, na forma de uma seção lacustre que inclui basicamente folhelhos e arenitos. Neste estudo houve a análise litofaciológica em detalhe da Formação Candeias? (Cretáceo Inferior) na região entre os municípios de Euclides da Cunha e Tucano no Estado da Bahia, bem como a interpretação do modelo deposicional associado. A descrição petrográfica foi executada de forma a auxiliar a caracterização das litofácies. A partir de dados geológicos levantados em 10 afloramentos, localizados na borda oeste do compartimento central da bacia, foi possível caracterizar 11 litofácies sedimentares terrígenas (8 psarníticas e 3 pelíticas) relacionadas à domínios subaquosos e subaéreos, de modo que a relação entre as mesmas permitiu o estabelecimento de 6 sucessões de litofácies. Tais sucessões de litofácies foram identificadas e interpretadas como formadas no interior de canais fluviais e em áreas externas aos canais fluviais, em áreas de bacias de inundação (planície de inundação fluvial, pântanos e lagos) associadas a depósitos de interflúvios. O modelo deposicional definido envolve a evolução de um sistema fluvial (meandrante?) constituído por porção subaérea relacionada a bacias de inundação. Através da descrição petrográfica dos arenitos foi possível definir a proporção relativa dos constituintes detríticos tais como quartzo, feldspato e fragmentos líticos, assim como matriz e cimento. Tais arenitos são classificados principalmente como sublitoarenitos e, subordinadamente, como subarcóseos. Têm arcabouço predominantemente quartzoso, pouca matriz argilosa (epimatriz e pseudomatriz) e uma variada gama de minerais diagenéticos (cimento epitáxico e sintaxial).

Palavras-chave: análise litofaciológica; Formação Candeias; Bacia de Tucano.

Abstract

PINHEIRO, Vinícius Armond. *Lithofaciologic Characterization of the Candeias Formation (?) in Edge West Central Compartment of the Tucano Basin, Northeastern Brazil*. 2012. xv, 99 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Tucano Basin, in the Northeastern region of Brazil, is part of a large rift basin - the Recôncavo-Tucano-Jatobá, originated during the Early Cretaceous when the Western Gondwana was broken under the stress fields that created the South Atlantic Ocean. The basin holds an important geological record represented by a section of lacustrine sandstones and shales. In this study the Candeias Formation? (Lower Cretaceous) was analyzed in terms of lithofacies detail in the region between the towns of Euclides da Cunha and Tucano in the State of Bahia, as well as the interpretation of the depositional model associated. The petrographic description was performed in order to assist the characterization of lithofacies. From geological data collected in 10 outcrops, located on the western edge of the central compartment of the basin, it was possible to characterize 11 terrigenous sedimentary lithofacies (8 psammitic and 3 pelitic) related to subaerial and subaqueous domains, so that the relationship between them allowed the establishment of 6 successions of lithofacies. Such successions of lithofacies were identified and interpreted as formed within fluvial channels and in external areas of these channels, in areas of flood basins (fluvial floodplain, wetlands and lakes) associated with interfluvial deposits. The depositional model defined involves the evolution of a fluvial system (meandering?) constituted of subaerial portion related to flood basins. Through petrographic description of the sandstones was possible to define the relative proportion of the detrital constituents such as quartz, feldspar and rock fragments, as well as matrix and cement. These sandstones are classified primarily as sublitharenites and, subordinately, as subarkoses. Framework are dominantly quartzose, little clay matrix (pseudomatrix and epimatrix) and a wide range of diagenetic minerals (syntaxial and epitaxial cement).

Keywords: lithofaciologic analysis; Candeias Formation; Tucano Basin.

Índice de Figuras

- Figura 1 Mapa geológico da borda oeste da bacia de Tucano Central com a localização geográfica dos pontos 1, 2, 3, 4 e 6. Carta Geológica, Folha SC.24-Z-A-IV - Ribeira do Pombal/ Escala 1:100.000 - Fonte: CPRM, 2009. Legenda: J3s - Formação Sergi; K1ca - Formação Candeias; K1i - Grupo Ilhas Indiviso; Q1rd - Coberturas Residuais Arenosas. **3**
- Figura 2 Mapa geológico da borda oeste da bacia de Tucano Central com a localização geográfica dos pontos 5, 7, 8, 9 e 10. Carta/Geológica, Folha SC.24-Z-A-IV - Ribeira do Pombal/ Escala 1:100.000 - Fonte: CPRM, 2009. Legenda: K1ca - Formação Candeias; K1i - Grupo Ilhas Indiviso; Q1rd - Coberturas Residuais Arenosas; Q1sl - Coberturas Detrito-Lateríticas. **4**
- Figura 3 Mapa das principais feições estruturais das bacias do Tucano e Jatobá (Modificado de Samelli *et al.*, 1994). **6**
- Figura 4 Arcabouço estrutural do Rifte Tucano-Jatobá, à nível do Embasamento (Aragão & Peraro, 1994). **8**
- Figura 5 Compartimentação tectônica do embasamento do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Kosin, 2008). **10**
- Figura 6 Diagrama estratigráfico simplificado da bacia de Tucano Central-Sul (Caixeta *et al.*, 1995). **11**
- Figura 7 Mapa geológico esquemático com localização do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, mostrando a distribuição de sedimentos pré-, sin- e pós-rifte (Magnavita, 1992). **12**
- Figura 8 Perfil estratigráfico do Ponto 1 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P1 - L1; seta). **25**
- Figura 9 Litofácies L2 (*Fsm, Fm*) - Argilito síltico maciço de coloração amarronzada com níveis avermelhados. **26**
- Figura 10 Litofácies A4 - Vista de detalhe do arenito intraclástico com laminação cruzada cavalgante (seta) e horizontes fossilíferos (escamas de peixes) subordinados. **26**
- Figura 11 Litofácies A7 (*Sm*) - Arenito intraclástico maciço, com prováveis estruturas de carga e conteúdo paleontológico como fragmentos ósseos e escamas de peixes. **27**
- Figura 12 Aspecto geral de parte do afloramento, em elevado grau de alteração intempérica, mostrando o mergulho dos estratos arenosos para ESE. A espessura do conjunto de camadas no centro da fotografia é de aproximadamente 1,5 m, como referência de escala. Visada para NNE. **28**
- Figura 13 Perfil estratigráfico do Ponto 2 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P2 - L3; seta). **28**

- Figura 14 Litofácies A4 - Arenito muito fino com laminação cruzada cavalgante estruturada em sucessão de intercalações com aproximadamente 15 cm de espessura. **29**
- Figura 15 Litofácies A1 (*St*) - Forma de leito com morfologia de duna ocorre preservada em horizonte com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte. **29**
- Figura 16 Litofácies L2 (*Fsm, Fm*) - Camada delgada de argilito maciço com coloração arroxeada. **30**
- Figura 17 Litofácies L1 (*Ff*) - Siltito com laminação plano-paralela (aparentemente não visível), fragmentos ósseos e escamas de peixes de coloração amarelada. **30**
- Figura 18 Níveis fossilíferos com concentrações de escamas e fragmentos ósseos de peixes e estruturas de escavação resultado de atividade biogênica (seta). **31**
- Figura 19 Planos de fraturas em arenito com a indicação da direção e do sentido de mergulho: N75° E/75° SE - 165° /75° (seta azul) e N44° E/85° NW - 316° /85° (seta verde). **32**
- Figura 20 Perfil estratigráfico do Ponto 3 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P3 - L1; seta). **33**
- Figura 21 Litofácies A2 (*Sp*) - Arenito muito fino com provável estratificação cruzada planar de porte médio, deformada hidroplástica e sindeposicionalmente e de modo local ocorrem laminações convolutas. **33**
- Figura 22 Litofácies A6 (*Sf*) - Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo de porte médio com deformação penecontemporânea e leve modificação na posição das lâminas frontais primárias. **34**
- Figura 23 Litofácies A8 - Arenito fino a médio com laminação plano-paralela e estruturas de deformação hidroplástica (laminação convoluta) indicada pela seta. **34**
- Figura 24 Arenito fino a médio, bem selecionado com estruturas deformacionais de regime plástico (*slump*), que na base do estrato formam dobras convolutas. Direção e sentido de mergulho do eixo (seta) das estruturas dobradas: N63° W/40° NE - 63° /40°. **35**
- Figura 25 Arenito fino, muito bem selecionado estruturado através da superposição de níveis com microlaminação cruzada e interestratificados com níveis de laminação plano-paralela. **35**
- Figura 26 Litofácies AS (*Sh*) - Arenito muito fino, bem selecionado com laminação plano-paralela e determinados horizontes intraclásticos (pelitos angulosos). **36**
- Figura 27 Perfil estratigráfico do Ponto 4 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P4 - L3; seta). **37**
- Figura 28 Litofácies L1 (*Ff*) - Conjunto de finos estratos superpostos associados à siltito argiloso com coloração esverdeada e laminação plano-paralela. **37**

- Figura 29 Litofácies A3 (Sr) - Arenito muito fino a fino micáceo com laminação cruzada. **38**
- Figura 30 Litofácies L2 (*Fsm*, *Fm*) - Argilito laminado com coloração avermelhada (indicando forte oxidação). **39**
- Figura 31 Perfil estratigráfico do Ponto 5 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmiria P5 - L2; seta). **41**
- Figura 32 Litofácies L3 (*Fm*) - Folhelho friávete de coloração esverdeada. **40**
- Figura 33 Litofácies L3 (*Fm*) - Folhelho semelhante ao da fotografia anterior, diferindo somente na intensidade de oxidação (localmente avermelhado). **40**
- Figura 34 Litofácies A7 (Sm) - Vista de detalhe mostrando estrato constituído por arenito fino a médio, forte cor avermelhada-alaranjada (intensa oxidação) e aparentemente com estrutura maciça. **41**
- Figura 35 Camada arenosa na qual estão preservadas estruturas que se assemelham morfológicamente a gretas de contração, posicionadas fora da unidade original. **42**
- Figura 36 Perfil estratigráfico do Ponto 6 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P6 - L1; seta). **43**
- Figura 37 Litofácies L2 (*Fsm*, *Fm*) - Estrato constituído por argilito síltico maciço e fortemente oxidado (cor avermelhada intensa). **43**
- Figura 38 Litofácies A5 (Sh) - Arenito intraclástico fino com laminação plano-paralela e conglomerático na base, com grânulos e seixos finos dispersos. **44**
- Figura 39 Estratificação cruzada acanalada de porte médio indicando paleocorrente para SSE ($163^{\circ}/40^{\circ}$ e $143^{\circ}/40^{\circ}$) associada a delgados níveis intercalados com laminação cruzada cavalgante em arenito quartzoso muito fino a fino e bem selecionado. **44**
- Figura 40 Litofácies A4 - Sucessão de arenitos com laminação cruzada cavalgante constituída por finas lâminas superpostas de arenito muito fino a fino, bem selecionado. **45**
- Figura 41 Litofácies A4 - Sucessão arenosa composta por superposição de níveis com laminação cruzada cavalgante. **45**
- Figura 42 Litofácies L2 (*Fsm*, *Fm*) - Estrato composto por argilito laminado de cor avermelhada. **46**
- Figura 43 Perfil estratigráfico do Ponto 7 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P7 - L1; seta). **48**
- Figura 44 Arenito muito fino a fino, de coloração avermelhada-alaranjada e estruturas como laminação plano-paralela alternados e interestratificados com níveis que portam laminação cruzada (seta). **47**

Figura 45 Litofácies A8 - Estruturas associadas à fluidização registradas como laminação convoluta são presentes em arenito muito fino a fino, bem selecionado e coloração avermelhada (níveis lateríticos). **47**

Figura 46 Arenito muito fino micáceo com laminação cruzada cavalgante (seta) e subordinados delgados horizontes com laminação cruzada, intensa cor avermelhada. **48**

Figura 47 Litofácies A1 (St) - Arenito muito fino com estratificação cruzada acanalada de porte grande indicando paleocorrente para SE ($137^{\circ}/25^{\circ}$) e SSE ($145^{\circ}/25^{\circ}$). Partes laterizadas (intensamente oxidadas) e concreções silicosas/são presentes neste nível da exposição. **49**

Figura 48 Perfil estratigráfico do Ponto 8 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P8 - L2; seta). **50**

Figura 49 Litofácies L1 (F) - Estrato com geometria tabular e boa continuidade lateral constituído de siltito arenoso com laminação plano-paralela e coloração amarelada. **50**

Figura 50 Litofácies A3 (Sr) - Arenito muito fino a fino, muito bem selecionado com laminação cruzada (seta). **51**

Figura 51 Litofácies A1 (St) - Arenito com estratificação cruzada acanalada de porte médio (seta) denotando paleocorrente para SSE ($149^{\circ}/25^{\circ}$ e $177^{\circ}/25^{\circ}$). **51**

Figura 52 Planos de fraturas em arenito com a indicação da direção e do sentido de mergulho: $N83^{\circ}E/85^{\circ}SE - 173^{\circ}/85^{\circ}$ (seta verde) e $N85^{\circ}E/85^{\circ}SE - 175^{\circ}/85^{\circ}$ (seta azul). **52**

Figura 53 Perfil estratigráfico do Ponto 9 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P9 - L2; seta). **53**

Figura 54 Aspecto geral de parte da exposição sedimentar em nível elevado de alteração por intemperismo, evidenciando o mergulho dos estratos arenosos para NW. Visada para SW e escala inferida através do martelo geológico. **53**

Figura 55 Litofácies L1 (F) - Detalhe do siltito argiloso maciço com coloração esverdeada. **54**

Figura 56 Litofácies A3 (Sr) - Arenito muito fino micáceo com laminação cruzada (seta). **54**

Figura 57 Laminação plano-paralela (seta) em arenito muito fino micáceo, muito bem selecionado, intensa oxidação associada e interestratificados compostos por delgados níveis de laminação cruzada. **55**

Figura 58 Litofácies A3 (Sr) - Marcas onduladas assimétricas posicionadas em superfície no substrato da exposição indicando sentido de paleocorrentes (seta) para SE e SSE. **55**

Figura 59 Litofácies A7 (Sm) - Arenito conglomerático, muito fino a fino, moderadamente selecionado com grânulos e seixos finos e aparentemente maciço. **56**

- Figura 60 Perfil estratigráfico do Ponto 10 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina PIO - L1; seta). 57
- Figura 61 Litofácies A1 (*St*) - Arenito muito fino a fino micáceo, bem selecionado e forte cor avermelhada (elevada oxidação), apresentando estratificação cruzada acanalada de porte grande com deformação hidroplástica. 57
- Figura 62 Litofácies A3 (*Sr*) - Finos níveis alternados com laminação cruzada (seta) em arenito similar litofaciologicamente ao descrito na fotografia anterior. 58
- Figura 63 Visão geral das estruturas deformacionais de maior escala que interferem e modificam a posição das estruturas primárias. 58
- Figura 64 Diagrama composicional de Pettijohn, Potter & Siever (1987). 62
- Figura 65 Fotomicrografia mostrando arenito siliciclástico polimodal, com destaque para nível síltico (seta laranja), zircão (seta azul), turmalina (seta verde) e epimatriz tingida de modo generalizado por compostos férricos (polarizadores cruzados). 63
- Figura 66 Fotomicrografia evidenciando epimatriz orientada (infiltração mecânica vadosa) e micas elásticas muscovíticas, assim como sericita inserida na matriz, fortemente deformadas (polarizadores cruzados). 64
- Figura 67 Fotomicrografia mostrando líticos sedimentares argilosos esmagados e espremidos gerando pseudomatriz localizada (seta laranja), rara matriz diagenética, turmalina (seta azul) e plagioclásio (seta verde). Polarizadores cruzados. 66
- Figura 68 Fotomicrografia com indicação para alta proporção de minerais opacos e epimatriz não orientada tingida de maneira generalizada por constituintes férricos (polarizadores paralelos). 67
- Figura 69 Fotomicrografia com destaque para cimento sintaxial (sobrecrescimento de quartzo), litoelastos metassedimentares oxidados (seta azul), turmalina (seta verde), zircão detrítico (seta laranja) e petrotrama fechada (polarizadores cruzados). 69
- Figura 70 Fotomicrografia evidenciando sobrecrescimento de quartzo (seta laranja), líticos metassedimentares tingidos por componentes hematíticos, microclina (seta vermelha), zircão (seta azul) e quartzo monocristalino com inclusão sólida de zircão (seta verde). Polarizadores cruzados. 71
- Figura 71 Fotomicrografia com indicação de pseudomatriz disposta em zona linear através da concentração de componentes intraelásticos pelíticos deformados, corrosão parcial na borda dos cristaloeelastos de quartzo por cimento epitáxico autigênico calcítico (seta laranja) e plagioclásio (seta verde). Polarizadores cruzados. 73
- Figura 72 Fotomicrografia registrando substituição total do plagioclásio por calcita autigênica (seta azul), turmalina (seta laranja), micas elásticas muscovíticas parcialmente desagregadas (seta verde) e pseudomatriz gerada por líticos sedimentares espremidos e esmagados (seta vermelha). Polarizadores cruzados. 74

Figura 73 Fotomicrografia evidenciando mica elástica muscovítica suavemente dobrada (seta azul), ortoelásio (seta vermelha), litoelasto plutônico (seta laranja) e quartzo policristalino microcristalino (seta verde). Polarizadores cruzados. **76**

Figura 74 Fotomicrografia com destaque para sobrecrecimento de quartzo (seta verde), lítico metamórfico recristalizado (seta azul), raros litoelastos sedimentares argilosos tingidos por constituintes férricos (seta laranja) e quartzo policristalino microcristalino (seta vermelha). Polarizadores cruzados. **77**

Figura 75 Fotomicrografia com indicação do imento epitaxial de ferro autigênico (óxidos e hidróxidos) por vezes hematítico, micas elásticas biotíticas (seta laranja) e muscovíticas (seta azul) deformadas e minerais opacos (polarizadores paralelos). **79**

Figura 76 Fotomicrografia evidenciando minerais micáceos biotíticos e muscovíticos fracamente esmagados, líticos metassedimentares (metapelitos), cimento epitáxico hematítico, litoelasto metamórfico (seta vermelha), ortoclásio (seta verde), microclina (seta laranja) e biotita deferrificada (seta azul). Polarizadores cruzados. **80**

Figura 77 Fotomicrografia com destaque para porosidade secundária intercristalina (seta azul), micas elásticas muscovíticas pouco deformadas (seta laranja), litoclasto metamórfico recristalizado (seta verde) e líticos sedimentares espremidos e esmagados gerando pseudomatriz (polarizadores cruzados). **82**

Figura 78 Fotomicrografia mostrando intraclasto de siltito argiloso (seta verde), assim como líticos sedimentares argilosos deformados gerando pseudomatriz, microclina (seta azul) e cimento epitáxico carbonático (calcita autigênica poiquilotópica). Polarizadores cruzados. **83**

Figura 79 Fotomicrografia evidenciando litoelasto metassedimentar (seta verde), quartzo policristalino microcristalino (seta laranja), zircão detrítico (seta vermelha), turmalina (seta azul) e cimento epitaxial autigênico hematítico (polarizadores cruzados). **85**

Figura 80 Fotomicrografia com indicação para micas elásticas muscovíticas, cimento epitáxico de ferro autigênico (hematítico), quartzo policristalino microcristalino (seta laranja), litoelasto metamórfico recristalizado (seta azul), microclina (seta verde) e biotita deferrificada (seta vermelha). Polarizadores cruzados. **86**

Figura 81 Fotomicrografia com destaque para líticos sedimentares argilosos deformados gerando pseudomatriz local (seta azul), constituintes sericíticos inseridos na matriz (seta laranja) e localmente cimento epitaxial autigênico composto por agregados hematíticos (seta verde). Polarizadores cruzados. **88**

Figura 82 Fotomicrografia indicando cimento sintáxico como sobrecrecimento de quartzo (seta azul), litoelastos metamórficos recristalizados (seta laranja), titanita (seta verde) e líticos sedimentares argilosos deformados com geração local de pseudomatriz (seta vermelha). Polarizadores cruzados. **89**

Figura 83 Fotomicrografia com indicação para epimatriz fracamente orientada formada por infiltração mecânica vadosa, litoclastos sedimentares desagregados (seta verde), turmalina

(seta laranja), biotita deferrificada (seta azul) e microclina (seta vermelha). Polarizadores cruzados. **91**

Figura 84 Fotomicrografia evidenciando nível síltico (seta verde), líticos metamórficos recristalizados (seta laranja), microclina (seta azul), minerais micáceos biotíticos fracamente dobrados (seta vermelha), líticos sedimentares argilosos tingidos por componentes férricos deformados e gerando pseudomatriz localizada, assim como epimatriz analogamente tingida (polarizadores cruzados). **93**

Índice de Tabelas

Tabela 1 Convenções utilizadas nos perfis estratigráficos. **23**

Índice de Quadros

Quadro 1 Síntese das litofácies sedimentares terrígenas descritas na Formação Candeias?, na área analisada. Os códigos que se encontram entre parênteses são referentes às litofácies (fluviais) de Miall (1996), que em muito se assemelham às descritas. **18**

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vi
<i>Abstract</i>	vii
Índice de Figuras	viii
Índice de Tabelas	xiv
Índice de Quadros	xiv
1 Introdução	1
2 Material e Método de Estudo	2
3 Contexto Geológico Regional	5
3.1 Bacia de Tucano	5
3.1.1 Configuração Estrutural da Bacia	5
3.1.2 Arcabouço Geotectônico do Embasamento	9
3.1.3 Sequências Estratigráficas	10
3.1.3.1 Supersequência Paleozoica	12
3.1.3.2 Supersequência Pré-Rifte	13
3.1.3.3 Supersequência Rifte	14
3.1.3.4 Supersequência Pós-Rifte	15
3.1.4 Paleontologia	16
4 Análise Litofaciológica	18
4.1 Litofácies Sedimentares	18
4.2 Sucessões de Litofácies e Interpretação do Modelo Deposicional	20
5 Caracterização Sedimentológica e Estratigráfica dos Afloramentos	23
6 Descrição Petrográfica	59
7 Conclusões	94
Referências Bibliográficas	96

1 INTRODUÇÃO

A Bacia de Tucano, no Nordeste brasileiro, faz parte do rifte intracontinental do Recôncavo-Tucano-Jatobá, formado durante os estágios precoces da abertura do Oceano Atlântico Sul, no Eocretáceo, e preservado como um ramo abortado da margem leste do Brasil (Magnavita *et al.*, 2005).

A unidade litoestratigráfica estudada nesta bacia é representada pela Formação Candeias?, constituída de folhelhos com intercalações de siltito, arenitos e calcários lenticulares, sendo subdividida nos membros Tauá e Gomo. Denomina a seção predominantemente argilosa interposta entre os arenitos Água Grande e os clásticos do Grupo Ilhas (Viana *et al.*, 1971). O Membro Tauá se caracteriza por folhelho escuro, físsil, com partição acicular, enquanto que o Membro Gomo é formado por folhelho cinza-esverdeado, laminado, com delgadas camadas de calcário e arenito fino cinza claro. Intercalações delgadas de arenitos constituintes de lobos de leques deltaicos estão inseridas. Estes sedimentos depositaram-se em ambiente lacustre, com subsidência rápida e forte aporte sedimentar. Sua idade Eorrio da Serra é atestada por datações bioestratigráficas com base em ostracodes não-marinhos (Caixeta *et al.*, 1995).

Neste trabalho pretende-se introduzir, frente à necessidade de estudos detalhados na bacia, novas informações geológicas e vem oferecer uma contribuição ao conhecimento da geologia do seu Cretáceo Inferior, mais especificamente do intervalo Eoberriasiano-Neovalanginiano representado pela Formação Candeias?.

Nesse contexto, o presente trabalho objetiva uma melhor definição sedimentológica e estratigráfica da seção analisada, através da descrição petrográfica e caracterização litofaciológica de detalhe, suas associações de litofácies e a aplicação no detalhamento da interpretação paleoambiental que permitam contribuir na identificação do caráter genético da Formação Candeias?.

2 MATERIAL E MÉTODO DE ESTUDO

O material utilizado para a realização do trabalho consistiu na análise da sucessão estratigráfica da Formação Candeias? aflorante ao longo e próxima à rodovia BR-116 entre os municípios de Euclides da Cunha e Tucano (figuras 1 e 2) no Estado da Bahia. O método envolveu descrição litofaciológica em detalhe nos perfis estratigráficos realizados no campo, nas escalas 1:10 e 1:50, como também foram analisados litofaciologicamente em detalhe 10 afloramentos. Em etapa posterior, os perfis sedimentológicos foram digitalizados através da utilização do programa CorelDRAW X5. O mapa geológico da borda oeste da bacia de Tucano Central (Carta Geológica, Folha SC.24-Z-A-IV - Ribeira do Pombal) na escala 1:100.000 (CPRM, 2009), foi intensivamente utilizado para auxiliar na orientação durante o trabalho de campo.

A amostragem sistemática dos arenitos ao longo do perfil vertical foi efetuada, num total de 29 amostras, sendo que somente 10 amostras de arenito foram selecionadas para confecção das lâminas delgadas. A posterior descrição petrográfica, em apoio à caracterização das litofácies, foi realizada em microscópio petrográfico (*ZEISS Imager*) em luz transmitida. Foi executada a obtenção de imagens fotográficas para o auxílio na interpretação dos afloramentos. Foram realizadas medições de dados direcionais de paleocorrentes, assim como direção e sentido de mergulho em planos de falhas e fraturas. A análise das litofácies e suas associações foram fundamentais para o reconhecimento de modelos deposicionais.

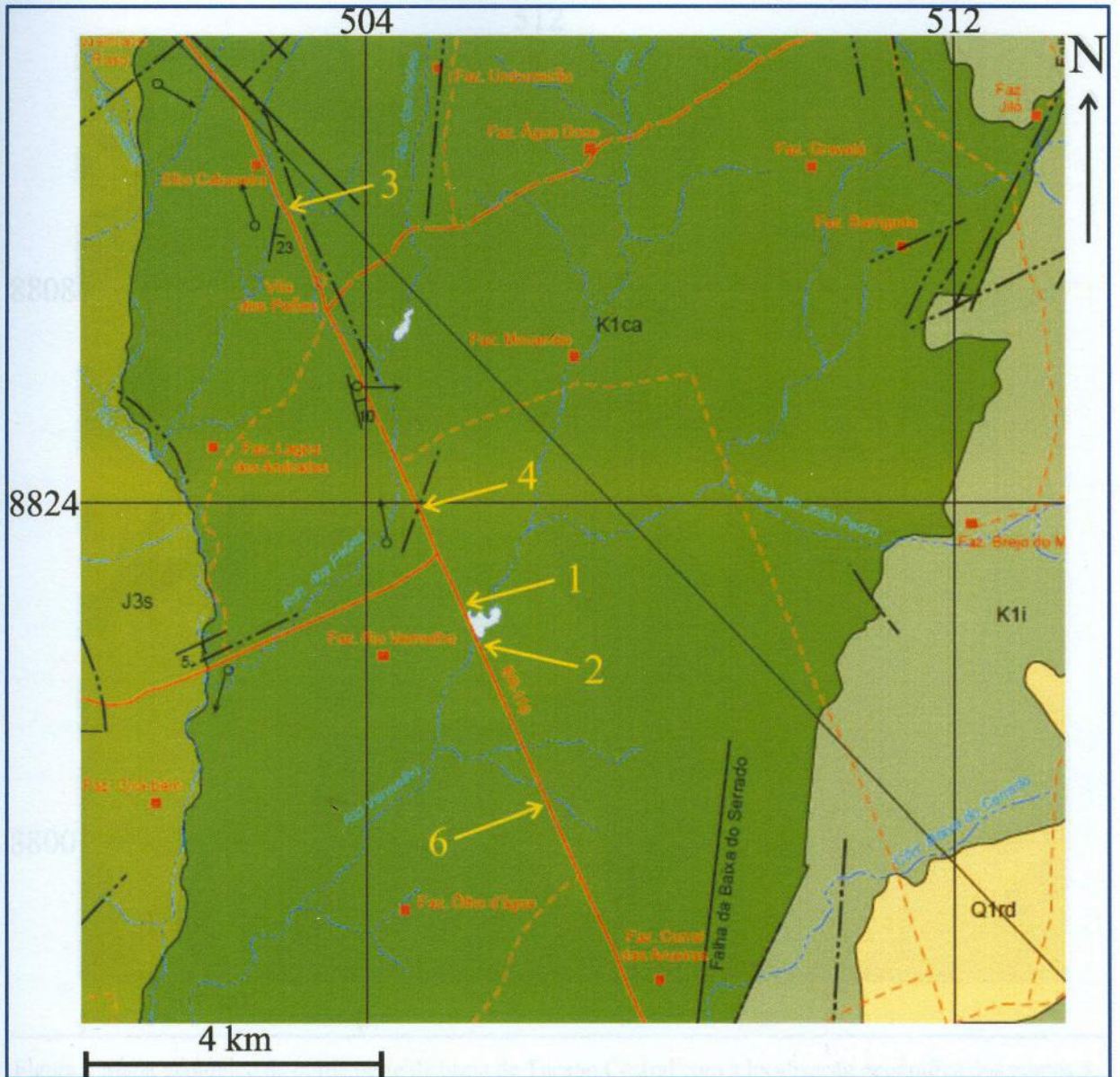


Figura 1 Mapa geológico da borda oeste da bacia de Tucano Central com a localização geográfica dos pontos 1, 2, 3, 4 e 6. Carta Geológica, Folha SC.24-Z-A-IV - Ribeira do Pombal / Escala 1:100.000 - Fonte: CPRM, 2009. Legenda: J3s - Formação Sergi; K1ca - Formação Candeias; K1i - Grupo Ilhas Indiviso; Q1rd - Coberturas Residuais Arenosas.

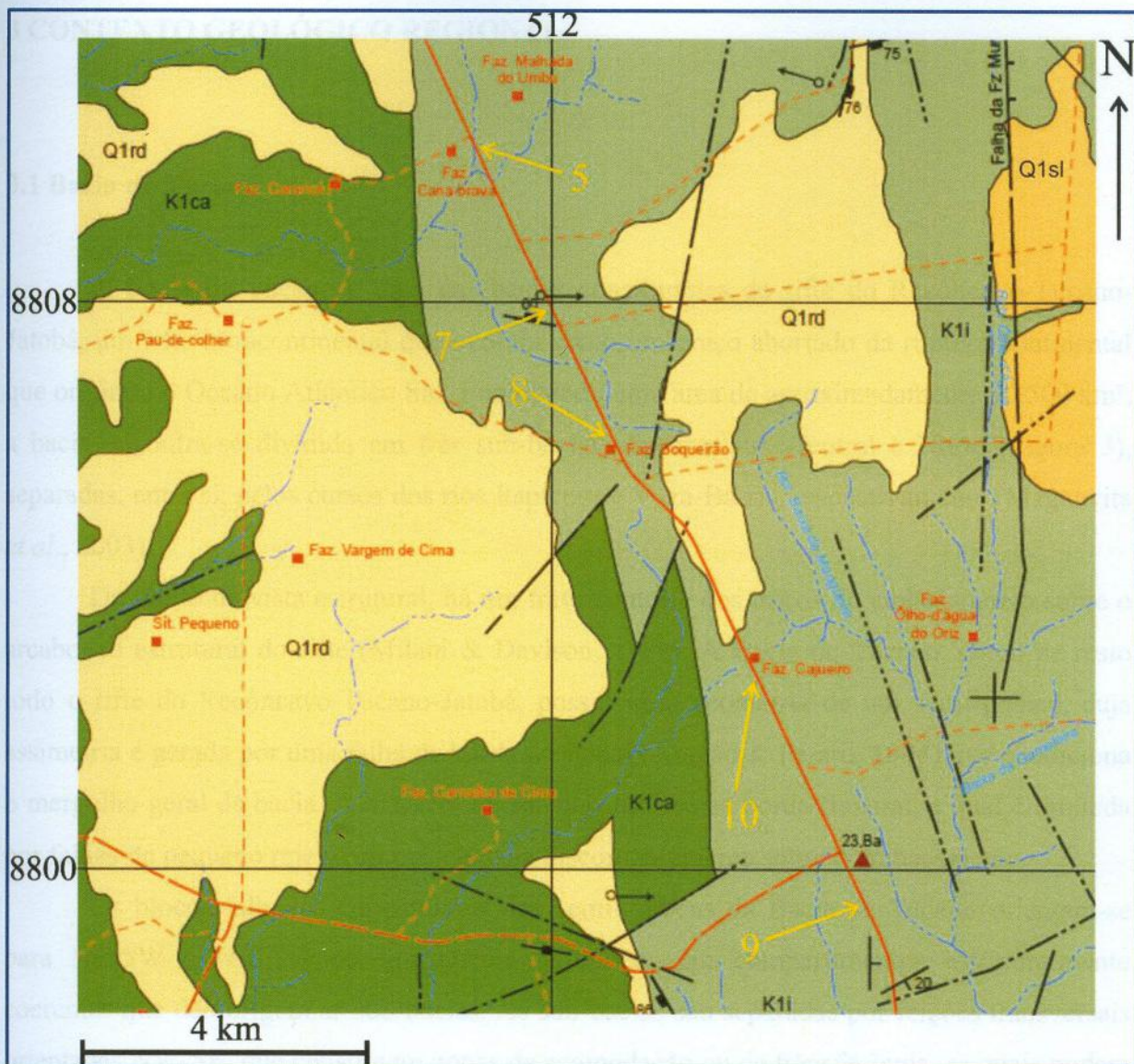


Figura 2 Mapa geológico da borda oeste da bacia de Tucano Central com a localização geográfica dos pontos 5, 7, 8, 9 e 10. Carta Geológica, Folha SC.24-Z-A-IV - Ribeira do Pombal / Escala 1:100.000 - Fonte: CPRM, 2009. Legenda: K1ca - Formação Candeias; K1i - Grupo Ilhas Indiviso; Q1rd - Coberturas Residuais Arenosas; Q1sl - Coberturas Detrito-Lateríticas.

3.1.3 Contexto estrutural da bacia

A origem da bacia de Tucano está relacionada a uma série de feições tectônicas, mas como sedimentação crustal e clivagem, que tem importante feições características, sendo como unidade fundamental o semi-graben. O início do processo de rifting não está muito discutido, sendo utilizados diferentes critérios para o seu

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 Bacia de Tucano

A Bacia de Tucano é uma das bacias constituintes do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, um rifte intracontinental que evoluiu como um braço abortado da ruptura continental que originou o Oceano Atlântico Sul. Englobando uma área de aproximadamente 30.500 km², a bacia encontra-se dividida em três sub-bacias, Tucano Sul, Central e Norte (Figura 3), separadas, entre si, pelos cursos dos rios Itapicuru e Vaza-Barris, respectivamente (Magnavita *et al.*, 2003).

Do ponto de vista estrutural, há um forte controle dos traços do embasamento sobre o arcabouço estrutural do rifte (Milani & Davison, 1988). A Bacia de Tucano, como de resto todo o rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, possui uma geometria de um semi-gráben, cuja assimetria é gerada por uma falha de borda principal (Aragão & Peraro, 1994) que condiciona o mergulho geral da bacia. A margem oposta constitui-se na borda flexural, a qual é limitada por falhas de pequeno rejeito ou posicionada discordantemente sobre o embasamento.

Os blocos falhados constituintes dos semi-grábens da Bacia de Tucano orientam-se para NE-SW e N-S, sendo tipicamente agrupados em compartimentos estruturalmente coerentes que dão origem às sub-bacias. As sub-bacias são separadas por feições transversais orientadas NW-SE, que constituem zonas de acomodação ou de transferência, as quais podem não somente deslocar as falhas de borda, mas também alternar a polaridade das mesmas, como de fato ocorre entre as sub-bacias de Tucano Central e Norte. Outras importantes feições transversais às bordas falhadas são as chamadas falhas de alívio, recentemente identificadas na região (Destro *et al.*, 2003).

3.1.1 Configuração Estrutural da Bacia

A origem da Bacia de Tucano está relacionada a uma série de fenômenos termo-mecânicos, tais como estiramento crustal e cisalhamento, que lhe imprimiu feições características, tendo como unidade fundamental o semi-gráben. O início do processo de rifteamento tem sido muito discutido, sendo utilizados diferentes critérios para o seu

posicionamento. Dentre estes critérios, destaca-se a presença dos primeiros falhamentos que controlaram a sedimentação jurássica (Chang *et al.*, 1992).



Figura 3 Mapa das principais feições estruturais das bacias do Tucano e Jatobá (Modificado de Sarnelli *et al.*, 1994).

Zonas de acomodação ou de transferência seccionam transversalmente o sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, tendo permitido a formação de sub-bacias com características estruturais e sedimentológicas próprias (Magnavita & Cupertino, 1987; Milani & Davison, 1988). A arquitetura do rifte reflete um embasamento muito heterogêneo sob o ponto de vista litológico, de seu ambiente tectônico e de sua idade, correspondendo à unidade geotectônica denominada Província Costeira e de Margem Continental (Almeida, 1977). Esta unidade compreende as províncias do São Francisco e da Borborema, representadas basicamente por rochas metamórficas e granitóides. Tais províncias podem ser subdivididas em seis domínios

estruturais (Magnavita, 1992), que conferem complexidade ao substrato em torno do rifte (Figura 5). Estes contrastes foram determinantes para a instalação de áreas-fonte bastante distintas, do mesmo modo que antigas zonas de fraqueza exerceram um forte controle sobre o arcabouço estrutural.

A sub-bacia de Tucano Sul é estruturalmente caracterizada por um semi-gráben basculado para sudeste, ocupando uma área triangular de aproximadamente 7.000 km². Seus limites são determinados pela falha de Inhambupe, a leste; pelo Alto de Aporá, a sul, que a separa da Bacia do Recôncavo; pela zona de acomodação do rio Itapicuru, a norte, limite estruturalmente pouco definido com a sub-bacia de Tucano Central (Figura 4). À oeste, o limite dá-se com o embasamento cristalino, ora através de uma discordância, ora por meio de um monoclinal falhado. O arcabouço estrutural da sub-bacia é relativamente simples, com falhas espacialmente organizadas em estilo dominó, orientadas N25°E, mergulhando para oeste, e que perdem rejeito ao longo do *strike* no sentido nordeste. A sub-bacia torna-se cada vez mais profunda para nordeste, atingindo mais de 7.000 m de espessura sedimentar no Baixo de Inhambupe (Magnavita *et al.*, 2003).

A sub-bacia de Tucano Central possui cerca de 14.700 km² em área, constituindo-se na maior sub-bacia da região. Encontra-se parcialmente separada de Tucano Sul pela zona de acomodação do rio Itapicuru e de Tucano Norte pela zona de acomodação do Vaza-Barris. Sua borda falhada é determinada pela falha de Adustina, havendo ainda duas áreas plataformais: a plataforma de Umburana, a oeste, e a plataforma de Quilombo, a leste (Figura 4). A arquitetura estrutural é caracterizada por falhas de direção geral N-S, mergulhando para oeste, resultando em um estilo dominó. Uma grande falha antitética, mergulhando para leste de encontro à falha de Adustina, define o baixo de Cícero Dantas, onde espera-se o embasamento a mais de 10.000 m de profundidade (Magnavita *et al.*, 2003).

A sub-bacia de Tucano Norte ocupa uma área de cerca de 8.800 km². Seu limite com a bacia de Jatobá ocorre ao longo da falha do rio São Francisco; com o Tucano Central, se dá através da zona de acomodação do Vaza-Barris, marcado por uma inversão na geometria do rifte, uma vez que no Tucano Norte, ao contrário das sub-bacias mais ao sul, os estratos mergulham para oeste, em direção à falha de São Saité. No Baixo de Salgado do Melão estima-se a que o embasamento esteja a mais de 7.000 metros de profundidade (Magnavita *et al.*, 2003).

No limite entre as bacias de Tucano Central e Tucano Norte, além do Alto do Vaza-Barris, ocorrem as falhas de transferência de Caritá e de Jeremoabo (Figura 4) que,

juntamente com o referido alto, constituem uma zona de acomodação determinante da inversão da assimetria dos semi-grábens. Geometricamente, essa zona constitui-se numa ampla antiforma gerada pela competição por espaço decorrente da disposição frontal de duas falhas de borda opostas. Localmente, a inversão está bem caracterizada pelo padrão geométrico da falha de Caritá, a qual inverte o sentido do mergulho ao longo do *strike* (Magnavita *et al.*, 2003).

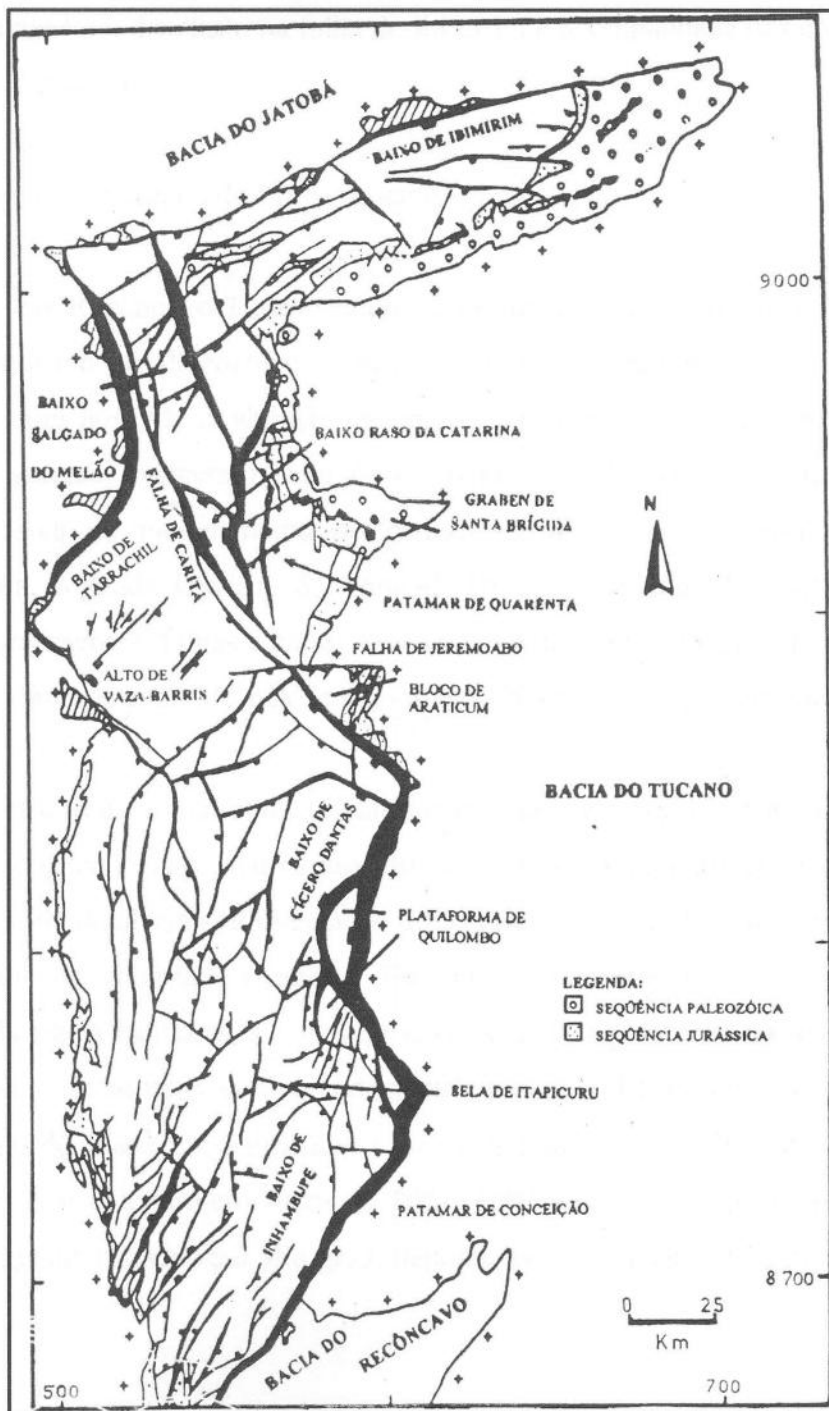


Figura 4 Arcabouço estrutural do Rifte Tucano-Jatobá, à nível do Embasamento (Aragão & Peraro, 1994).

Estudos efetuados na região limítrofe entre as sub-bacias de Tucano Central e Tucano Norte, evidenciaram uma compressão ao longo da falha de Jeremoabo (Destro *et al.*, 2003), permitindo a formulação de um modelo cinemático para a abertura da porção norte do rifte. No modelo, o bloco situado entre as falhas de Ibimirim e de Jeremoabo, além de translação, teria sofrido também uma leve rotação, evidenciada pela distensão diferencial ao longo da falha de Ibimirim na Bacia do Jatobá, sendo maior a oeste e menor a leste, onde esta bacia termina. Desse modo, a distensão na falha de Ibimirim é acompanhada por empurrão na falha de Jeremoabo (Figura 4).

3.1.2 Arcabouço Geotectônico do Embasamento

O rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá está implantado sobre terrenos cujas idades variam do Arqueano ao Paleozoico, havendo grande heterogeneidade no comportamento reológico dos mesmos. O arcabouço tectônico dessas bacias mostra que os elementos geotectônicos antigos exerceram, através da reativação de antigos planos de fraqueza, influência decisiva no modelamento do padrão estrutural. Essa anisotropia planar pré-existente é dada, segundo Davison & Arthaud (1987), por planos de xistosidade, contatos litológicos, acamamentos, falhas e zonas de cisalhamento reativadas durante a ruptura crustal mesozoica. O controle exercido pelo embasamento também é observado nos riftes do leste africano.

As sub-bacias do Tucano Sul e Central instalaram-se sobre a borda nordeste do Cráton do São Francisco, tendo como embasamento ortognaisses migmatíticos, a oeste-sudoeste e sudeste; rochas metavulcano-sedimentares do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, a oeste; metassedimentos da cobertura cratônica Estância, a noroeste e leste-nordeste; e rochas sedimentares da Bacia Palmares, a leste (Costa *et al.*, 2007). Conforme Delgado *et al.* (2003), os ortognaisses migmatíticos compreendem suítes ígneas TTG (tonalítico-trondhjemítico-granodioríticas), de idade mesoarqueana a neo-arqueana (3.200-2.900 Ma), intrudidas por granitos e sienitos paleoproterozoicos (2.100-1.900 Ma). Associam-se ainda sequências supracrustais metamorfizadas em alto grau, depositadas em bacias rifte e de margem passiva (Figura 5).

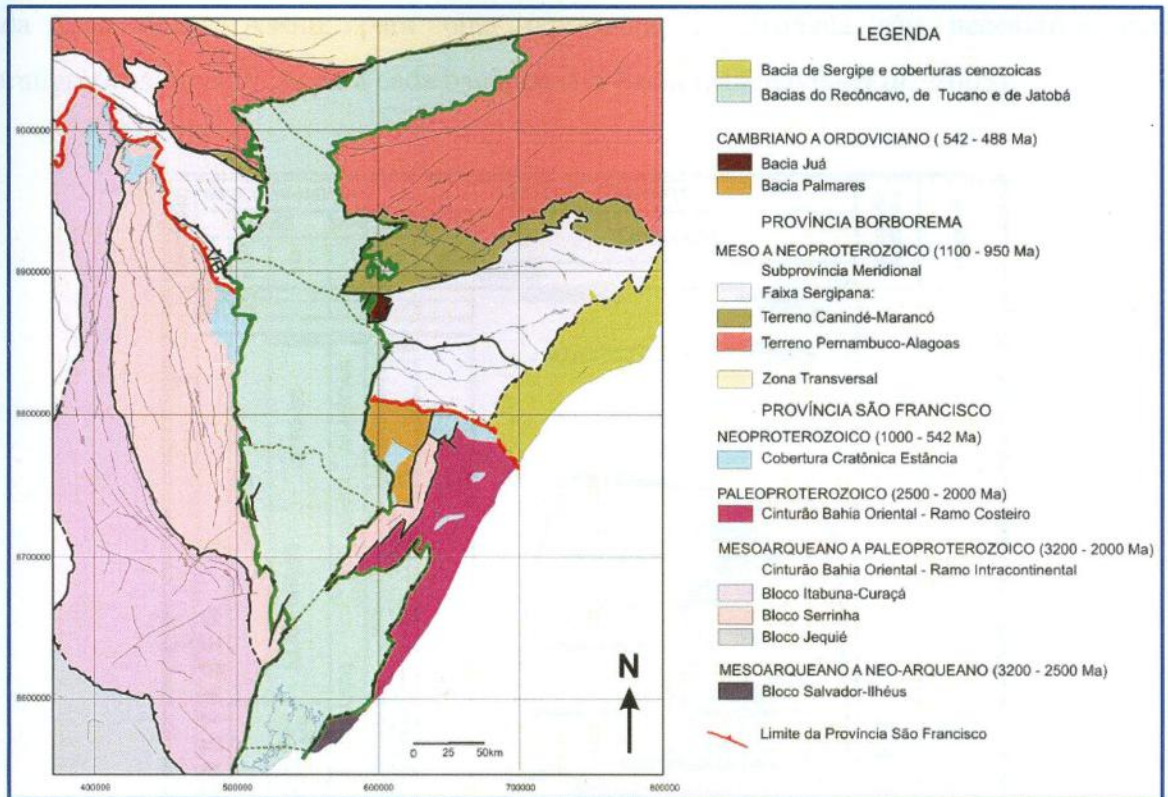


Figura 5 Compartimentação tectônica do embasamento do Sistema Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá (Kosin, 2008).

3.1.3 SEQUÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS

Semelhanças estratigráficas e estruturais são mais marcantes entre as sub-bacias de Tucano Sul e Central e, devido a isso, uma única coluna estratigráfica é utilizada para essas sub-bacias (Figura 6). Já a sub-bacia de Tucano Norte tem maiores afinidades com a Bacia de Jatobá, localizada mais ao norte (Caixeta *et al.*, 1995).

A sucessão estratigráfica do Rife do Recôncavo-Tucano-Jatobá inclui estratos com idades desde o Paleozoico até o Cenozoico (Figura 6). Os pacotes de idade paleozoica, de ocorrência local, constituem remanescentes de ciclos sedimentares mais antigos e que foram preservados da erosão pelo abatimento de blocos no Mesozoico. A fase sin-rifte aconteceu durante o Eocretáceo, prolongando-se até o Aptiano. A espessura sedimentar total acumulada durante esta fase excede os 6 km no depocentro principal da Bacia do Recôncavo, o Baixo de Camaçari-Miranga, e ultrapassa 10 km no Baixo de Cícero Dantas (Figura 4), na sub-bacia de Tucano Central (Magnavita *et al.*, 2005).

Uma correlação regional dos atributos estratigráfico-sedimentológicos é exequível ao longo de todas as sub-bacias do Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá, mas há particularidades em

cada uma delas. Assim, para uma representação adequada são necessárias cartas estratigráficas específicas para cada bacia ou sub-bacia (Magnavita *et al.*, 2005).

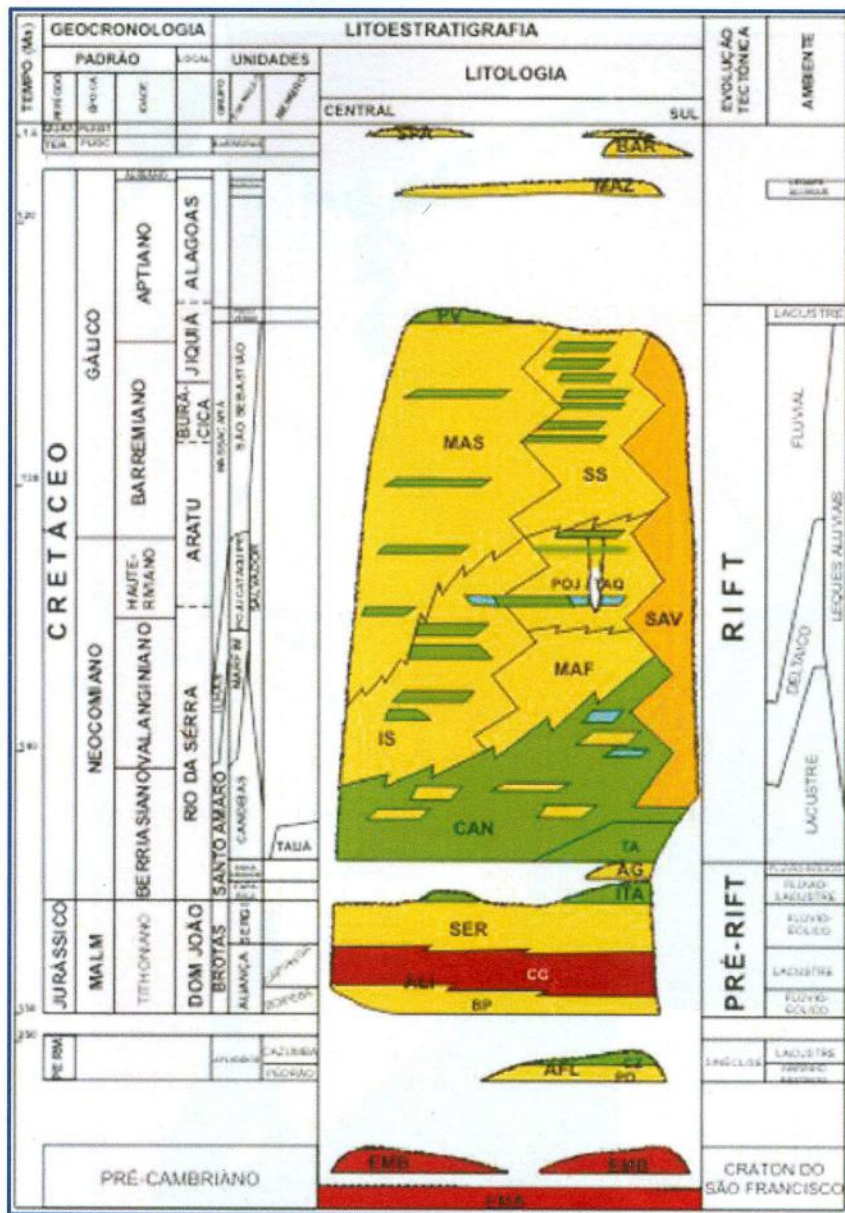


Figura 6 Diagrama estratigráfico simplificado da bacia de Tucano Central-Sul (Caixeta *et al.*, 1995).

A Bacia de Tucano contém sedimentos depositados do Paleozoico ao Cenozoico, com interrupções erosionais importantes entre os estratos preservados (Figura 7). A fase sin-rifte ocorreu durante o Eocretáceo, principalmente no Neocomiano, mas o desenvolvimento completo do rifte (fases pré-, sin- e pós-rifte) estendeu-se, pelo menos, do Tithoniano ao Albiano. Uma característica distintiva da estratigrafia da bacia é a ausência de rochas ígneas, como atestado por afloramentos, seções sísmicas e poços perfurados na área. Entretanto, há

um dique de diabásio no embasamento, a leste da sub-bacia de Tucano Norte, datado pelo método K/Ar em $105,4 \pm 9,5$ Ma (Magnavita, 1992).

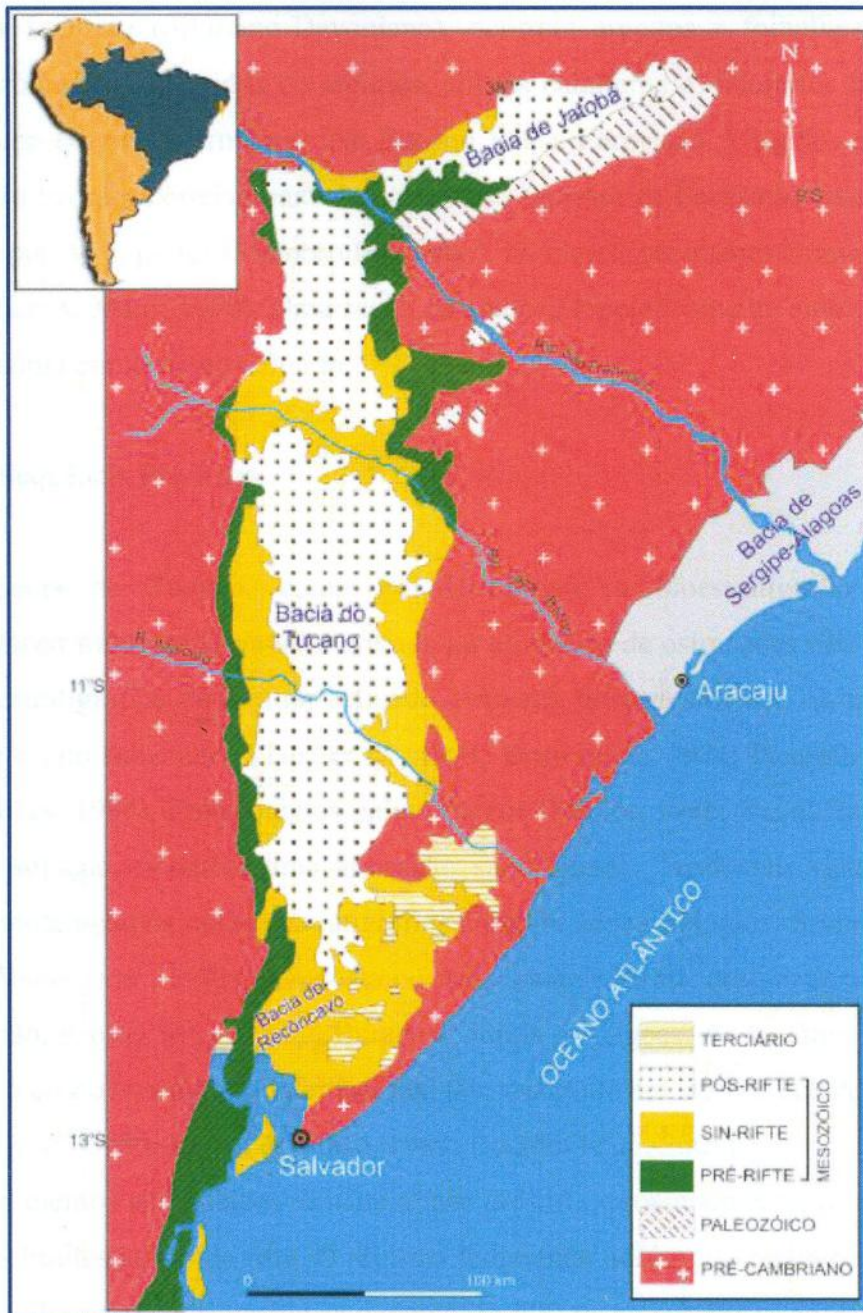


Figura 7 Mapa geológico esquemático com localização do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, mostrando a distribuição de sedimentos pré-, sin- e pós-rifte (Magnavita, 1992).

3.1.3.1 Supersequência Paleozoica

Os sedimentos paleozoicos estão preservados, em sua maioria, numa franja exposta na borda leste da sub-bacia de Tucano Norte, sendo correlacionáveis aos depósitos da Bacia do

Parnaíba, com a qual constituíam uma única bacia durante o Paleozoico (Sampaio & Northfleet, 1973). No Tucano Norte, o gráben de Santa Brígida contém a mais completa seção paleozoica do rifte. Sotopostos, em provável discordância com os arenitos e conglomerados da Formação Tacaratu (Siluriano-Devoniano), ocorrem arenitos e folhelhos da Formação Curitiba (Carbonífero), seguidos de arenitos, siltitos calcíferos e dolomitos betuminosos da Formação Santa Brígida (Permiano). No Tucano Sul, a Formação Afligidos tem sua porção basal (Membro Pedrão) correlacionável com a parte superior da Formação Santa Brígida. Em relação à sua porção superior (Membro Cazumba), há incertezas quanto a uma possível idade triássica (Aguiar & Mato, 1990). Uma seção paleozoica hipoteticamente empilhada teria uma espessura máxima em torno de 1.000 m.

3.1.3.2 Supersequência Pré-Rifte

Na Bacia de Tucano, como no Recôncavo, a bioestratigrafia do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior baseia-se sobretudo na utilização de ostracodes não-marinhas, cuja distribuição estratigráfica define um refinado esquema de zoneamento, composto por onze zonas e vinte e oito subzonas (Viana *et al.*, 1971; Brito *et al.*, 1984; Picarelli & Milhomem, 1991; Magalhães, 1994). Zoneamentos palinológicos (Müller, 1966; Regali *et al.*, 1974), por sua menor resolução, possuem uma aplicação subordinada. Tendo em vista as incertezas associadas à amarração da coluna estratigráfica à escala geocronológica, foi criada a Série do Recôncavo (Viana *et al.*, 1971), composta por seis andares locais, designados, da base para o topo, Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas. As tentativas de correlação da Série com a cronoestratigrafia internacional têm resultado em intenso debate acerca de seus limites (Arai *et al.*, 1989; Regali & Viana, 1989; Beurlen *et al.*, 2001).

Os sedimentos acumulados durante a fase pré-rifte, provavelmente, foram depositados para além dos limites atuais do rifte. O registro sedimentar adelgaça-se para o norte, passando de 1.100 m na Bacia do Recôncavo para cerca de 400 m na sub-bacia de Tucano Norte. A sequência estende-se do Portlandiano (Tithoniano?) ao Cretáceo inferior, abrangendo o andar Dom João e a parte basal do Rio da Serra Inferior. O Andar Dom João consiste nos depósitos aluviais do Grupo Brotas, estando representado pelos arenitos médios, fluviais e eólicos, do Membro Boipeba (Formação Aliança), pelas argilas avermelhadas lacustres do Membro Capianga (Formação Aliança) e pelos arenitos fluviais e eólicos, médios a grossos, da Formação Sergi. Esses sedimentos vermelhos são seguidos pelos do Grupo Santo Amaro

(Eocretáceo), cujos estratos basais (folhelhos lacustres da Formação Itaparica e arenitos flúvio-eólicos da Formação Água Grande) foram formalmente reconhecidos apenas na porção sul do Tucano Sul (Magnavita *et al.*, 2003).

3.1.3.3 Supersequência Rifte

Estima-se que a fase sin-rifte tenha se iniciado durante o Berriasiano (em torno de 145 Ma), tendo uma duração de cerca de 22 milhões de anos, ao longo dos quais acumularam-se estratos do Rio da Serra Inferior ao Jiquiá. A fase sin-rifte tem sido tradicionalmente marcada pelo primeiro aparecimento de conglomerados sin-tectônicos da Formação Salvador, acumulados numa espessa cunha (localmente com mais de 3.000 m de espessura) junto às grandes falhas de borda (Ghignone, 1972). Entretanto, o início da fase sin-rifte deve, forçosamente, preceder a primeira entrada de conglomerados a partir da borda, uma vez que é necessária uma subsidência inicial, compensada pelo soerguimento e erosão do bloco alto, criando espaço para acumular os clásticos grossos. Assim, o início do rifteamento é mais provavelmente marcado pela deposição dos folhelhos do Membro Tauá da Formação Candeias (Magnavita, 1996). Segue-se uma fase lacustre, com elevada taxa de subsidência, quando argilas da Formação Candeias foram depositadas juntamente com arenitos delgados constituintes de leques deltaicos.

O Membro Tauá é a unidade basal formada por folhelhos cinza escuros, com partição acicular (*splintery*), micáceos, duros, laminação paralela, fossilíferos. As argilas e lamas escuras que resultaram nos folhelhos do Membro Tauá foram depositadas num ambiente lacustre raso, provavelmente pantanoso e característico de um clima úmido.

O Membro Gomo é constituído por folhelhos cinza-acastanhados e cinza escuros, calcíferos e bastante dolomitizados, com partição irregular, às vezes parcialmente fraturados, sendo frequentes concreções de calcários micríticos, dolomitizados. Sua espessura é muito variável, sendo menor nas áreas mais estáveis, passando a mais de 2.000 m nas áreas mais subsidentes da bacia. Esses folhelhos lacustres constituem a principal rocha geradora da Bacia do Recôncavo (Neumann *et al.*, 2008).

Nas bacias de Tucano-Jatobá, a sequência lacustre Candeias apresenta uma diferenciação em relação à que foi descrita para essa unidade na Bacia do Recôncavo. O lago do Recôncavo era mais profundo, possibilitando a formação de turbiditos - principais reservatórios desse sistema -, enquanto que o lago Tucano era mais raso, com grande

influência deltaica, como atestam os reservatórios dessa sequência - lobos deltaicos. Durante a deposição da sequência lacustre houve pouquíssima atividade tectônica, mantendo sempre as condições de uma deposição rasa, de um modo geral, caracterizando uma *sag basin* (Neumann *et al.*, 2008).

A diminuição na taxa de subsidência inicial, indicada por calcários oncolíticos no topo da Formação Candeias, no Tucano Sul, possibilitou a progradação de deltas sobre as plataformas existentes próximos às bordas flexurais da bacia, preenchendo os depocentros com arenitos, siltitos e, subordinadamente, folhelhos e poucos carbonatos do Grupo Ilhas. O principal sentido de progradação tem sido advogado como de norte para sul (Gontijo, 1988).

Os sedimentos deltaicos são sucedidos por sedimentos fluviais do Grupo Massacará, os quais consistem, predominantemente, de arenitos médios a grossos, atingindo mais de 4.000 m de espessura em alguns depocentros. Na sub-bacia de Tucano Central, no topo do Grupo Massacará, aparecem folhelhos e alguns calcários da Formação Poço Verde; na porção oeste do vale do rio Vaza-Barris, uma seção de arenitos eólicos com cerca de 300 m de espessura encontra-se incluída no Grupo Massacará (Magnavita, 1992).

3.1.3.4 Supersequência Pós-Rifte

A fase pós-rifte inicia-se no Eoaptiano. Uma discordância angular separa a megasequência sin-rifte dos conglomerados e arenitos aluviais pós-rifte da Formação Marizal. Esta unidade é limitada no topo e na base por duas discordâncias, entre as quais preservaram-se os depósitos do Andar Alagoas, os quais estendem-se do Aptiano ao Eoalbio. Os conglomerados basais dessa unidade correlacionam-se aos depósitos do Membro Carmópolis da Formação Muribeca da bacia de Sergipe-Alagoas. A discordância na base da Formação Marizal corresponde a uma discordância que ocorre ao longo das costas sul-americana (Kiang *et al.*, 1988) e africana (Teisserenc & Villemin, 1989). Esses depósitos alcançam uma espessura máxima em torno de 300 m na parte central do rifte.

Acima desses depósitos, na região da Serra do Tonã, na sub-bacia de Tucano Norte, existem folhelhos esverdeados e calcários escuros albo-aptianos correlacionados com sedimentos da Formação Santana da Bacia do Araripe. A deposição dessa seção pós-rifte ocorreu numa bacia do tipo *sag* que teria extrapolado os limites atuais do rifte durante uma fase de subsidência térmica (Magnavita *et al.*, 1994).

Na Bacia de Tucano, não existem unidades preservadas do Mesoalbianiano ao Mioceno (Figura 6). Os primeiros sedimentos que recobrem boa parte da porção sudeste da bacia, como de resto toda a costa brasileira, são os arenitos continentais plio-pleistocênicos do Grupo Barreiras, com menos de 100 m de espessura na região em apreço. Sedimentos quaternários estão representados por depósitos aluvionares ao longo dos principais cursos d'água existentes na região.

A distribuição geográfica dos sedimentos expostos ao longo do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá pode ser vista na Figura 7. Os sedimentos pré- e sin-rifte encontram-se expostos junto às bordas flexural e ao longo dos principais rios da região. Cerca de setenta e cinco por cento da bacia está recoberta por sedimentos da fase pós-rifte, dificultando a observação de sedimentos sotopostos.

3.1.4 Paleontologia

Os primeiros relatos de fósseis na Bacia de Tucano referem-se à ocorrência de frondes de pteridófitas (*Alethopteris branneri*) e escamas de peixe do gênero *Lepidotes* encontrados por Nascimento Moura na Fazenda Jacu, nos arredores de Araci (White, 1913; Oliveira, 1939). Apenas no final da década de 1930 foram realizados novos estudos paleontológicos, quando cerca de 80 novas localidades fossilíferas foram descritas (Melo Jr. & Oliveira, 1939).

Com estas pesquisas, foram descobertos, entre outros, diversos teleósteos, conchostráceos e fragmentos ósseos atribuídos a répteis, nas áreas de Inhambupe, Olindina, Nova Olinda, Soure, Tucano, Cícero Dantas e Serrinha. Ossos do crânio do peixe sarcopterígeo *Mawsonia* foram descobertos em 1940 por L.I Price e A. Oliveira na fazenda Quererá nas imediações de Araci, em sedimentos da Formação Candeias. Entre os achados, encontra-se um quadrado isolado deste animal, com 18 cm de altura, apresentando as maiores dimensões já observadas na espécie (Carvalho, 2002a; Carvalho, 2002b). Em localidades próximas, como Brejo do Tracupá, foram coletados alguns ossos de peixes de grande porte, escamas, dentes e fragmentos de *Lepidotes mawsoni* e *Lepidotes* sp. Uma variada ictiofauna foi descrita da Formação Marizal, aflorante nas regiões de Cícero Dantas, Euclides da Cunha, Inhambupe e Olindina (Silva Santos, 1972). Foram assinalados *Calamopleurus?* sp., *Ophiopsis?* sp., *Cladocyclus* sp., *Dastilbe* sp., *Clupavus brasiliensis* (Silva Santos, 1985) e *Vinctifer longirostris* (Silva Santos, 1990).

Troncos silicificados de coníferas atribuídos ao gênero *Agathoxylon* são muito comuns em sedimentos da Formação Sergi, encontrados na região de Curirici, Euclides da Cunha e Cocorobó, para os quais admite-se idade neojurássica. Esta ocorrência é correlacionável às das formações Serraria e Missão Velha, respectivamente nas bacias de Sergipe-Alagoas e do Araripe.

Os sedimentos da Formação Poço Verde, aflorantes na região homônima, situada em Sergipe, próximo à divisa com a Bahia, contêm coquinas de bivalvíos correlacionáveis àquelas do Membro Morro do Chaves (Formação Coqueiro Seco), da Bacia de Sergipe-Alagoas (Brazil, 1947).

Como no Recôncavo, os ostracodes constituem o principal grupo fóssil descrito na Bacia de Tucano, particularmente na sub-bacia do Tucano Sul. Nas sub-bacias do Tucano Central e especialmente do Tucano Norte, a reduzida amostragem e a prevalência de sistemas deposicionais pouco favoráveis ao desenvolvimento e preservação *post-mortem* destes microcrustáceos, em grande parte da evolução destas sub-bacias, contribuíram para recuperação de associações menos abundantes e, de maneira geral, pior preservadas. No Tucano Sul, destacam-se as associações de idade Mesorio da Serra terminal a Neorio da Serra inicial, que possuem diversidade e abundância mais comumente superiores às registradas para associações contemporâneas, na Bacia do Recôncavo. A esta época, a manutenção de elevadas batimetrias em grande parte do Recôncavo justificaria a pobreza do registro e mesmo a comum dificuldade de caracterização bioestratigráfica de seções desta idade. Já no Tucano Sul, associações melhor caracterizadas, representadas por espécies com feições ornamentais comumente bem desenvolvidas, são reflexo das menores batimetrias estimadas para grande parte desta sub-bacia (Magnavita *et al.*, 2003).

4 ANÁLISE LITOFACIOLÓGICA

4.1 Litofácies Sedimentares

No intervalo estudado, com os dados obtidos a partir dos afloramentos, foi possível a caracterização de 11 litofácies sedimentares terrígenas (8 psamíticas e 3 pelíticas), que se encontram sintetizadas no Quadro 1. As macroclásticas são representadas pela letra 'A' (areníticas) e as microclásticas pela letra 'L' (lutíticas).

Para a diagnose das litofácies foram utilizados seus atributos mais importantes como características litológicas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e icnofossilífero (grau de bioturbação) e cores, assim como a interpretação dos processos sedimentares físicos envolvidos.

A análise dos arenitos através de lâminas petrográficas foi realizada de forma a auxiliar a caracterização das litofácies. O esquema classificatório de Miall (1996) foi adotado para algumas litofácies, visto que tal nomenclatura é largamente difundida na comunidade geológica, o que permite maior transmissão e compreensão das informações.

Quadro 1 Síntese das litofácies sedimentares terrígenas descritas na Formação Candeias?, na área analisada. Os códigos que se encontram entre parênteses são referentes às litofácies (fluviais) de Miall (1996), que em muito se assemelham às descritas.

Litofácies	Descrição	Interpretação
A1 (St)	Arenitos muito finos a finos, bem a muito bem selecionados, eventualmente conglomerático com grânulos e seixos finos, micáceo, bioclástico (conteúdo fossilífero constituído por escamas de peixes e fragmentos ósseos) com estratificação cruzada acanalada de porte médio a grande. Ocorrem presentes concreções silicosas e intraclastos pelíticos. As camadas variam em espessura de 18 a 80 cm.	Migração subaquosa de megaondulações arenosas e/ou cascalhosas (dunas 3D) de cristas sinuosas ou lingüóides, de porte médio a grande, tracionando carga de fundo, por correntes hidrodinâmicas trativas unidirecionais em regime de fluxo inferior. Relacionadas a barras fluviais de cristas sinuosas.
A2 (Sp)	Arenitos muito finos a finos, bem a muito bem selecionados, comumente micáceos e intensamente cimentados com estratificação cruzada planar de porte médio a grande. Estratos com espessuras que variam de 0,8 a 1 m.	Migração subaquosa de megaondulações arenosas (dunas transversais 2D) de cristas retas, de porte médio a grande, tracionando carga de fundo, por correntes hidrodinâmicas trativas unidirecionais em regime de fluxo inferior. Relacionadas a barras fluviais de cristas retas.

A3 (Sr)	Arenitos muito finos a finos, bem a muito bem selecionados, ocasionalmente micáceos e fortemente cimentados, com laminação cruzada (ocorrência de marcas onduladas assimétricas) e dispostos em estratos que variam em espessura de 0,1 a 1,4 m.	Microformas-de-leito depositadas por tração subaquática, migração de ondulações arenosas (marcas onduladas assimétricas) por corrente trativa subaquosa unidirecional em regime de fluxo inferior durante inundação fluvial.
A4	Arenitos muito finos a finos, bem a muito bem selecionados, eventualmente micáceos e bioclásticos (conteúdo fossilífero composto por fragmentos ósseos e escamas de peixes) com laminação cruzada cavalgante (<i>climbing ripple</i>). Intraclastos pelíticos podem ocorrer posicionados na base das camadas que no caso variam em espessura de 8 a 75 cm.	Desaceleração de corrente hidrodinâmica trativa unidirecional (tração e decantação) desencadeando migração e cavalgamento subaquático de ondulações arenosas como carga de fundo, em regime de fluxo inferior.
A5 (Sh)	Arenitos muito finos a finos, bem a muito bem selecionados com laminação plano-paralela, eventualmente conglomerático com grânulos e seixos finos subarredondados, micáceo, fortemente cimentado e conteúdo fossilífero constituído por escamas de peixes e fragmentos ósseos. Intraclastos pelíticos subangulosos a subarredondados ocorrem associados. Camadas com espessuras variando de 15 a 90 cm.	Formas de leito plano, arenosos e/ou cascalhosos, depositados por correntes trativas unidirecionais subaquosas em regime de fluxo superior/crítico. Relaciona-se a depósitos de planície de inundação fluvial e topo de barras fluviais.
A6 (Sl)	Arenitos muito finos a finos, bem a muito bem selecionados com estratificação cruzada de baixo ângulo (<15°) de porte médio, dispostos em camadas que variam de 70 a 85 cm de espessura.	Preenchimento de suaves depressões (<i>scour fills</i>), dunas atenuadas e/ou antidunas por agradação de lençóis arenosos (transição entre os regimes de fluxo inferior e superior).
A7 (Sm)	Arenitos finos a médios, moderadamente a bem selecionados, maciços ou indistinta laminação, ocasionalmente conglomerático com grânulos e seixos finos subarredondados a arredondados, micáceo e conteúdo icnofossilífero e fossilífero composto por fragmentos ósseos e escamas de peixes. Estruturas de carga e intraclastos pelíticos estão inseridos mais restritamente. Estratos variam em espessura de 0,04 a 1,5 m.	Rápida desaceleração de fluxos hiperconcentrados (fluxo-de-detritos do tipo <i>sand debris</i>) durante inundação fluvial. O caráter maciço também pode ser função de alterações pós-deposicionais, como intensa bioturbação, fluidizações ou variações do nível da superfície freática. Ação biogênica por invertebrados e possíveis vertebrados continentais (deformação em regime dúctil).
A8	Arenito fino a médio, bem selecionado com laminação convoluta. Intraclastos arenosos podem estar presentes. Estrato com espessura de 1,8 m.	Deformação hidroplástica sinsedimentar dos estratos por fluidização decorrentes de causas variadas (intensa bioturbação, escape de fluidos e sismos, assim como por mudanças na poro-pressão dos sedimentos arenosos gerado através de flutuações do nível da superfície freática).
L1 (Fl)	Siltitos laminados ou maciços (eventualmente com laminação cruzada), comumente argilosos e/ou arenosos, micáceos, conteúdo icnofossilífero e fossilífero por ostracodes, fragmentos ósseos e escamas de peixes. Podem ocorrer níveis bioturbados e a cor pode variar de esverdeado a avermelhado-amarronzado. Camadas com espessuras variando de 6 a 70 cm.	Assentamento gravitacional de partículas em suspensão e correntes trativas unidirecionais subaquosas de baixa energia (fracas) e/ou desaceleração do fluxo. Relaciona-se a depósitos externos ao canal (planície de inundação fluvial e sistemas lacustres), canais abandonados ou de inundação fluvial. Condições deposicionais redutoras e incipiente atividade biogênica por possíveis invertebrados.

L2 (Fsm, Fm)	Argilitos maciços ou com laminação plano- paralela incipiente, eventualmente silticos, coloração variando de amarronzado- arroxeadado a avermelhado-esverdeado dispostos em camadas com espessuras que variam de 0,09 a 1,8 m.	Decantação de partículas (argilas em suspensão) em sistemas subaquosos de baixa energia sob condições oxidantes. Relaciona-se a depósitos externos ao canal (sistemas lacustres e planície de inundação fluvial) ou canais abandonados.
L3 (Fm)	Folhelho fissil, localmente laminado, conteúdo fossilífero constituído por ostracodes, conchostráceos, gastrópodes e fragmentos ósseos como vértebras de peixes, coloração esverdeada (restritos níveis avermelhados), em determinados horizontes com gretas de contração. Estrato com espessura de aproximadamente 3 m.	Decantação de partículas em suspensão, argilosas e de matéria orgânica vegetal terrestre (detritos vegetais), em sistemas subaquosos redutores de baixa energia. Feições designativas de exposição subaérea. Associam-se a depósitos externos ao canal (planície de inundação fluvial e sistemas lacustres) ou canais abandonados.

4.2 Sucessões de Litofácies e Interpretação do Modelo Depositional

Os depósitos aluviais são bastante representativos no registro estratigráfico. Em bacias sedimentares que favorecem acumulação subaérea (bacias tipo rifte, intra-arco, periférica de antepaís), os depósitos fluviais podem estar representados por espessos pacotes sedimentares. Depósitos sedimentares de origem fluvial são importantes reservatórios e aquíferos.

Os rios ocorrem sobre amplas áreas continentais e em qualquer contexto climático. Os sistemas fluviais variam significativamente as suas características no tempo e no espaço. Fatores como o relevo e a descarga controlam a capacidade e competência dos rios, refletindo, principalmente, no tipo de sedimento transportado e na morfologia do canal (Scherer, 2008).

A morfologia aluvial é o resultado de uma complexa interação entre processos erosivos e deposicionais. As relações entre estes diferentes processos configuram as características gerais do sistema fluvial. A identificação e a classificação dos sistemas fluviais levam em conta, predominantemente, as características referentes aos canais fluviais. Os canais podem ser classificados com base na carga sedimentar transportada ou na sua morfologia.

A tipologia do sistema fluvial é controlada por diferentes fatores, entre os quais pode-se ressaltar: aporte sedimentar, granulometria da carga transportada, coesividade dos bancos, vegetação, variabilidade da descarga e inclinação do terreno. Em decorrência disto, existe um padrão geral de distribuição dos tipos de canais fluviais dentro das principais bacias aluviais (Scherer, 2008).

A definição de sistemas fluviais no registro geológico é baseada em metodologias de análise litofaciológica, que tem como base a construção de seções laterais dos afloramentos, envolvendo uma análise detalhada de litofácies, superfícies limítrofes e elementos arquiteturais que compõem os depósitos fluviais. A análise bi e tridimensional dos depósitos

aluviais tem demonstrado que existe uma grande variedade de estilos fluviais intermediários entre os quatro modelos clássicos (retilíneo, anastomosado, meandrante e entrelaçado).

O estudo sistemático de sistemas fluviais tem demonstrado que os depósitos aluviais são caracterizados por um número restrito de litofácies. Miall (1978) definiu uma classificação de litofácies fluviais que tem sido amplamente utilizada na análise de sistemas atuais e antigos. Essas litofácies respondem a processos sedimentares específicos, associados a diferentes contextos deposicionais.

A partir da análise bi e tridimensional de afloramentos é possível individualizar diferentes elementos arquiteturais em depósitos fluviais. Por elemento arquitetural entende-se um litossoma caracterizado por sua geometria externa e interna, associação de litofácies e escala, representando um processo particular ou conjunto de processos atuando em um sistema deposicional (Miall, 1985) e tem sua gênese associada aos efeitos cumulativos dos processos deposicionais e erosivos que atuam por períodos de dezenas a centenas de anos (Scherer, 2008).

A partir dos dados descritos e interpretados (litofácies e sucessões de litofácies), é definido um modelo deposicional para a Formação Candeias? na borda oeste do compartimento central da bacia, interpretado como a evolução de um sistema fluvial (meandrante?) constituído por porção subaérea relacionada a bacias de inundação. Foram identificadas sucessões de litofácies formadas no interior de canais fluviais e em áreas externas aos canais fluviais, em áreas de bacias de inundação (planície de inundação fluvial, pântanos e lagos) associadas a depósitos de interflúvios.

As sucessões de litofácies formadas no interior de canais fluviais foram individualizadas em: depósitos de lençóis de areia laminados, formas de leito arenosas e depósitos de preenchimento de depressões (*hollow*). A sucessão de litofácies associada a depósitos de lençóis de areia laminados relaciona-se às litofácies A5 (*Sh*), A6 (*Sl*), raramente A1 (*St*), A2 (*Sp*) e A3 (*Sr*). A geometria estratal e arquitetura interna são representadas por corpos arenosos tabulares, em lençol, formado por complexos amalgamados de estratos plano-paralelos ou de baixo-ângulo. Relaciona-se a lençóis de areia formados em contextos de rápida descarga. As litofácies A1 (*St*), A2 (*Sp*), A5 (*Sh*), A6 (*Sl*) e A3 (*Sr*) estão associadas à sucessão de litofácies relativa às formas de leito arenosas. A geometria estratal e arquitetura interna são representadas por corpos arenosos lenticulares e/ou em lençol ou tabulares, formados pela superposição de estratos cruzados amalgamados. São interpretados como migração e cavalgamento de dunas subaquosas. A sucessão de litofácies relacionada a

depósitos de preenchimento de depressões (*hollow*) associa-se às litofácies A5 (*Sh*) e A6 (*Sl*). A geometria dos estratos e arquitetura interna é destacada por corpos arenosos lenticulares e/ou acanalados, limitados na porção basal por superfícies erosivas côncavas. Associa-se ao preenchimento de feições erosivas formadas em regiões de confluência de canais.

As sucessões de litofácies formadas em áreas externas aos canais fluviais, em áreas de bacias de inundação (planície de inundação fluvial, pântanos e lagos) associadas a depósitos de interflúvios, foram diferenciadas em: áreas próximas de canais fluviais ativos, por dique marginal e espraiamento de *crevasse* (*crevasse splay*) e áreas distantes de canais fluviais ativos, por finos de planície de inundação fluvial e/ou canal abandonado. A sucessão de litofácies associada ao dique marginal é representada pelas litofácies L1 (*Fl*) e A3 (*Sr*). A geometria estratal é representada por depósitos lenticulares em cunha, anexados lateralmente aos corpos arenosos de canais fluviais. Relaciona-se a deposição de sedimentos siltico-arenosos na margem do canal durante períodos de extravasamento. As litofácies A1 (*St*), A3 (*Sr*), A6 (*Sl*), A4, A7 (*Sm*) e A5 (*Sh*) estão associadas à sucessão de litofácies relativa ao espraiamento de *crevasse* (*crevasse splay*). A geometria estratal é definida por combinação variada de estilos arquiteturais. É interpretado como desaceleração e desconfinamento dos fluxos das porções distais dos canais de *crevasse* e geração de lobos e subdeltas arenosos de *crevasse* (leque de extravasamento), a partir do rompimento/arrombamento do dique marginal, desenvolvidos pelo extravasamento e transbordamento lateral da carga sedimentar do canal durante grandes cheias, que progradam sobre corpos lacustres e pântanos da planície de inundação fluvial em áreas de bacias de inundação. Normalmente são gerados fluxos de gravidade (fluxo-de-detritos do tipo *sand debris*) durante inundação fluvial no declive do dique marginal. Os diques marginais e depósitos de espraiamento de *crevasse* (*crevasse splay*) ocorrem associados a canais anastomosados e meandranes, sendo que neste último são bem desenvolvidos na porção externa dos meandros. Raramente são identificados em canais entrelaçados. A sucessão de litofácies relacionada a finos de planície de inundação fluvial e/ou canal abandonado associa-se às litofácies L2 (*Fsm, Fm*), L1 (*Fl*) e L3 (*Fm*). A geometria dos estratos é tabular, assim como apresenta-se em disposições comparáveis em largura e espessura aos canais fluviais principais. Associa-se a acumulação em áreas de bacias de inundação, relacionadas a corpos lacustres ou pântanos de planície de inundação fluvial e/ou em lagos associados a canais abandonados. Feições de exposição subaérea são indicativas de climas áridos ou fortemente sazonais, ocorrendo associadas a lagos efêmeros devido às constantes flutuações do nível da superfície freática.

5 CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DOS AFLORAMENTOS

Na análise sedimentológica e estratigráfica dos afloramentos, constituintes da sucessão sedimentar da Formação Candeias?, foram caracterizadas litofaciologicamente em detalhe 10 exposições sedimentares. A descrição envolveu o reconhecimento dos parâmetros mais importantes como características litológicas, geometria estratal, estruturas sedimentares, presença de fósseis e icnofósseis (bioturbação), assim como a coloração dos estratos. Medições de dados direcionais de paleocorrentes, assim como direção e sentido de mergulho em planos de falhas e fraturas foram efetuadas.

Nos perfis verticais construídos, as diversas feições sedimentares observáveis encontram-se representadas esquematicamente pela simbologia, e a legenda para estas feições é mostrada na Tabela 1. Os pontos descritos encontram-se localizados ao longo e próximos à rodovia BR-116 e foram posicionados no mapa geológico da borda oeste do compartimento central da bacia de Tucano (figuras 1 e 2).

Tabela 1 Convenções utilizadas nos perfis estratigráficos.

Simbologia - Legenda			
	Siltito		Arenito Conglomerático
	Arenito		Argilito e/ou Folhelho
	Gretas de Contração		Laminação Cruzada
	Estratificação Cruzada Planar		Laminação Plano-Paralela
	Estratificação Cruzada Acanalada		Maciço
	Intraclastos Arenosos		Estruturas de Carga
	Laminação Convoluta		Escamas de Peixes
	Orientação de Paleocorrentes		Fragmentos Ósseos
	Marcas Onduladas Assimétricas		Laminação Cruzada Cavalgante
	Estratificação Cruzada de Baixo Ângulo		Conteúdo Icnofossilífero
	Intraclastos Pelíticos		Concreções Silicosas

Ponto 1

Coordenadas UTM: (0505316 / 8822527) - Datum horizontal: WGS84; Localização: município de Euclides da Cunha - BA, BR-116 / km 234 - Rio Vermelho (Figura 1); Orientação do afloramento: (S-N); Direção/sentido de mergulho dos estratos: $N63^{\circ}E/20^{\circ}SE$ ($153^{\circ}/20^{\circ}$).

Trata-se de um afloramento com aproximadamente 30 m de comprimento e 4 m de altura, posicionado no leito do rio Vermelho. É composto por intercalações de fácies pelíticas e arenosas. O perfil sedimentológico (Figura 8) do afloramento mostra um incremento para o topo da razão arenito/pelito e o grau de alteração intempérica no geral é baixo.

A porção basal, predominantemente arenosa, apresenta uma alternância de intercalações de camadas de arenito com granulometria que varia de muito fino a fino, moderadamente selecionado a bem selecionado com grãos terrígenos subarredondados a arredondados e laminação cruzada. Ocorrem intercalados níveis mais delgados de arenito médio a grosso possuindo estrutura maciça, intraclastos pelíticos, presença de icnofósseis e escamas de peixes. Apresentam coloração que varia de esbranquiçada-acinzentada a alaranjada-avermelhada. Ocorrem interestratificados argilitos sílticos maciços de coloração amarronzada (Figura 9) e siltitos com laminação cruzada, podendo ser maciços de coloração esverdeada/acinzentada. A geometria das camadas é tabular e, mais localmente, lenticular.

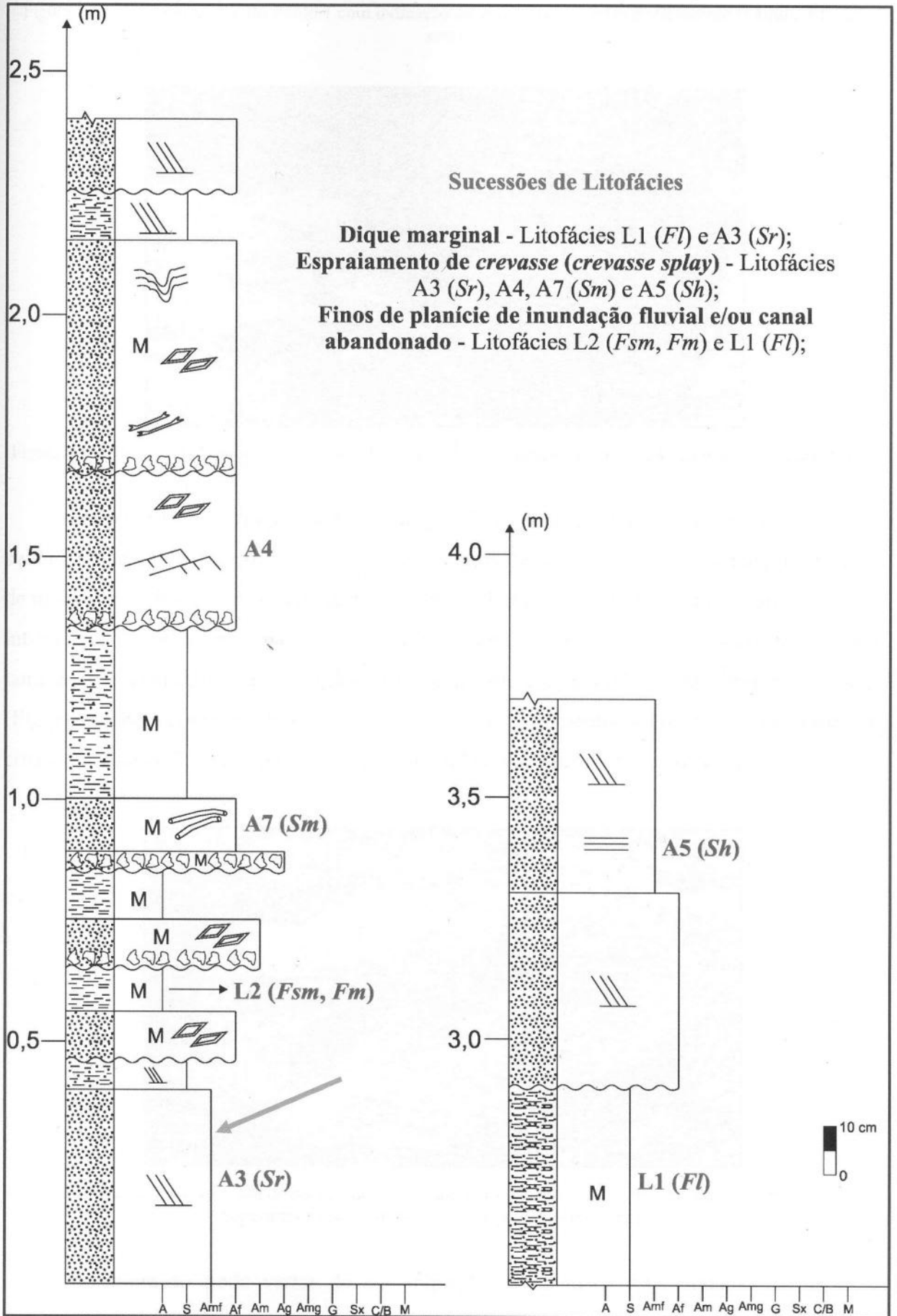


Figura 8 Perfil estratigráfico do Ponto 1 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P1 - L1; seta).



Figura 9 Litofácies L2 (*Fsm, Fm*) - Argilito siltico maciço de coloração amarronzada com níveis avermelhados.

Na parte intermediária a superior do perfil, ocorre o predomínio das fácies arenosas e subordinadamente fácies de finos. Ocorrem estratos de arenito com granulometria que varia de muito fino a fino, bem selecionado com grãos detriticos subarredondados a arredondados, intraclastos de pelito, escamas de peixes e fragmentos ósseos. São comuns estruturas como laminação cruzada cavalgante (Figura 10), localmente com ocorrência de estruturas de carga (Figura 11), bem como níveis intensamente cimentados (cimento carbonático) com laminação cruzada e laminação plano-paralela, também podendo ocorrer na forma maciça.

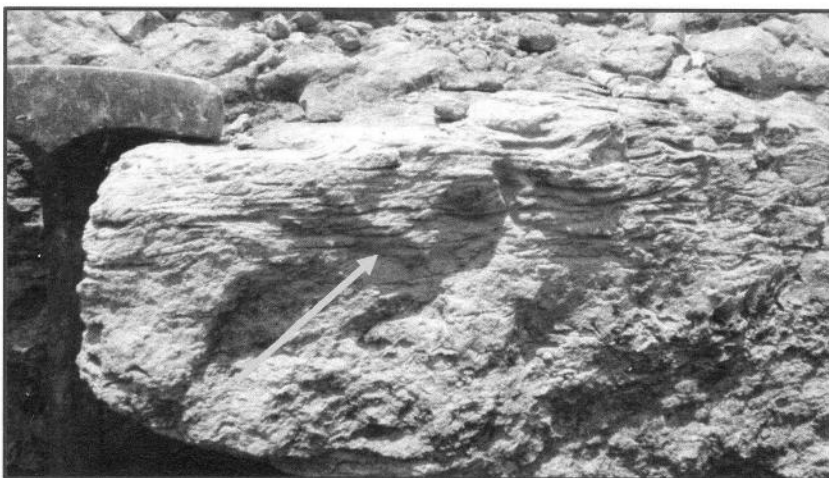


Figura 10 Litofácies A4 - Vista de detalhe do arenito intraclástico com laminação cruzada cavalgante (seta) e horizontes fossilíferos (escamas de peixes) subordinados.

A coloração pode variar de esbranquiçada-acinzentada a alaranjada nas camadas arenosas. Associado à sucessão e estratificado internamente, ocorrem camadas relativamente

delgadas de siltito arenoso com laminação cruzada e siltito argiloso maciço, com o predomínio da coloração esverdeada. O conjunto apresenta geometria estratal tabular (mais evidente nas camadas arenosas) similar à sucessão inferior.



Figura 11 Litofácies A7 (*Sm*) - Arenito intraclástico maciço, com prováveis estruturas de carga e conteúdo paleontológico como fragmentos ósseos e escamas de peixes.

Ponto 2

Coordenadas UTM: (0505568 / 8822051) - Datum horizontal: WGS84; Localização: município de Euclides da Cunha - BA, BR-116 / km 235 (Figura 1); Orientação do afloramento: WNW-ESE.

O afloramento apresenta aproximadamente 80 m de comprimento e 9 m de altura, ocorrendo na forma de corte de estrada e apresenta-se muito alterado (Figura 12). O perfil estratigráfico (Figura 13) indica fraco incremento da razão arenito/pelito em direção ao topo do afloramento.



Figura 12 Aspecto geral de parte do afloramento, em elevado grau de alteração intempérica, mostrando o mergulho dos estratos arenosos para ESE. A espessura do conjunto de camadas no centro da fotografia é de aproximadamente 1,5 m, como referência de escala. Visada para NNE.

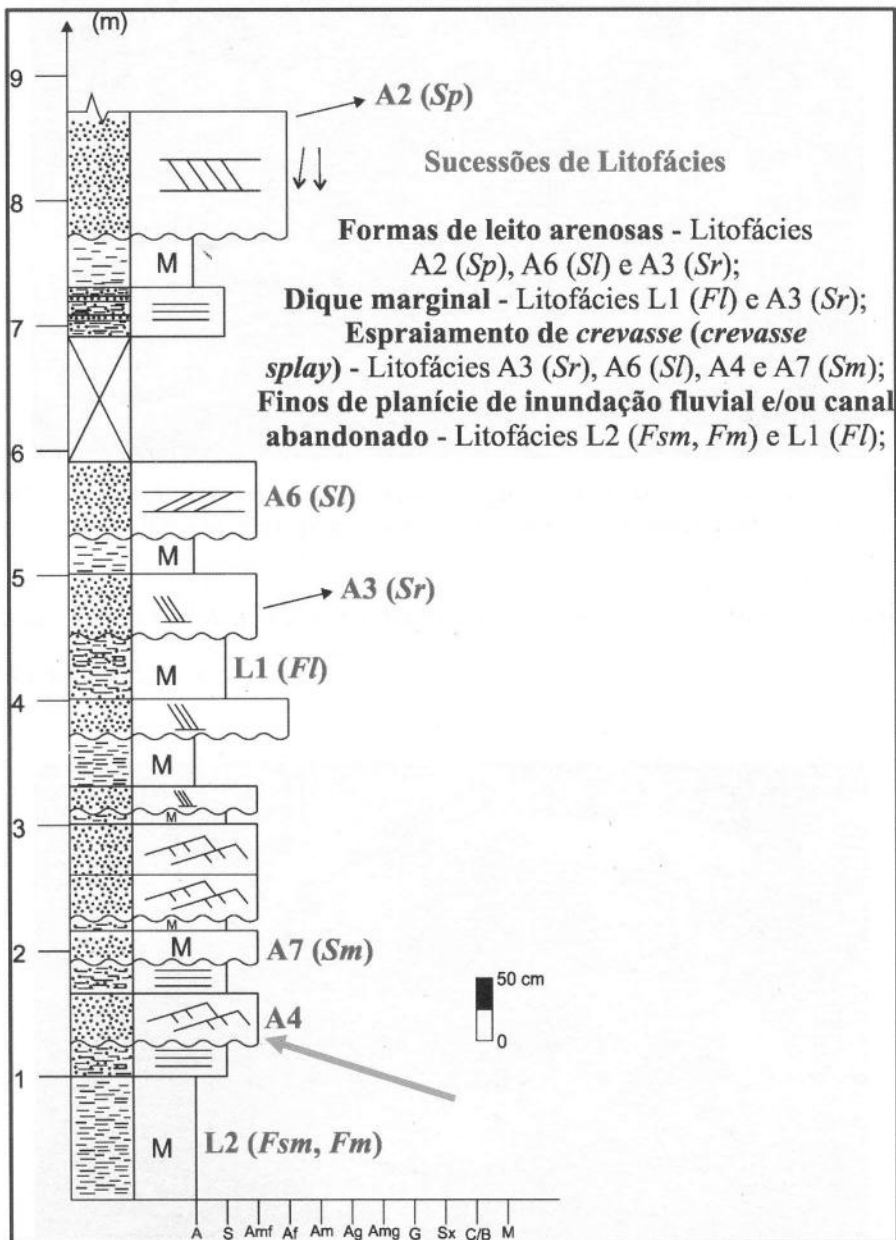


Figura 13 Perfil estratigráfico do Ponto 2 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P2 - L3; seta).

É composto por uma sucessão de intercalações de argilitos, siltitos e arenitos dispostos em estratos com geometria tabular e boa continuidade lateral.

Na parte inferior as fácies arenosas ocorrem intercaladas com as fácies pelíticas. Arenitos com granulometria variando de muito fino a fino, bem selecionados, com grãos subarredondados a arredondados com laminação cruzada cavalgante (Figura 14), estrutura maciça e laminação cruzada subordinada, associados a níveis delgados de argilito siltico intercalados pouco representativos, e colorações que podem variar de esbranquiçada a amarronzada e alaranjada.



Figura 14 Litofácies A4 - Arenito muito fino com laminação cruzada cavalgante estruturada em sucessão de intercalações com aproximadamente 15 cm de espessura.

Forma de leito com morfologia designativa de duna ocorre preservada nesta parte da sucessão sedimentar (Figura 15).

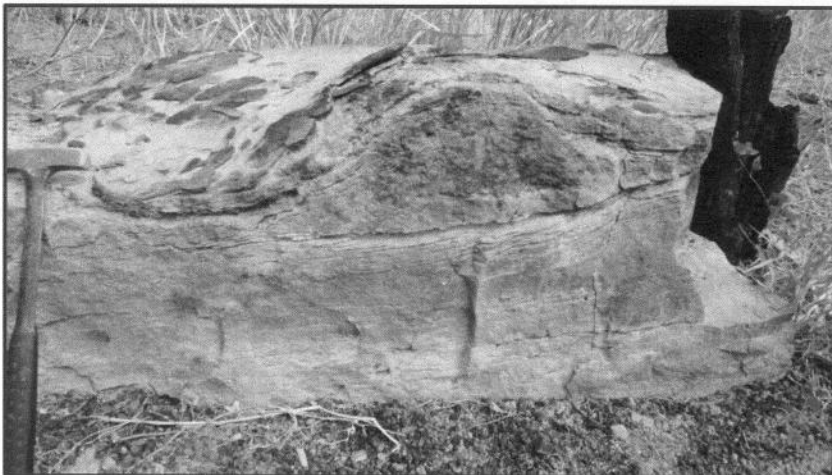


Figura 15 Litofácies A1 (*St*) - Forma de leito com morfologia de duna ocorre preservada em horizonte com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte.

Associados às fácies arenosas ocorrem camadas alternadas de argilito maciço de coloração predominante arroxeadada (Figura 16) e níveis delgados de siltito micáceo e argiloso maciço ou com laminação plano-paralela (Figura 17) e coloração amarronzada-amarelada a esverdeada-acinzentada. Fragmentos ósseos e escamas de peixes são comuns.



Figura 16 Litofácies L2 (*Fsm, Fm*) - Camada delgada de argilito maciço com coloração arroxeadada.



Figura 17 Litofácies L1 (*F1*) - Siltito com laminação plano-paralela (aparentemente não visível), fragmentos ósseos e escamas de peixes de coloração amarelada.

Da porção média ao topo do afloramento ocorrem estratos predominantemente arenosos, com intercalações de camadas delgadas de siltito e argilito. Arenitos muito finos a finos, bem selecionados, com grãos subarredondados a arredondados, localmente possuindo forte cimentação e de coloração esbranquiçada-acinzentada a alaranjada. Foram verificados neste perfil horizontes com concentrações de fragmentos ósseos, escamas de peixes e

estruturas tubulares como escavações provavelmente indicativas de atividade biogênica (Figura 18). Um dente indicativo ser de crocodilomorfo foi encontrado em um desses horizontes fossilíferos.



Figura 18 Níveis fossilíferos com concentrações de escamas e fragmentos ósseos de peixes e estruturas de escavação resultado de atividade biogênica (seta).

As estruturas predominantes são estratificação cruzada de baixo ângulo de porte médio, laminação cruzada e estratificação cruzada planar de porte grande, esta indicando paleocorrente para SSE e SSW ($179^{\circ}/45^{\circ}$ e $188^{\circ}/40^{\circ}$). Estratos mais delgados de argilito e argilito síltico, maciços e coloração variando de amarronzada a arroxeadada, como também de siltito argiloso de cor esverdeada e a presença de níveis arenosos delgados intercalados fazem parte da sucessão da parte superior do afloramento.

Ponto 3

Coordenadas UTM: (0502985 / 8827948) - Datum horizontal: WGS84; Localização: município de Euclides da Cunha - BA, BR-116 / km 229 (Figura 1); Orientação do afloramento: (N-S); Direção/sentido de mergulho dos planos de fraturas: $N75^{\circ}E/75^{\circ}SE$ - $165^{\circ}/75^{\circ}$ e $N44^{\circ}E/85^{\circ}NW$ - $316^{\circ}/85^{\circ}$ (Figura 19).



Figura 19 Planos de fraturas em arenito com a indicação da direção e do sentido de mergulho: $N75^{\circ}E/75^{\circ}SE - 165^{\circ}/75^{\circ}$ (seta azul) e $N44^{\circ}E/85^{\circ}NW - 316^{\circ}/85^{\circ}$ (seta verde).

Neste afloramento o perfil estratigráfico foi realizado ao longo de um caminhamento no sentido ascendente da estrada, em que as camadas mergulham no sentido oposto, podendo-se estimar um comprimento de aproximadamente 100 m e 13 m de altura. Trata-se de uma sucessão cujo perfil vertical (Figura 20) apresenta-se uma uniformidade litológica bem marcante, essencialmente arenosa e pouco alterada pelo intemperismo. A geometria estratal pode ser interpretada como de estratos tabulares e contínuos lateralmente.

Na porção basal a mediana da exposição são observados arenitos de granulometria que varia de muito fina a média, bem a muito bem selecionados, micáceos, com grãos subarredondados a arredondados e cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro e elevada maturidade textural. As estruturas sedimentares presentes são: estruturas cruzadas de porte médio (planar e/ou acanalada) deformadas hidroplástica e sindeposicionalmente (Figura 21), camadas portadoras de intraclastos areníticos, laminação plano-paralela, laminação cruzada, estrutura maciça, estratificação cruzada de baixo ângulo de porte médio (Figura 22) e estruturas de deformação hidroplástica como laminação convoluta (Figura 23), que na parte inferior do afloramento formam dobras convolutas (Figura 24).



Figura 21 Litofácies A2 (*Sp*) - Arenito muito fino com provável estratificação cruzada planar de porte médio, deformada hidroplástica e sindeposicionalmente e de modo local ocorrem laminações convolutas.

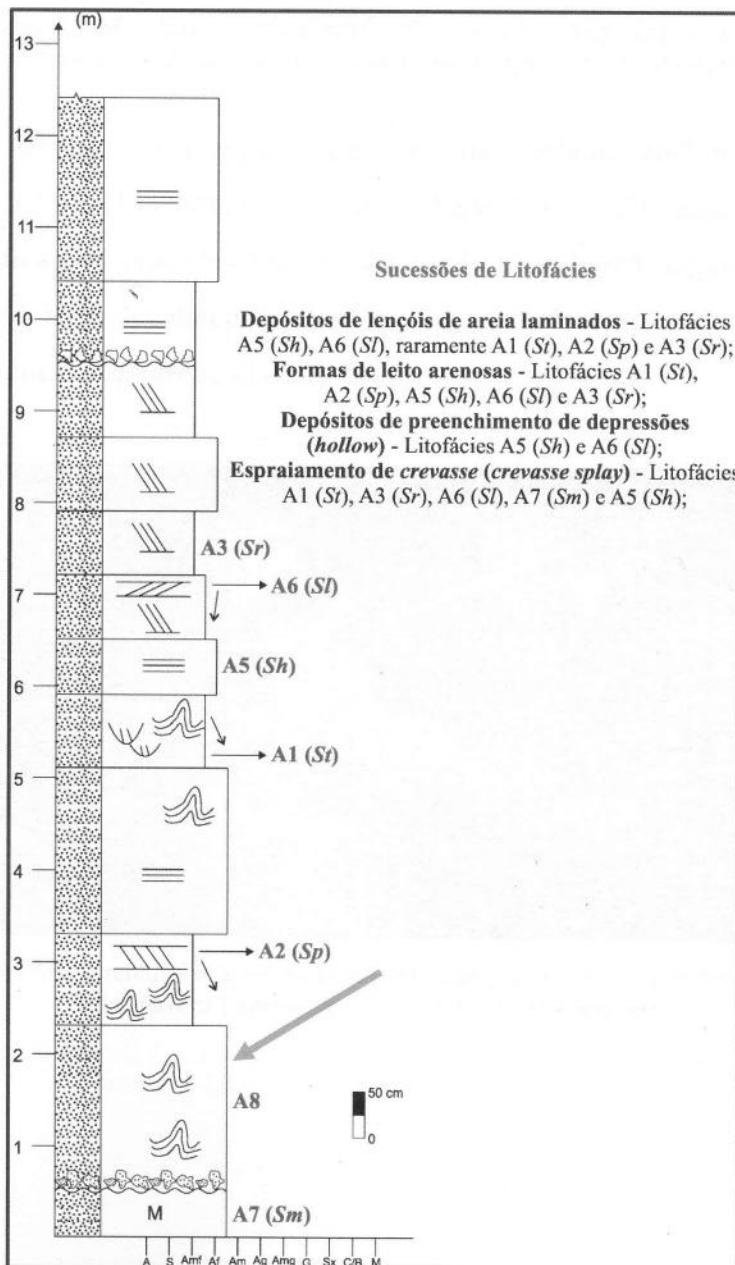


Figura 20 Perfil estratigráfico do Ponto 3 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P3 - L1; seta).

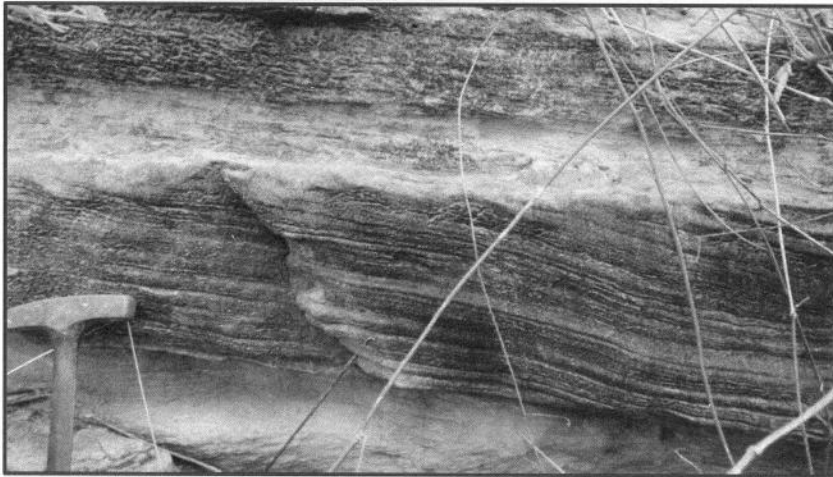


Figura 22 Litofácies A6 (S1) - Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo de porte médio com deformação penecontemporânea e leve modificação na posição das lâminas frontais primárias.

Direção e sentido de mergulho do eixo das dobras: $N63^{\circ}W/40^{\circ}NE$ ($63^{\circ}/40^{\circ}$). Paleocorrentes para SSE ($154^{\circ}/40^{\circ}$ e $155^{\circ}/40^{\circ}$) e SSW ($188^{\circ}/30^{\circ}$), associam-se às camadas frontais de estratificações cruzadas planar, acanalada e de baixo ângulo, respectivamente. Níveis oxidados ocorrem localmente, de modo que a coloração varia de esbranquiçada-avermelhada a alaranjada-amarronzada.



Figura 23 Litofácies A8 - Arenito fino a médio com laminação plano-paralela e estruturas de deformação hidroplástica (laminação convoluta) indicada pela seta.

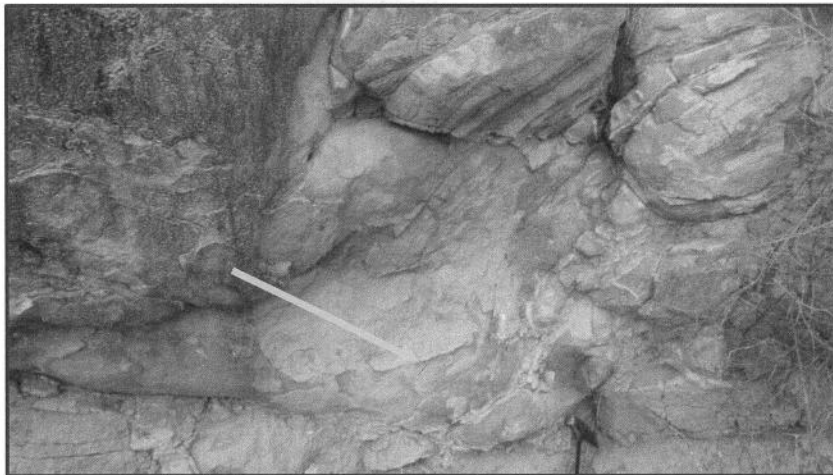


Figura 24 Arenito fino a médio, bem selecionado com estruturas deformacionais de regime plástico (*slump*), que na base do estrato formam dobras convolutas. Direção e sentido de mergulho do eixo (seta) das estruturas dobradas: N63°W/40°NE - 63°/40°.

Na porção superior da sucessão arenosa, ocorre o predomínio de arenitos com granulometria podendo variar de muito fino a fino, bem a muito bem selecionados, grãos subarredondados a arredondados, grau de oxidação elevado e cimentação intensa por óxidos e hidróxidos de ferro. A cor, nesta porção do afloramento, é predominantemente alaranjada. As estruturas características são: superposição de níveis com microlaminação cruzada (Figura 25), laminação plano-paralela, níveis com intraclastos pelíticos angulosos (Figura 26) e bimodalidade em determinados estratos. A geometria dos estratos neste nível da exposição é sigmoidal.

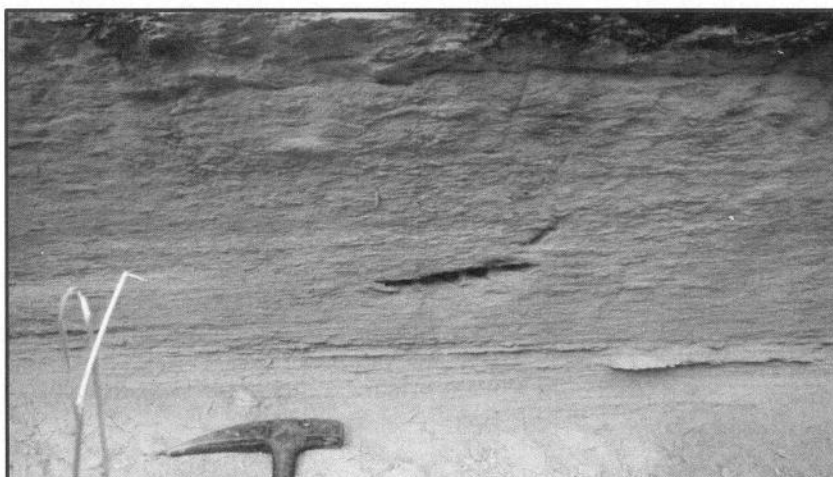


Figura 25 Arenito fino, muito bem selecionado estruturado através da superposição de níveis com microlaminação cruzada e interestratificados com níveis de laminação plano-paralela.

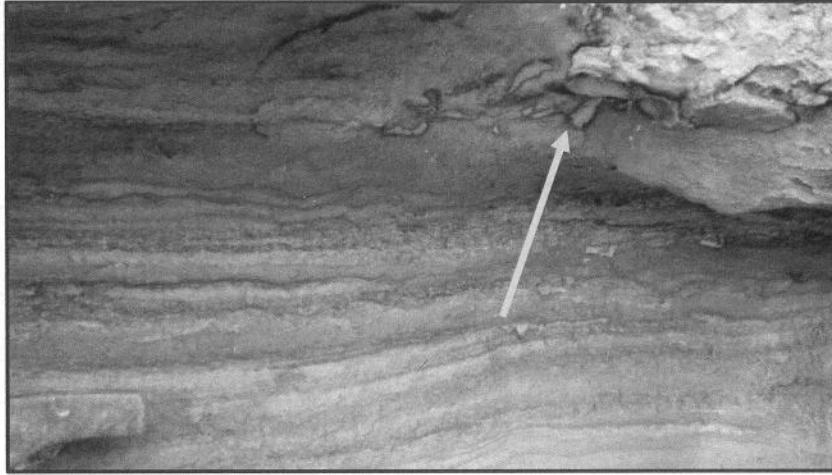


Figura 26 Litofácies A5 (*Sh*) - Arenito muito fino, bem selecionado com laminação plano-paralela e determinados horizontes intraclásticos (pelitos angulosos).

Ponto 4

Coordenadas UTM: (0504770 / 8823885) - Datum horizontal: WGS84; Localização: município de Euclides da Cunha - BA, BR-116 / km 233 (Figura 1); Orientação do afloramento: (N-S).

Neste ponto o afloramento apresenta aproximadamente 50 m de comprimento e 6 m de altura. Ocorre o predomínio de rochas pelíticas em relação às arenosas ao longo de toda a sucessão vertical e o grau de intemperismo é relativamente elevado. Através do perfil sedimentológico (Figura 27), constatou-se uma diminuição da razão arenito/pelito em direção ao topo da exposição sedimentar.

No intervalo basal a intermediário do afloramento, observam-se estratos tabulares relativamente contínuos lateralmente de argilito, argilito síltico, coloração variando de esverdeada a arroxeadá-amarronzada, apresentando-se com laminação plano-paralela ou maciço. Presença de camadas compostas por siltito argiloso com laminação plano-paralela (Figura 28), coloração esverdeada e conteúdo icnofossilífero, assim como microfossilífero constituído por ostracodes de ocorrência local.

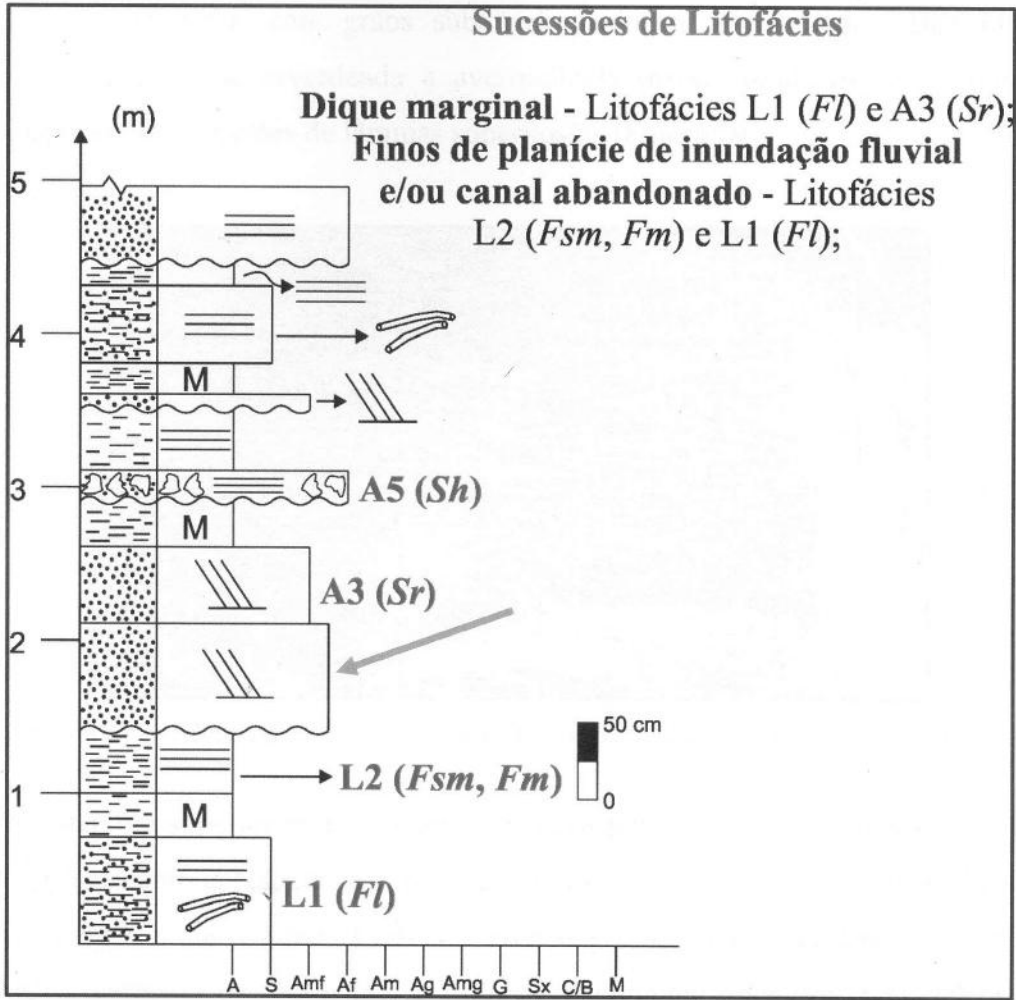


Figura 27 Perfil estratigráfico do Ponto 4 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P4 - L3; seta).



Figura 28 Litofácies L1 (*Fl*) - Conjunto de finos estratos superpostos associados à siltito argiloso com coloração esverdeada e laminação plano-paralela.

Arenitos dispostos em camadas que são descontínuas lateralmente, com geometria lenticular, apresentam granulometria que pode variar de muito fino a fino, micáceos, muito

bem a bem selecionados com grãos subarredondados a arredondados. Boa maturidade textural, cor variando de esverdeada a avermelhada (níveis oxidados) e com laminação cruzada disposta em sucessões de lâminas superpostas (Figura 29).



Figura 29 Litofácies A3 (Sr) - Arenito muito fino a fino micáceo com laminação cruzada.

No intervalo superior predominam os estratos pelíticos em relação aos arenosos. Esta porção do afloramento apresenta-se como uma sucessão de intercalações de camadas sílticas, arenosas delgadas e de argilito. Camadas arenosas com geometria lenticular apresentam granulometria variando de muito fino a fino, eventualmente micáceos, bem selecionados e grãos subarredondados a arredondados. Bom índice de maturidade textural e coloração que varia de esbranquiçada a acinzentada. As estruturas sedimentares características são: laminação plano-paralela com níveis pouco espessos de intraclastos argilosos subangulosos a subarredondados e níveis com intensa cimentação, como também laminação cruzada disposta em um delgado estrato. Estratos plano-paralelos de argilito maciço ou com laminação plano-paralela (Figura 30), cor variando de alaranjada-amarronzada com níveis dispersos esverdeados dispõem-se interestratificados com siltito argiloso laminado de coloração amarronzada-avermelhada a esverdeada e bioturbado (evidenciado por mistura de componentes areníticos e pelíticos que se manifestam na camada) e também com as unidades arenosas anteriormente descritas.



Figura 30 Litofácies L2 (*Fsm*, *Fm*) - Argilito laminado com coloração avermelhada (indicando forte oxidação).

Ponto 5

Coordenadas UTM: (0510994 / 8810187) - Datum horizontal: WGS84; Localização: município de Quijingue - BA, BR-116 / km 248 (Figura 2); Orientação do afloramento: (NNW-SSE).

Neste ponto a sucessão sedimentar aflora em um corte natural, com diferentes direções de exposição. No total o comprimento estimado é de aproximadamente 20 m e 5 m de altura. Através do perfil sedimentológico (Figura 31), constatou-se um predomínio das fácies pelíticas em relação às arenosas, que se encontram altamente intemperizadas.

Na parte inferior a intermediária da exposição observam-se camadas de folhelho com aproximadamente 3 m de espessura, extremamente físseis, laminados (Figura 32) e na porção superior do estrato, próximo ao contato com a unidade arenosa acima, aparecem níveis que portam gretas de contração.



Figura 32 Litofácies L3 (*Fm*) - Folhelho friável de coloração esverdeada.

Apresentam conteúdo fóssilífero relativamente diversificado como gastrópodes, fragmentos ósseos diversos, vértebras de peixes e microfósseis como ostracodes e conchostráceos. As diferentes camadas se destacam individualmente por apresentarem colorações que variam de esverdeada a avermelhada (oxidados) que de certo modo limitam os estratos (Figura 33).



Figura 33 Litofácies L3 (*Fm*) - Folhelho semelhante ao da fotografia anterior, diferindo somente na intensidade de oxidação (localmente avermelhado).

No intervalo mais superior da sucessão estratigráfica ocorre um pacote arenoso com geometria lenticular de aproximadamente 1,5 m de espessura e níveis intensamente oxidados, composto por arenito com granulometria que varia de fino a médio, muito bem selecionado e grãos subarredondados a arredondados. Elevado índice de maturidade textural e apresenta-se aparentemente maciço (Figura 34).

forte cor avermelhada-alaranjada, níveis intensamente oxidados e cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro.



Figura 35 Camada arenosa na qual estão preservadas estruturas que se assemelham morfologicamente a gretas de contração, posicionadas fora da unidade original.

Ponto 6

Coordenadas UTM: (0506528 / 8819875) - Datum horizontal: WGS84; Localização: região próxima ao município de Euclides da Cunha - BA, BR-116 / km 238 (Figura 1); Orientação do afloramento: (N-S).

Neste ponto o perfil estratigráfico foi realizado ao longo do afloramento em um caminhamento de poucos metros no sentido ascendente da estrada, em que as camadas mergulham no sentido oposto, podendo-se estimar um comprimento de aproximadamente 30 m e 5 m de altura. Trata-se de uma sucessão cujo perfil vertical (Figura 36) apresenta-se com boa variabilidade litológica, composta em grande parte por fácies pelíticas. O perfil sedimentológico registra um incremento da razão arenito/pelito em direção ao topo da sucessão sedimentar e o nível de alteração intempérica é alto.

No intervalo basal a mediano da exposição, a seção pelítica predomina em relação à arenosa. Estratos com geometria tabular e contínuos lateralmente são representados por argilito síltico maciço, coloração avermelhada e intensamente oxidado (Figura 37) e siltito arenoso com laminação plano-paralela possuindo coloração esverdeada com níveis avermelhados presentes.

Sucessões de Litofácies

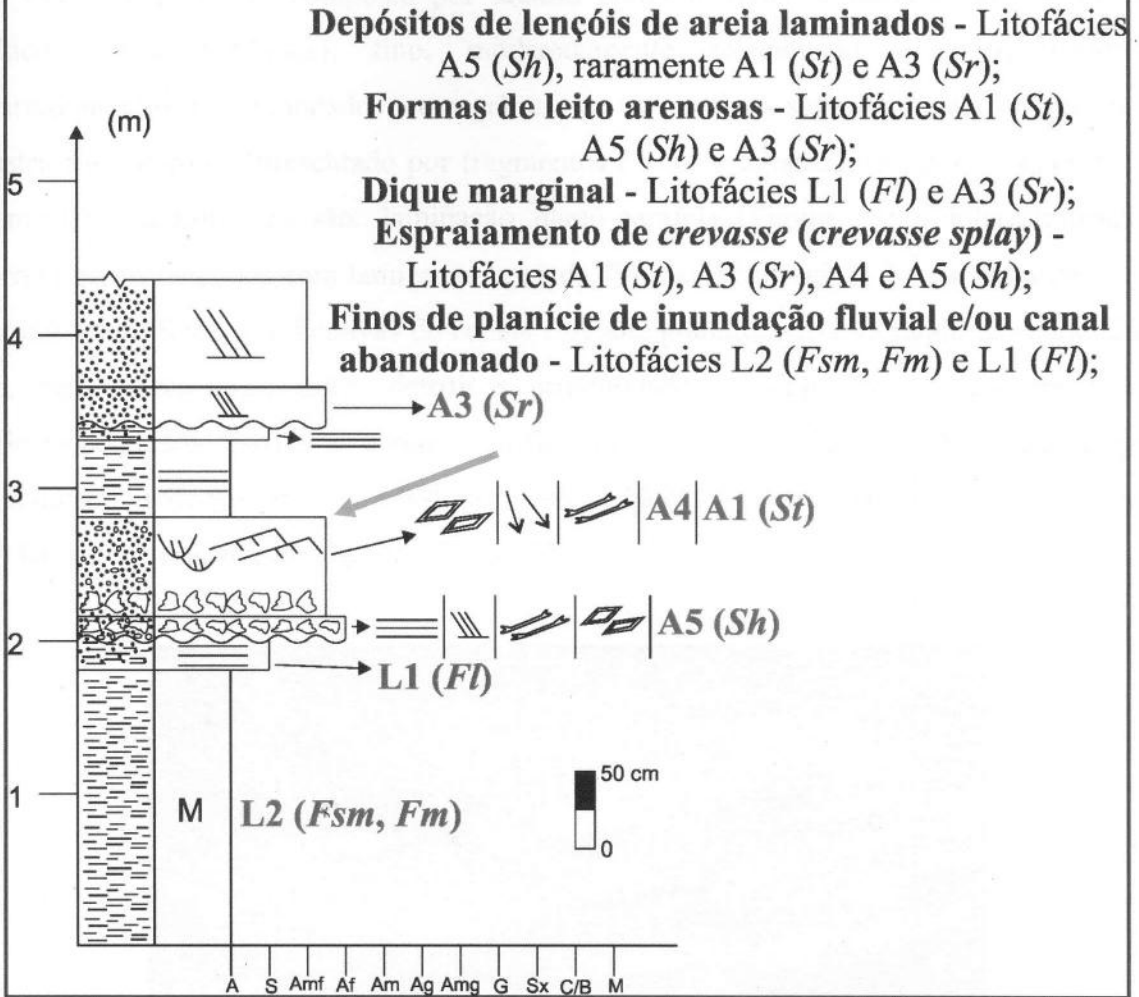


Figura 36 Perfil estratigráfico do Ponto 6 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P6 - L1; seta).



Figura 37 Litofácies L2 (Fsm, Fm) - Estrato constituído por argilito siltico maciço e fortemente oxidado (cor avermelhada intensa).

A geometria estratal das camadas arenosas pode ser interpretada como acanalada. Um fino estrato é presente, composto por arenito conglomerático e intraclástico (fragmentos pelíticos subarredondados), fino, moderadamente selecionado e grãos terrígenos subarredondados a arredondados, com grânulos e seixos finos subarredondados dispersos. O registro fossilífero é representado por fragmentos ósseos e escamas de peixes e as estruturas sedimentares dominantes são: laminação plano-paralela (Figura 38) e interestratificados ocorrem níveis delgados com laminação cruzada. São também registradas camadas de arenito quartzoso com feições indicativas de canais fluviais, granulometria variando de muito fino a fino, bem selecionado, grãos detríticos arredondados e similarmente com intraclastos argilosos dispersos. Estruturas como estratificação cruzada acanalada de porte médio (Figura 39) indicando paleocorrente para SSE ($163^{\circ}/40^{\circ}$ e $143^{\circ}/40^{\circ}$) é associada a níveis intercalados com laminação cruzada cavalgante (figuras 40 e 41).



Figura 38 Litofácies A5 (*Sh*) - Arenito intraclástico fino com laminação plano-paralela e conglomerático na base, com grânulos e seixos finos dispersos.

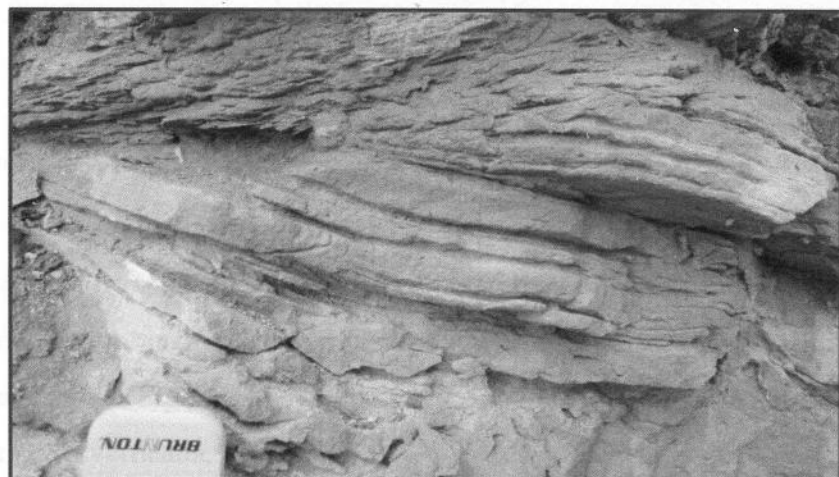


Figura 39 Estratificação cruzada acanalada de porte médio indicando paleocorrente para SSE (163°/40° e 143°/40°) associada a delgados níveis intercalados com laminação cruzada cavalgante em arenito quartzoso muito fino a fino e bem selecionado.

Na base do estrato ocorre um fino nível bioclástico com grânulos e seixos finos siliciclásticos, fragmentos ósseos e escamas de peixes. Ambos os conjuntos de camadas arenosas possuem uma variação de cor do rosado ao esbranquiçado.

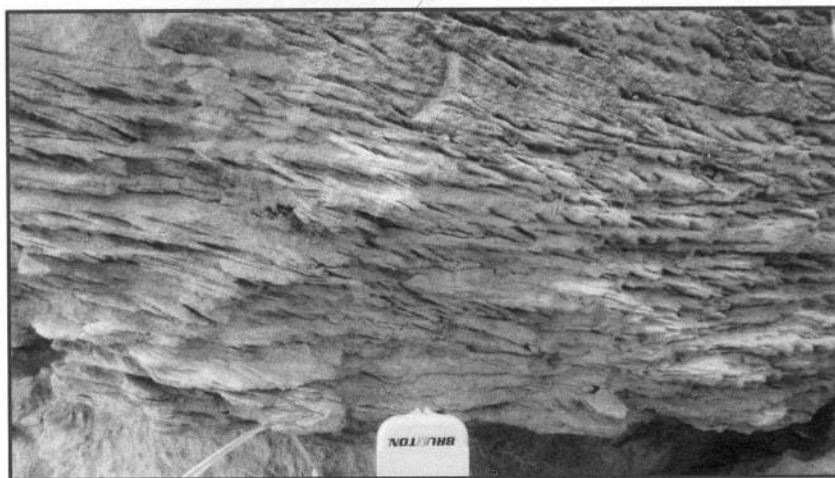


Figura 40 Litofácies A4 - Sucessão de arenitos com laminação cruzada cavalgante constituída por finas lâminas superpostas de arenito muito fino a fino, bem selecionado.

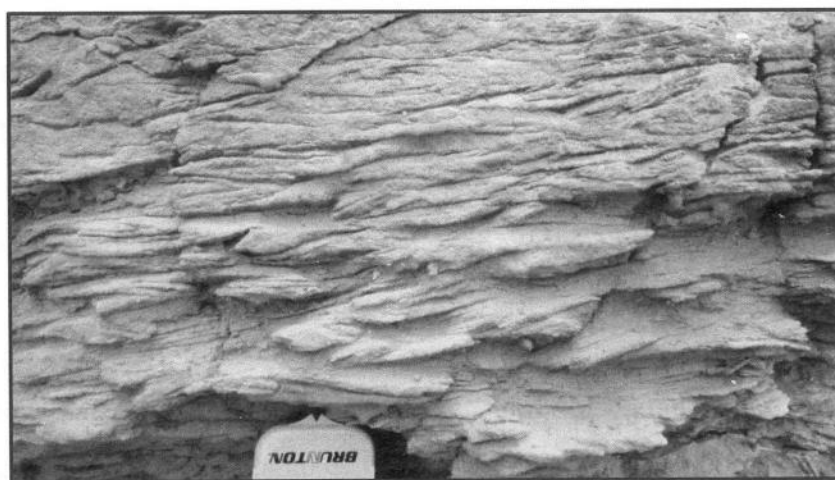


Figura 41 Litofácies A4 - Sucessão arenosa composta por superposição de níveis com laminação cruzada cavalgante.

A porção superior do afloramento é caracterizada por uma sucessão de intercalações, que aparentemente possuem geometria tabular, constituídas por argilito laminado de coloração amarronzada (Figura 42) e delgada camada de siltito argiloso com laminação plano-paralela e com cor esverdeada.



Figura 42 Litofácies L2 (*Fsm*, *Fm*) - Estrato composto por argilito laminado de cor avermelhada.

Estratos de arenito com granulometria variando de muito fino a fino, muito bem a bem selecionado, grãos detríticos arredondados a bem arredondados, quartzosos e com laminação cruzada estão inseridos nesta parte da exposição. Níveis sílticos pouco espessos são presentes eventualmente no topo das camadas. As colorações podem variar de esbranquiçada a esverdeada-acinzentada.

Ponto 7

Coordenadas UTM: (0512063 / 8807830) - Datum horizontal: WGS84; Localização: município de Tucano - BA, BR-116 / km 251 (Figura 2); Orientação do afloramento: (SSE-NNW); Direção/sentido de mergulho do plano de fratura: $N63^{\circ}E/70^{\circ}SE$ ($153^{\circ}/70^{\circ}$); Direção/sentido de mergulho do plano de falha: $N38^{\circ}W/77^{\circ}NE$ ($38^{\circ}/77^{\circ}$).

Neste ponto o afloramento ocorre na forma de corte de estrada, apresentando dimensões reduzidas, com comprimento de aproximadamente 30 m e a análise sedimentológica foi realizada ao longo de uma sucessão sedimentar com 3 metros de altura. O perfil estratigráfico vertical (Figura 43) apresenta uniformidade litológica, predominantemente arenosa, muito intemperizada. A geometria estratal, em geral, pode ser interpretada como de estratos tabulares e contínuos lateralmente.

Estratos de arenito muito fino a fino, micáceo, moderadamente a bem selecionado, grãos terrígenos quartzosos subarredondados a arredondados ocorrem na porção basal à intermediária da exposição sedimentar. Estruturas sedimentares comuns são: laminação plano-paralela associada a níveis delgados com laminação cruzada (Figura 44), estratificação

cruzada planar de porte grande com paleocorrente para SSE ($164^{\circ}/55^{\circ}$ e $174^{\circ}/50^{\circ}$) e, de modo local, estruturas associadas à fluidização registradas como laminação convoluta (Figura 45) são também presentes.

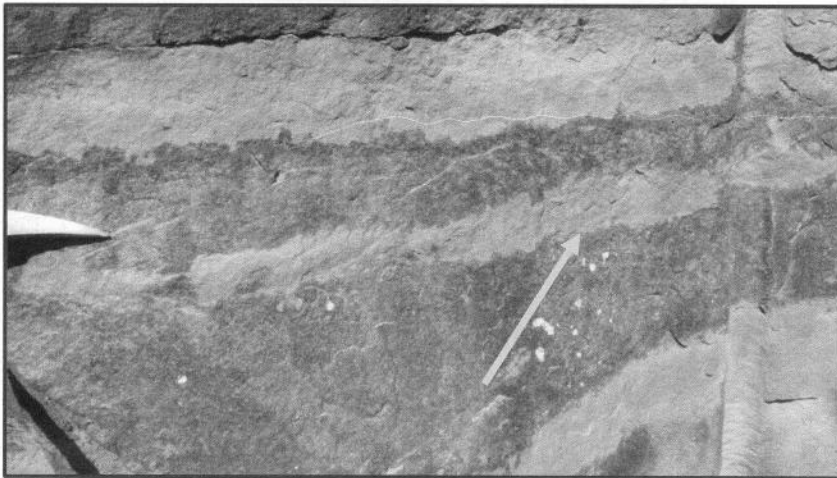


Figura 44 Arenito muito fino a fino, de coloração avermelhada-alaranjada e estruturas como laminação plano-paralela alternados e interestratificados com níveis que portam laminação cruzada (seta).



Figura 45 Litofácies A8 - Estruturas associadas à fluidização registradas como laminação convoluta são presentes em arenito muito fino a fino, bem selecionado e coloração avermelhada (níveis lateríticos).

A cor manifesta-se de maneira heterogênea, variando de alaranjada a avermelhada e com níveis lateríticos dispersos. No intervalo superior do afloramento são presentes camadas de arenito quartzoso muito fino, eventualmente micáceo, bem selecionado e com grãos detríticos subarredondados a arredondados. Em uma porção mais basal deste intervalo ocorrem sucessivas intercalações delgadas portadoras de laminação cruzada cavalgante (Figura 46), que aparecem mais localmente.

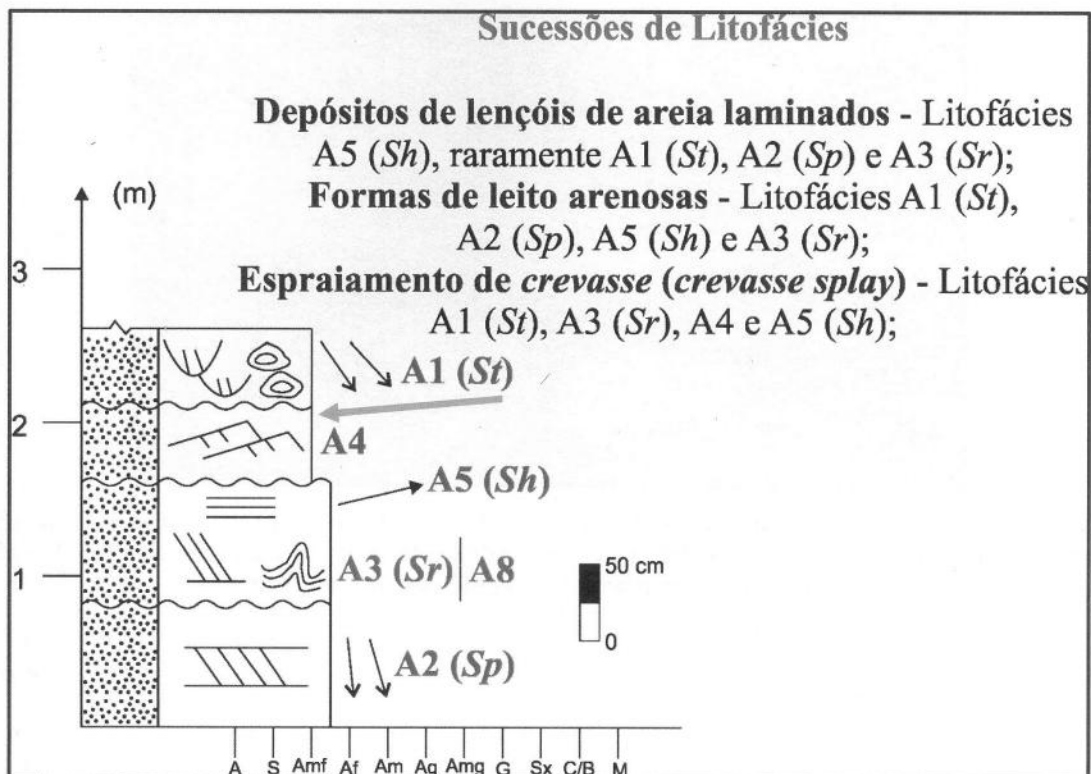


Figura 43 Perfil estratigráfico do Ponto 7 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P7 - L1; seta).

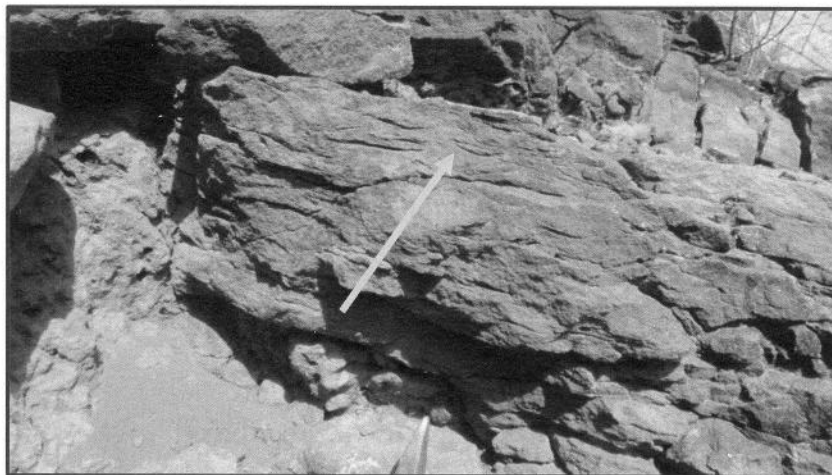


Figura 46 Arenito muito fino micáceo com laminação cruzada cavalgante (seta) e subordinados delgados horizontes com laminação cruzada, intensa cor avermelhada.

Já na parte mais de topo, em um estrato com geometria de canal (acanalada), concreções silicosas e estruturas como estratificação cruzada acanalada de porte grande (Figura 47) indicando paleofluxos para SE ($137^{\circ}/25^{\circ}$) e SSE ($145^{\circ}/25^{\circ}$) são presentes. A coloração varia de rosada a avermelhada com níveis de intensa oxidação (laterizados) associados.



Figura 47 Litofácies A1 (*S_t*) - Arenito muito fino com estratificação cruzada acanalada de porte grande indicando paleocorrente para SE ($137^{\circ}/25^{\circ}$) e SSE ($145^{\circ}/25^{\circ}$). Partes laterizadas (intensamente oxidadas) e concreções silicosas são presentes neste nível da exposição.

Ponto 8

Coordenadas UTM: (0512905 / 8806050) - Datum horizontal: WGS84; Localização: município de Tucano - BA, BR-116 / km 252 (Figura 2); Orientação do afloramento: NW-SE.

A exposição sedimentar ocorre na forma de corte de estrada, cujas dimensões aproximadas foram inferidas em 20 m de comprimento e 3 m de altura. O afloramento em quase sua totalidade é composto por sucessões de intercalações dispostas em estratos alternados em que predominam as fácies argilo-siltosas em comparação às arenosas e o grau de alteração intempérica pode ser dito como elevado. De acordo com o perfil sedimentológico realizado (Figura 48), nota-se uma diminuição da razão arenito/pelito em direção ao topo do afloramento.

Uma característica bem marcante do intervalo da base à parte intermediária da exposição é a notável ocorrência de sucessões interestratificadas com o predomínio de siltito arenoso (Figura 49), coloração amarelada e com laminação plano-paralela, juntamente com argilito síltico maciço com cor que varia de amarelada a amarronzado, ambos dispostos em estratos com geometria tabular e relativamente contínuos lateralmente.

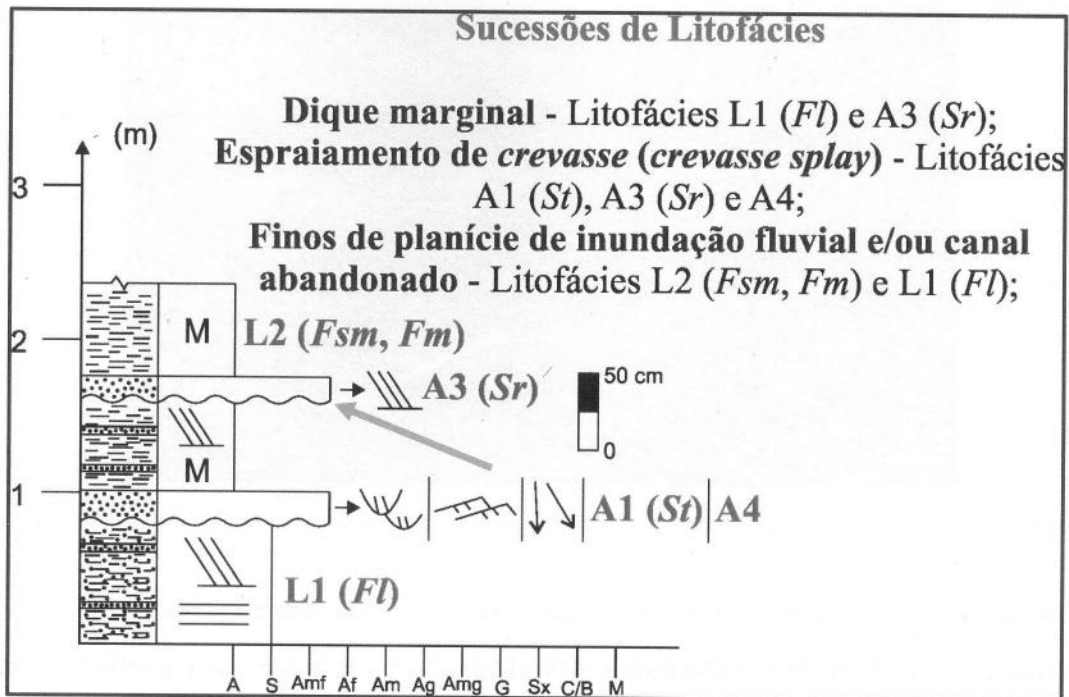


Figura 48 Perfil estratigráfico do Ponto 8 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P8 - L2; seta).



Figura 49 Litofácies L1 (Fl) - Estrato com geometria tabular e boa continuidade lateral constituído de siltito arenoso com laminação plano-paralela e coloração amarelada.

Interpostas e intercaladas nas rochas pelíticas ocorrem camadas delgadas de arenitos com granulometria que pode variar de muito fino a fino, eventualmente micáceos, bem selecionados, grãos subarredondados a arredondados com laminação cruzada (Figura 50) e a coloração varia de esbranquiçada-amarelada a esverdeada-avermelhada.



Figura 50 Litofácies A3 (Sr) - Arenito muito fino a fino, muito bem selecionado com laminação cruzada (seta).

Estrato delgado de arenito muito fino a fino, quartzoso, muito bem selecionado, grãos subarredondados a arredondados de coloração esbranquiçada e índice elevado de maturidade textural está inserido. Apresenta-se com geometria lenticular, descontínuo lateralmente e ocorrendo internamente posicionado nesta parte mais basal da sucessão. Estruturas sedimentares presentes são: estratificação cruzada acanalada de porte médio (Figura 51), denotando paleocorrente para SSE ($149^{\circ}/25^{\circ}$ e $177^{\circ}/25^{\circ}$) e, de maneira mais restrita, delgados níveis com laminação cruzada cavalgante apresentam-se alternados.

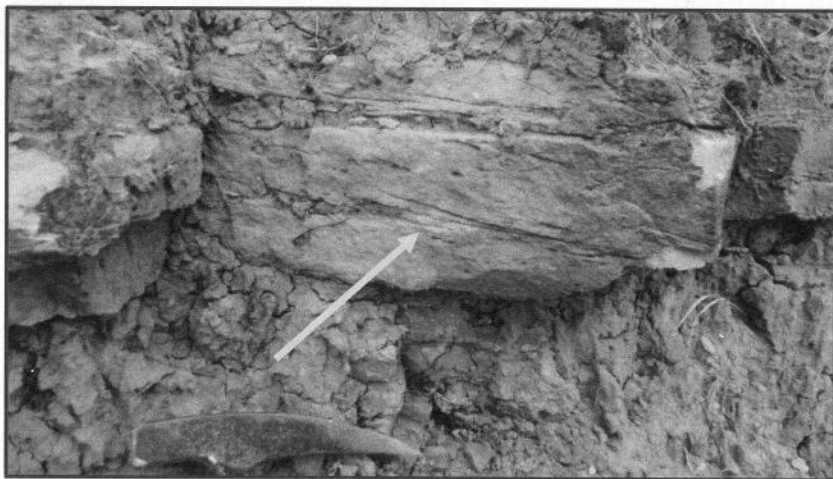


Figura 51 Litofácies A1 (Sr) - Arenito com estratificação cruzada acanalada de porte médio (seta) denotando paleocorrente para SSE ($149^{\circ}/25^{\circ}$ e $177^{\circ}/25^{\circ}$).

Na porção mais superior da exposição sedimentar, predominantemente argilosa, uma fina camada com geometria lenticular não contínua lateralmente de arenito muito fino a fino, quartzoso e micáceo, muito bem selecionado, com grãos terrígenos arredondados, laminação cruzada como estrutura característica e coloração esbranquiçada a amarelada ocorre

posicionada na base desta unidade. Mais ao topo ocorre o predomínio da seção pelítica, representada por um estrato contínuo com geometria tabular composto por argilito siltico maciço e coloração amarelada a amarronzada.

Ponto 9

Coordenadas UTM: (0516444 / 8799505) - Datum horizontal: WGS84; Localização: município de Tucano - BA, BR-116 / km 260 (Figura 2); Orientação do afloramento: SE-NW; Direção/sentido de mergulho dos planos de fraturas: N83°E/85°SE - 173°/85°; N85°E/85°SE - 175°/85°; N36°E/85°NW - 324°/85°; N14°W; N70°E e N27°W (Figura 52).



Figura 52 Planos de fraturas em arenito com a indicação da direção e do sentido de mergulho: N83°E/85°SE - 173°/85° (seta verde) e N85°E/85°SE - 175°/85° (seta azul).

Neste ponto o perfil estratigráfico foi realizado ao longo do afloramento em um caminhamento no sentido ascendente da estrada, podendo-se estimar um comprimento de aproximadamente 70 m e 4 m de altura. Trata-se de uma sucessão cujo perfil vertical (Figura 53) apresenta-se com ausência de variabilidade litológica, composta em grande parte por fácies arenosas e as camadas apresentam-se moderadamente alteradas intempericamente (Figura 54).

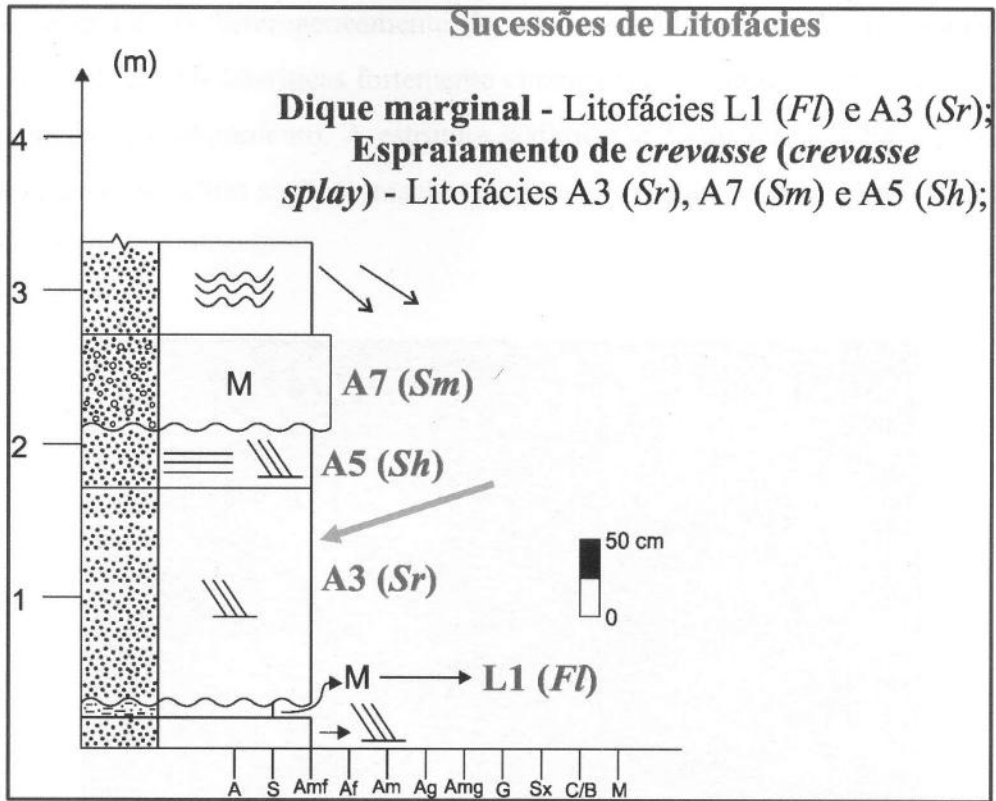


Figura 53 Perfil estratigráfico do Ponto 9 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P9 - L2; seta).



Figura 54 Aspecto geral de parte da exposição sedimentar em nível elevado de alteração por intemperismo, evidenciando o mergulho dos estratos arenosos para NW. Visada para SW e escala inferida através do martelo geológico.

O perfil sedimentológico registra uma elevada razão arenito/pelito ao longo de toda sucessão sedimentar. A geometria estratal do pacote arenoso pode ser interpretada como de estratos plano-paralelos, tabulares e aparentemente dispostos de modo contínuo lateralmente.

Estratos tabulares de arenitos muito finos quartzosos, maduros texturalmente e eventualmente micáceos, muito bem selecionados, grãos subarredondados a arredondados e a

coloração se manifesta heterogeneamente de esbranquiçada a amarelada-alaranjada com a presença de finas crostas lateríticas fortemente cimentadas, ocorrem posicionados no intervalo inferior a médio do afloramento. A estrutura sedimentar dominante é a laminação cruzada. Uma fina camada de siltito argiloso maciço (Figura 55) e com cor esverdeada está associada aos estratos arenosos.



Figura 55 Litofácies L1 (F1) - Detalhe do siltito argiloso maciço com coloração esverdeada.

A porção superior é essencialmente arenosa e representada por camadas de arenitos muito finos, micáceos, muito bem selecionados, grãos terrígenos subarredondados a arredondados e coloração que varia de alaranjada a avermelhada (níveis intensamente oxidados). Estruturas como laminação cruzada (Figura 56) em níveis sucessivos alternados com laminação plano-paralela (Figura 57) e marcas onduladas assimétricas (Figura 58) que ocorrem em superfície exposta no substrato da exposição indicam sentido de paleocorrentes para SE e SSE.

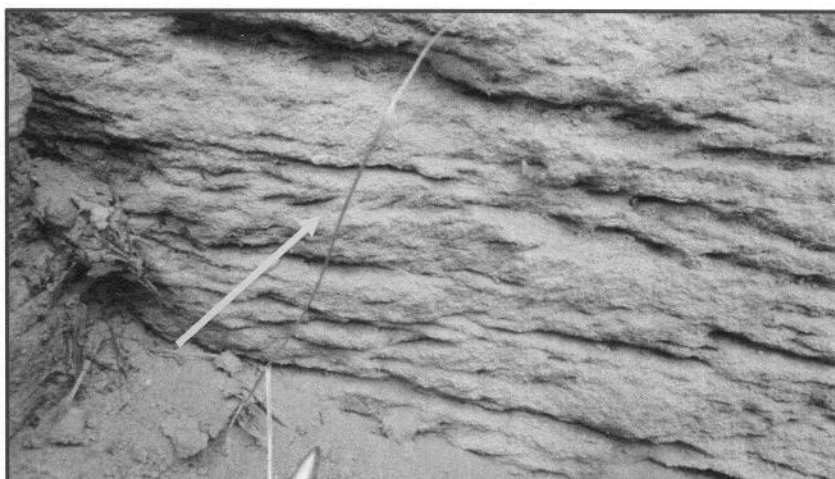


Figura 56 Litofácies A3 (Sr) - Arenito muito fino micáceo com laminação cruzada (seta).

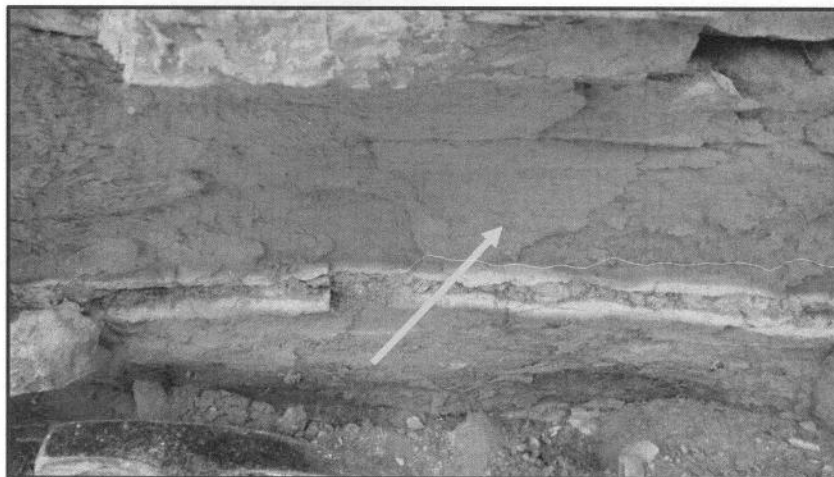


Figura 57 Laminação plano-paralela (seta) em arenito muito fino micáceo, muito bem selecionado, intensa oxidação associada e interestratificados compostos por delgados níveis de laminação cruzada.



Figura 58 Litofácies A3 (Sr) - Marcas onduladas assimétricas posicionadas em superfície no substrato da exposição indicando sentido de paleocorrentes (seta) para SE e SSE.

Encontra-se no afloramento um estrato com geometria em forma de canal, composto por arenito conglomerático (Figura 59) com grânulos e seixos finos subarredondados a arredondados, quartzosos, granulometria variando de muito fino a fino, moderadamente selecionado e com grãos detríticos subangulosos a subarredondados. Apresenta-se aparentemente maciço e com cor amarelada a alaranjada.

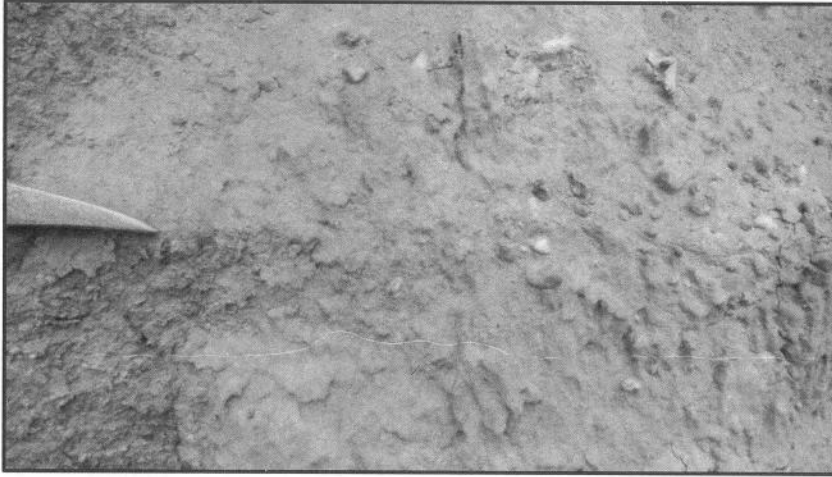


Figura 59 Litofácies A7 (*Sm*) - Arenito conglomerático, muito fino a fino, moderadamente selecionado com grânulos e seixos finos e aparentemente maciço.

Ponto 10

Coordenadas UTM: (0514896 / 8802794) - Datum horizontal: WGS84; Localização: município de Tucano (Localidade de Cajueiro) - BA, BR-116 / km 258 (Figura 2); Orientação do afloramento: NW-SE.

Neste ponto o perfil estratigráfico foi realizado ao longo do afloramento em um caminhamento no sentido ascendente da estrada, em que as camadas mergulham em baixo ângulo no sentido oposto, podendo-se estimar um comprimento de aproximadamente 30 m e 5 m de altura. Trata-se de uma sucessão cujo perfil vertical apresenta-se em uniformidade litológica, representada predominantemente por fácies arenosas. O perfil sedimentológico (Figura 60) registra uma elevada da razão arenito/pelito ao longo de toda sucessão sedimentar e a intensidade do intemperismo pode ser dita como elevada.

A sucessão estratigráfica pode ser definida homogeneamente por arenitos muito finos a finos, quartzosos e micáceos, bem selecionados, grãos terrígenos subarredondados a arredondados e forte coloração avermelhada (intensa oxidação). Estruturas sedimentares presentes são: estratificação cruzada acanalada de porte grande deformada hidroplasticamente (Figura 61) associada a finos níveis alternados com laminação cruzada (Figura 62). Estruturas deformacionais de maior escala (Figura 63) interferem e modificam a posição das estruturas primárias.

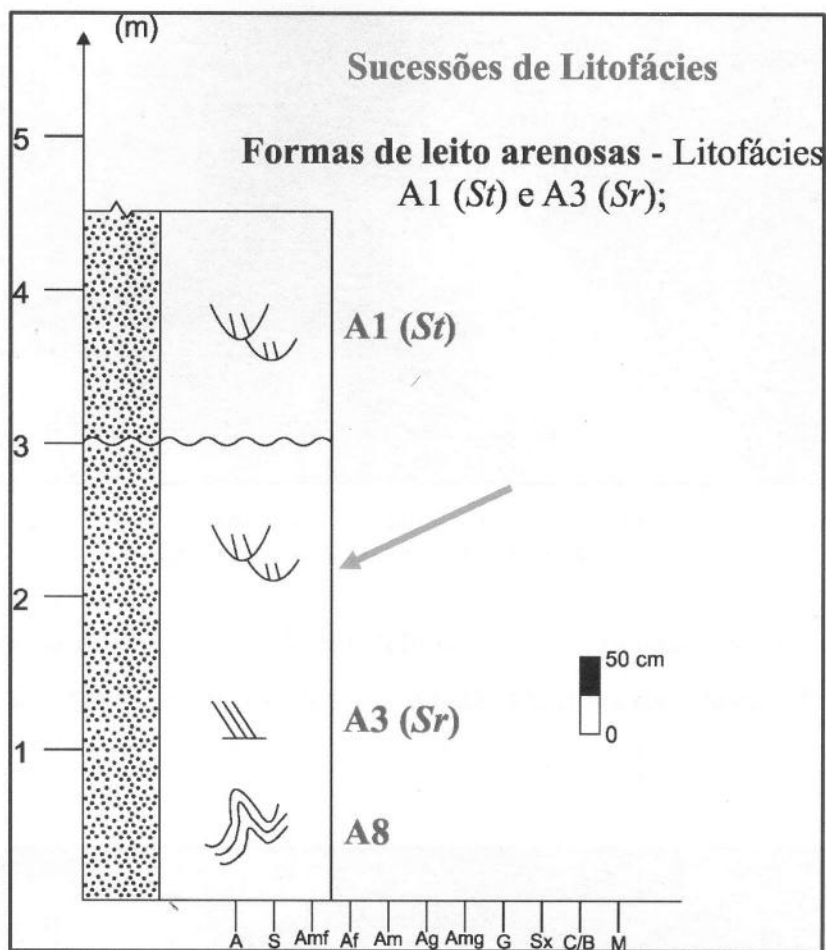


Figura 60 Perfil estratigráfico do Ponto 10 com indicação do nível descrito petrograficamente (Lâmina P10 - L1; seta).



Figura 61 Litofácies A1 (*St*) - Arenito muito fino a fino micáceo, bem selecionado e forte cor avermelhada (elevada oxidação), apresentando estratificação cruzada acanalada de porte grande com deformação hidroplástica.

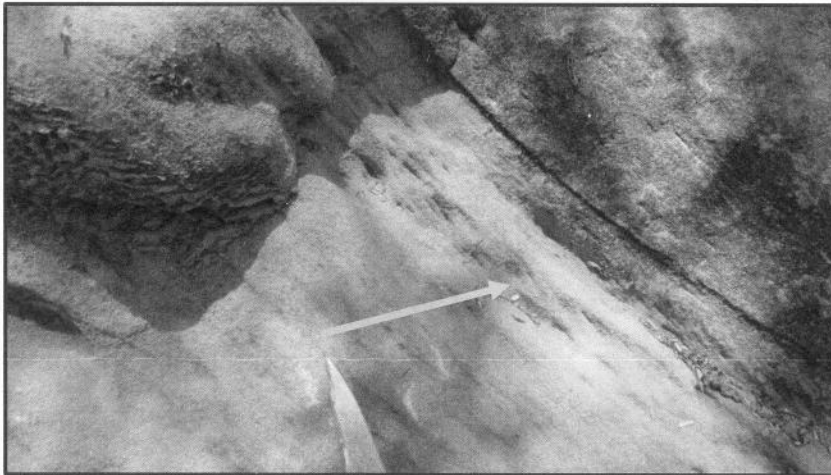


Figura 62 Litofácies A3 (Sr) - Finos níveis alternados com laminação cruzada (seta) em arenito similar litofaciologicamente ao descrito na fotografia anterior.

A geometria dos estratos pode ser definida como sigmoidal indicativa neste caso de um complexo de canais amalgamados ocorrendo superposição destas diversas camadas sigmoidais.



Figura 63 Visão geral das estruturas deformacionais de maior escala que interferem e modificam a posição das estruturas primárias.

6 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

A petrologia sedimentar auxilia o estudo de sucessões sedimentares através da caracterização textural e composicional das rochas. As texturas primárias registram a história dinâmica dos sedimentos incluindo processos de transporte e deposição. Texturas secundárias registram processos físico-químicos ou bioquímicos, a maioria pós-deposicionais e coletivamente denominados de diagênese. A composição e textura geram a classificação, o nome das rochas, como arenito feldspático ou folhelho caulínico. A composição das rochas permite ainda caracterizar rochas fontes e ambientes geotectônicos e parte das condições ambientais nos sítios de erosão, deposição e diagênese. A petrografia complementa trabalhos de campo e poço, sem os quais pouco pode ser feito.

As rochas sedimentares se formam em ambientes relativamente rasos, de até cerca de 10 km de profundidade, ou mesmo na superfície da litosfera, sob pressões e temperaturas baixas de até cerca de 4 kbar e 200 °C, respectivamente. Resultam da litificação de sedimentos detríticos, da precipitação de íons de uma solução ou da atividade de organismos. Portanto podem ser rochas clásticas ou rochas aclásticas de origem química ou bioquímica.

Rochas clásticas são geradas devido à litificação de acumulações de sedimentos detríticos. Sedimentos detríticos são materiais de tamanho matacão, bloco, seixo, areia, silte e argila. São fragmentos de rochas, minerais e argilominerais, derivados do intemperismo e erosão de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares expostas na superfície da litosfera. Alguns depósitos incluem também organismos fragmentados ou inteiros. Um depósito de areia e um arenito, ambos fluviais, são exemplos de sedimentos e rochas detríticas, respectivamente.

Rochas aclásticas são geradas por precipitação química ou bioquímica de íons e complexos iônicos de uma solução. Um depósito de sal é um sedimento químico gerado por evaporação e precipitação, é um evaporito; um estromatólito é um biolito, um edifício construído por cianobactérias. Os materiais iônicos que dão origem a rochas aclásticas são gerados durante o intemperismo e transportados em solução até a bacia deposicional. Em outros casos são também introduzidos diretamente na bacia por atividade magmática como, por exemplo, em riftes oceânicos.

Os sedimentos acumulam-se na superfície da litosfera em ambientes continentais, transicionais ou marinhos. Uma vez depositados os sedimentos podem ter sua textura e

composição modificadas por processos físicos, químicos e biológicos, coletivamente chamados de diagênese. Os processos diagenéticos acontecem desde a superfície da crosta até profundidades de cerca de 10 km e temperaturas de 200 °C, conforme o gradiente geotérmico local. Envolvem compactação e cimentação; recristalização, dissolução e substituição de componentes, e autigênese. A maioria destes processos transforma sedimentos em rochas sedimentares, ou seja, produzem litificação.

Os tipos e a natureza dos componentes das rochas sedimentares podem fornecer informações sobre processos diagenéticos, rochas fonte, clima e ambiente geotectônico fonte. A análise conjunta da textura, estrutura, geometria, contatos e conteúdo fossilífero de corpos sedimentares permite caracterizar os ambientes onde foram depositados os sedimentos.

A caracterização dos aspectos texturais e composicionais dos arenitos siliciclásticos da Formação Candeias foi obtida, principalmente, a partir da descrição de 10 lâminas petrográficas, analisadas qualitativamente, em apoio à análise litofaciológica. Secundariamente, foram definidas inferências sobre o reconhecimento de rochas e áreas fontes pela análise de proveniência geotectônica.

A descrição petrográfica diferenciou os arenitos da Formação Candeias? que ocorrem dentro de uma faixa restrita no que concerne aos componentes extrabaciais de seus arcabouços. Nestes domina amplamente o quartzo monocristalino plutônico sobre quartzo policristalino de terrenos metamórficos de alto grau, sendo subordinados feldspatos, fragmentos de rocha, micas clásticas e minerais acessórios. Os feldspatos potássicos pouco predominam sobre os plagioclásios. O grau de alteração dos feldspatos é relativamente baixo, envolvendo dissolução e substituição parcial por argilominerais e total por cimento calcítico.

Os componentes líticos presentes são basicamente de tipos plutônicos granítico-gnáissicos e de sucessões metavulcanossedimentares como fragmentos de rochas metamórficas (metapelito, quartzito, *metachert* e xisto), assim como de rochas ígneas plutônicas (granitóides) e de rochas sedimentares (siltito, argilito síltico, argilito e siltito argiloso). Micas clásticas apresentam-se escassas, bem como minerais pesados, ocorrendo tipicamente segregadas entre os cristaloclastos do arcabouço. Componente também frequente, embora intrabacinal, os intraclastos síltico-argilosos têm forte presença e sua origem está relacionada ao retrabalhamento de níveis sílticos e argilosos parcialmente consolidados, que são arrancados dos depósitos finos de inundação e redepositados com os arenitos.

Os constituintes intersticiais atuando como matriz ocorrem na granulometria silte e argila. Embora quando analisados num contexto geral tenham pouca representatividade

volumétrica na maioria dos arenitos, localmente podem ser importantes e atingir teores relativamente elevados. As variedades estão diferenciadas por epimatriz argilosa caulínica e/ou sericítica, assim como clorítica, introduzida através de infiltração mecânica vadosa. Esses minerais de argila são em sua maioria autigênicos. No caso da pseudomatriz, está exclusivamente relacionada à deformação (compactação gerando esmagamento e/ou desagregação mecânica) de litoclastos sedimentares argilosos e representados também por componentes intraclásticos pelíticos espremidos e dispersos entre os grãos detríticos.

Os produtos diagenéticos são representados por diversos minerais constituintes dos arenitos e que se formaram durante a diagênese. Apesar disso, poucos são os que ocorrem com alguma expressão volumétrica. Dentre esses produtos, três se destacam: cimento sintaxial em crescimentos secundários (sobrecrescimentos - *overgrowths*) de quartzo, cimento epitáxico carbonático (calcita autigênica poiquilótópica) e cimentação epitaxial de ferro autigênico (óxidos e hidróxidos), por vezes hematítico. As variedades que se apresentam subordinadas são representadas por cimento epitáxico silicoso autigênico por quartzo microcristalino e raramente por calcedônia.

Foram identificados, nos arenitos, raros componentes intrabaciais representados por grãos carbonáticos aloquímicos (intraclastos? argilosos reelaborados) com indícios de micritização e constituintes de seus arcabouços. São fragmentos de rochas carbonáticas gerados por erosão e pelo retrabalhamento de depósitos carbonáticos de origem química e/ou bioquímica dentro da própria bacia deposicional. Indicam seção rifte alta. Novos grãos micríticos gerados são resultado de processos diagenéticos de recristalização e constituídos por agregados de carbonato microcristalino ou micrita.

A proporção relativa dos componentes detríticos como quartzo, feldspato e fragmentos líticos, assim como matriz e cimento foi diferenciada e o diagrama composicional de Pettijohn, Potter & Siever (1987) foi utilizado na classificação dos arenitos (Figura 64), sendo as proporções relativas plotadas no mesmo e tais arenitos são classificados principalmente como sublitoarenitos e, subordinadamente, como subarcóseos.

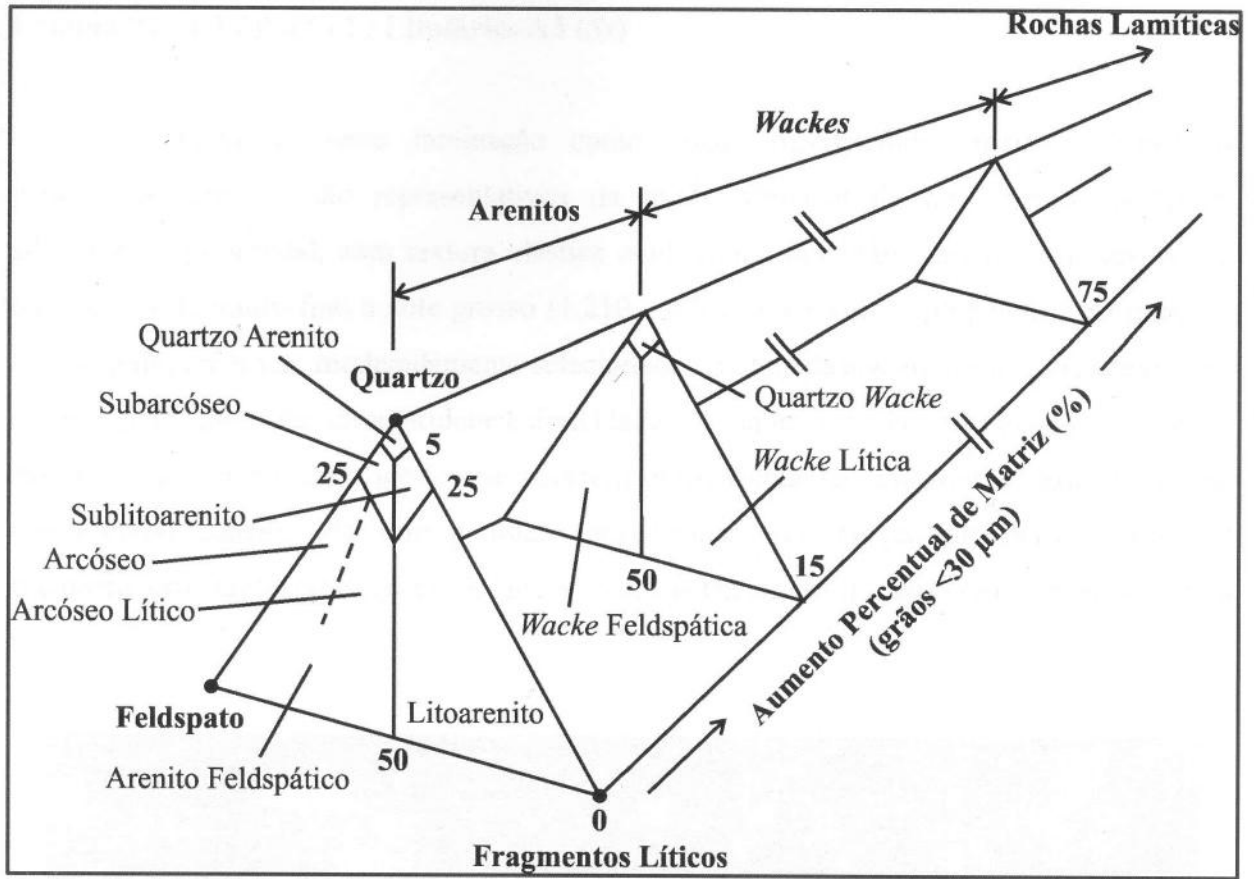


Figura 64 Diagrama composicional de Pettijohn, Potter & Siever (1987).

Lâmina P1 - L1 / Ponto 1 / Litofácies A3 (Sr)

A lâmina apresenta laminação como feição macroscópica mais evidente. Os parâmetros texturais são representativos da moda principal de um arenito epiclástico siliciclástico polimodal, com textura clástica evidenciada por grãos detríticos do arcabouço que variam de muito fino a silte grosso (1,210 - 0,075 mm), com o predomínio da primeira fração granulométrica, moderadamente selecionado, cristaloclastos angulosos a subangulosos e um baixo grau de circularidade/esfericidade. A fábrica/trama apresenta-se em parte sustentada pela matriz, de modo que ocorrem grãos flutuantes em grande parte da lâmina assim como contatos do tipo pontual, longo/planar e/ou tangenciais mais localmente. Incipiente orientação preferencial de micas clásticas (muscovita) e dos cristaloclastos (Figura 65).

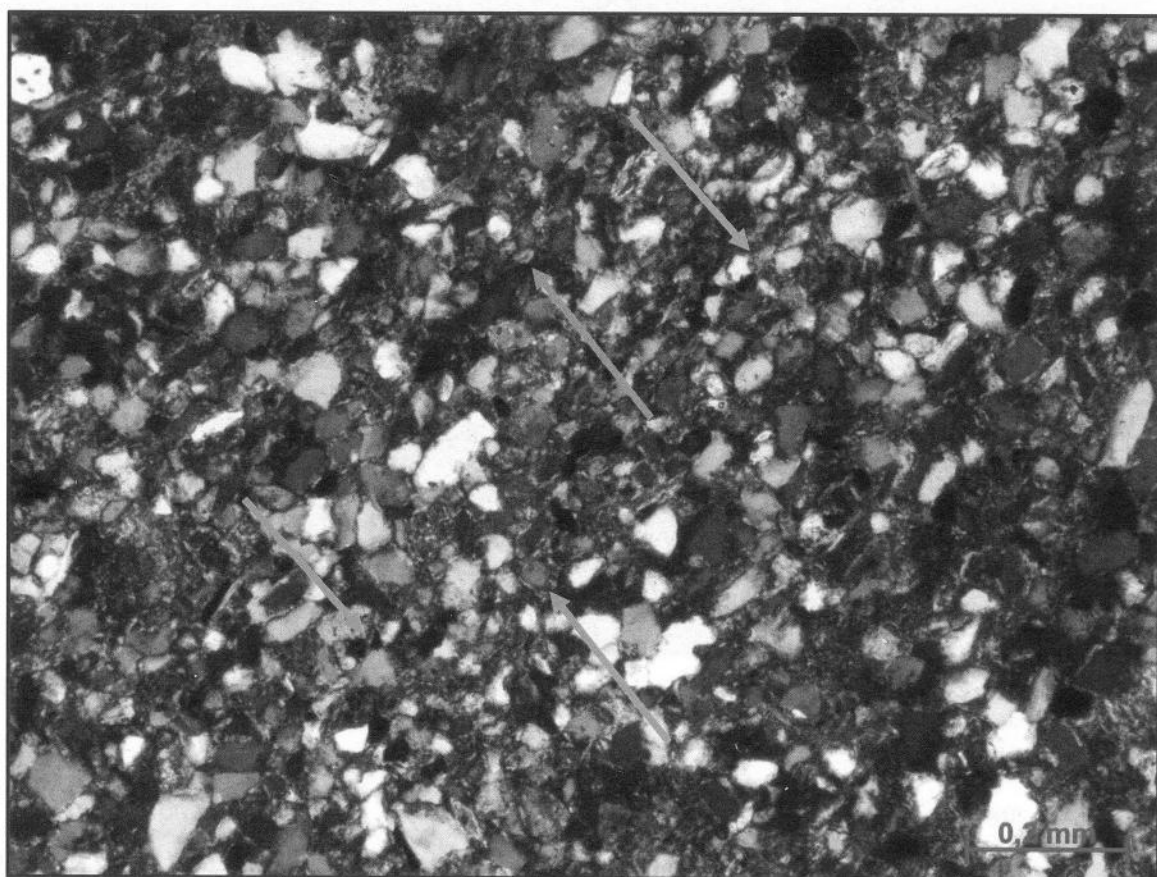


Figura 65 Fotomicrografia mostrando arenito siliciclástico polimodal, com destaque para nível siltico (seta laranja), zircão (seta azul), turmalina (seta verde) e epimatriz tingida de modo generalizado por compostos férricos (polarizadores cruzados).

O grau de compactação pode ser dito como moderado, tendo como evidência principal a presença de grãos moles deformados (micas clásticas muscovíticas/sericíticas fortemente

dobrados e/ou esmagados) sem a geração de pseudomatriz e a presença pertinente de contatos do tipo longo/planar. A porosidade é inferida como muito baixa, de origem secundária e do tipo intergranular. A matriz distribui-se de modo generalizado na lâmina, sendo classificada como epimatriz (no caso matriz argilosa clorítica e/ou sericítica introduzida através de infiltração vadosa), derivada predominantemente da alteração diagenética de feldspatos, micas e minerais ferromagnesianos constituintes do arcabouço. A matriz em determinadas porções da lâmina apresenta-se fortemente orientada e, de modo generalizado, está tingida por compostos férricos (Figura 66).

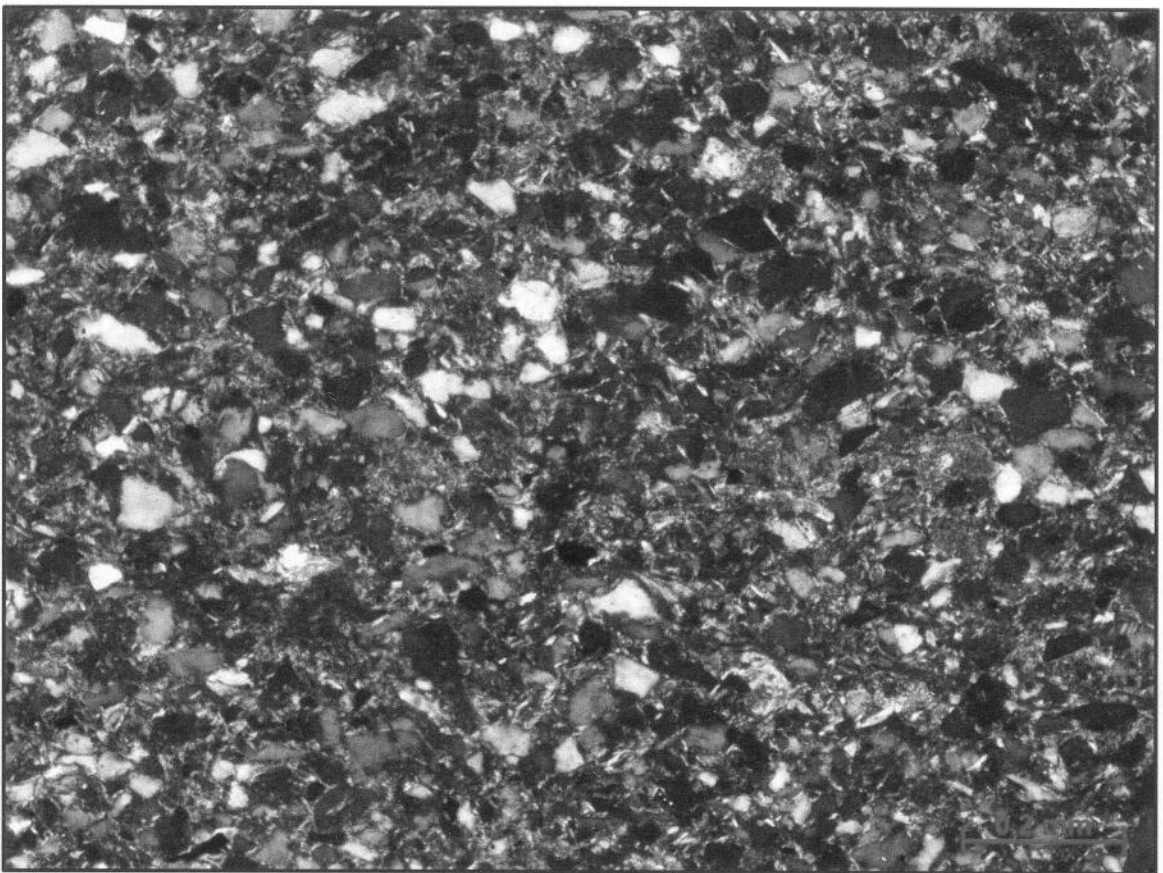


Figura 66 Fotomicrografia evidenciando epimatriz orientada (infiltração mecânica vadosa) e micas clásticas muscovíticas, assim como sericita inserida na matriz, fortemente deformadas (polarizadores cruzados).

O cimento ocorre de modo heterogêneo na lâmina, destacado por zonas mais intensamente cimentadas lineares. É do tipo epitáxico (epitaxial), hábito do tipo preenchimento de poros e representado por cimentação autigênica constituída por óxidos e hidróxidos de ferro, por vezes hematítico. É também presente cimento epitaxial de quartzo microcristalino, mais restrito e de menor recorrência na lâmina.

A composição é primeiramente representada por cristaloclastos de quartzo monocristalino, com ausência de faces cristalinas definidas, inclusões fluidas em alguns grãos

e inclusões sólidas de muscovita e apatita, extinção normal e ondulante forte, e menos comumente ondulante fraca. Eventualmente apresentam-se envolvidos por películas de óxidos e hidróxidos de ferro. Em menor proporção estão presentes cristaloclastos de quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, extinção ondulante fraca e contatos poligonizados/retos e irregulares entre os sub-grãos, além do quartzo policristalino microcristalino. A proporção relativa dos tipos de feldspatos é diferenciada pelo predomínio do plagioclásio (muito fino, subarredondado e geminação polissintética) em relação à microclina (fina, subarredondada e geminação do tipo 'Tartan') e ao ortoclásio (muito fino, subarredondado e hábito prismático). Apresentam-se com baixo grau de alteração e indícios do processo de substituição por argilominerais. Os litoclastos são representados por líticos sedimentares (argilito) como intraclastos pelíticos e que estão em maior quantidade quando comparados aos litoclastos metamórficos (quartzito), evidenciados por quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, extinção ondulante fraca e contatos poligonizados/retos e irregulares entre os sub-grãos. São presentes litoclastos compostos por quartzo policristalino microcristalino de proveniência duvidosa (*metachert* e/ou quartzito).

Presença de minerais acessórios pesados como os ultra-estáveis zircão (muito fino, subarredondado), turmalina (subarredondada), assim como minerais opacos (subangulosos) e minerais meta-estáveis como o acessório pesado epidoto (subarredondado) e micas clásticas muscovíticas (média). Foram encontrados dispersos na matriz raros e duvidosos grãos glauconíticos e/ou biotita deferrificada (muito finos e arredondados). A proporção relativa dos constituintes pode ser estabelecida como: (Q - 66%; F - 7%; L - 5%; M - 18%; C - 4%). De acordo com a plotagem no diagrama QFL e utilizando como base a classificação de Pettijohn, Potter & Siever (1987), a rocha é caracterizada como **subarcóseo**.

Lâmina P2 - L3 / Ponto 2 / Litofácies A4

Os parâmetros texturais são designativos da moda principal de um arenito epiclástico siliciclástico unimodal, sendo a textura clástica destacada por grãos detríticos do arcabouço angulosos a subangulosos (maior arredondamento em alguns poucos cristaloclastos com granulometria maior), muito fino (0,110 - 0,085 mm) e ocorrendo dispersos poucos cristaloclastos finos, moderadamente a bem selecionado e grau de circularidade/esfericidade baixo. A fábrica/trama é sustentada pelos cristaloclastos e somente em zonas no qual a matriz apresenta-se mais concentrada que está sustentada pela matriz. Predomínio de contatos do tipo

longo/planar e, subordinadamente, contatos côncavo-convexos e tangenciais com menor abrangência na lâmina. Ausência aparente de orientação preferencial de micas clásticas muscovíticas ou dos cristaloclastos.

O grau de compactação pode ser dito como sendo moderado, inferido principalmente a partir de grãos moles fracamente deformados, como cristaloclastos muscovíticos (micas clásticas) e/ou sericíticos pouco esmagados e/ou dobrados, além de alguns litoclastos sedimentares (intraclastos pelíticos) também espremidos e neste caso com geração de pseudomatriz de pequena dimensão, e secundariamente pela alta proporção de contatos do tipo longo/planar (Figura 67).

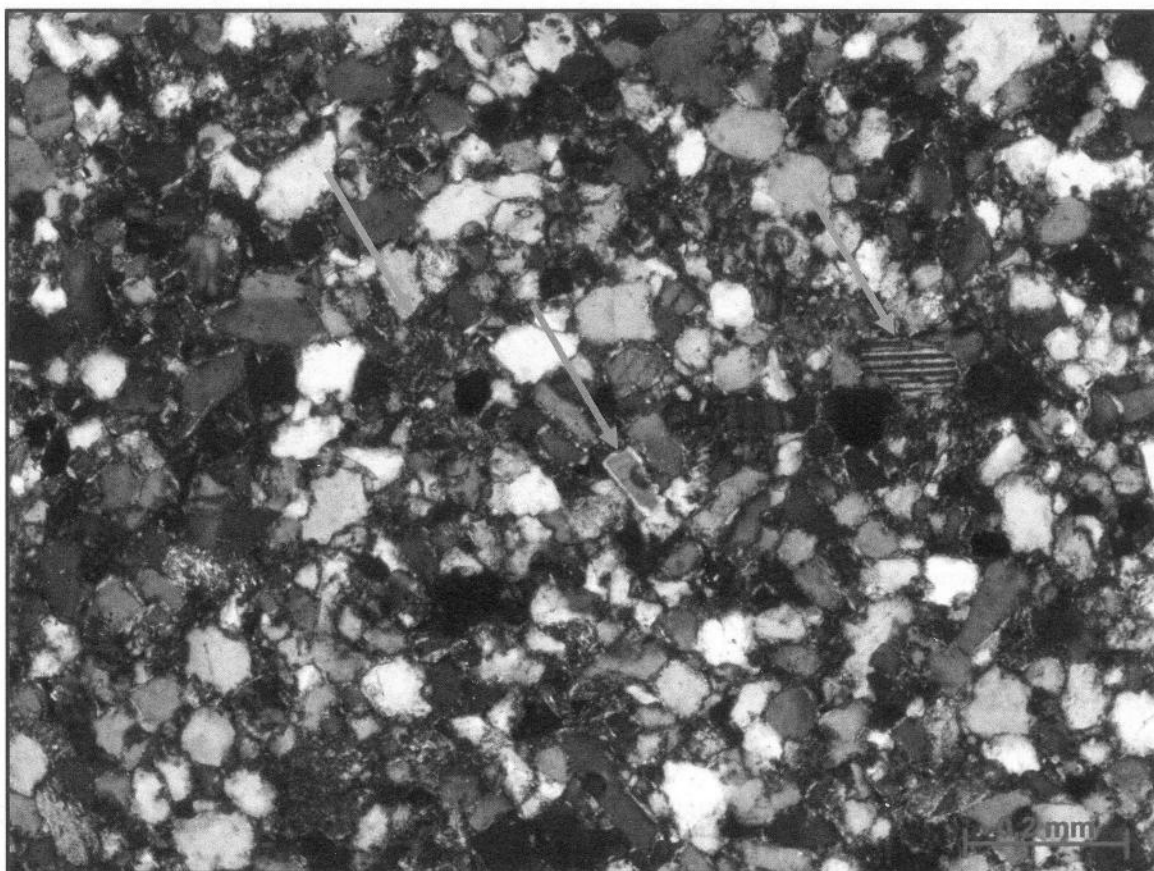


Figura 67 Fotomicrografia mostrando líticos sedimentares argilosos esmagados e espremidos gerando pseudomatriz localizada (seta laranja), rara matriz diagenética, turmalina (seta azul) e plagioclásio (seta verde). Polarizadores cruzados.

A porosidade é qualificada como muito baixa, de origem secundária e do tipo intergranular. A matriz é argilosa, caulínica e/ou sericítica (principalmente), como também clorítica localmente. Presença local de caulinita como um agregado fibroso ocupam poucos poros. É resultado da diagênese, como produto da alteração diagenética e/ou desagregação de feldspatos, micas, minerais ferromagnesianos e fragmentos líticos, tingida de modo

generalizado por compostos férricos. É do tipo epimatriz, apresentando-se não orientada e proporção relativamente alta, bem distribuída e ocupando os interstícios entre os grãos (Figura 68).

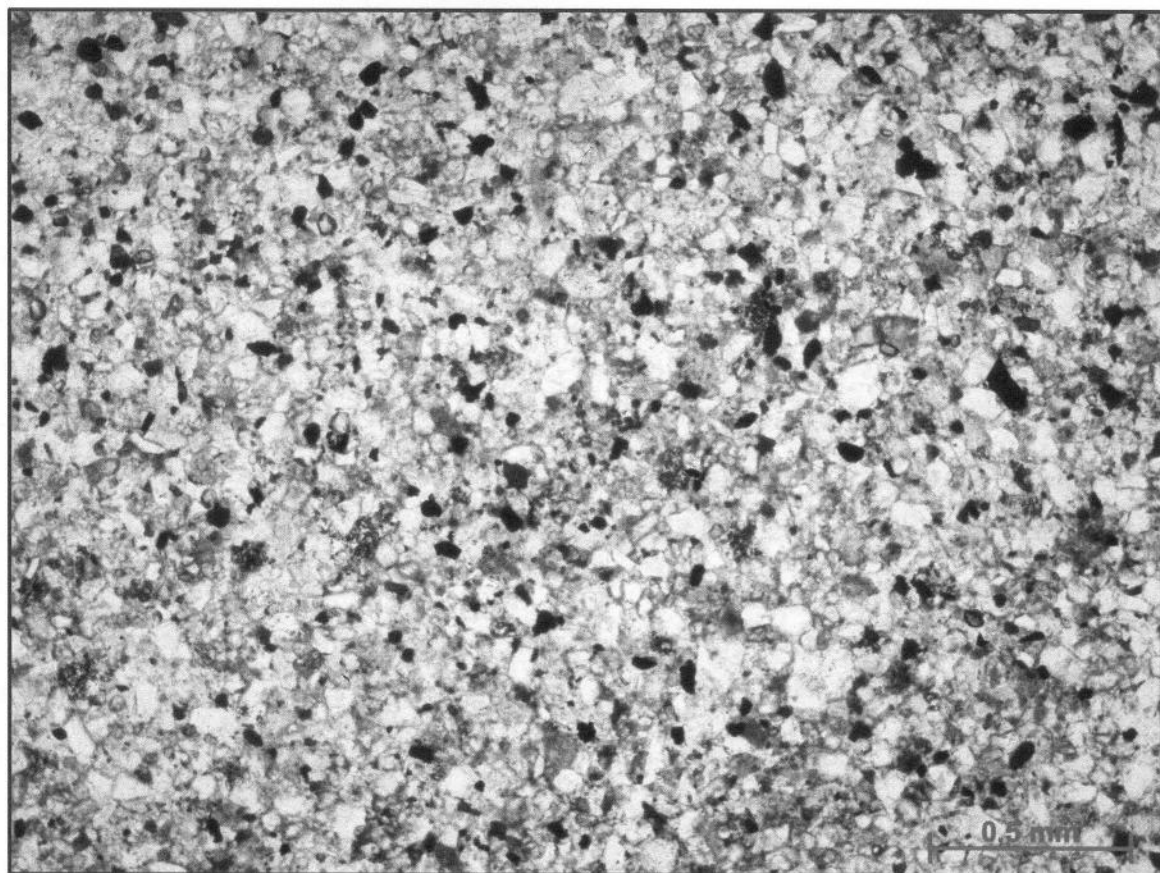


Figura 68 Fotomicrografia com indicação para alta proporção de minerais opacos e epimatriz não orientada tingida de maneira generalizada por constituintes férricos (polarizadores paralelos).

Com baixa recorrência na lâmina e de maneira mais localizada aparecem líticos sedimentares representados por intraclastos pelíticos pouco deformados, esmagados e espremidos ocupando o espaço intergranular como pseudomatriz. O cimento apresenta-se em pequena proporção na lâmina, distribuído heterogeneamente e caracterizado como do tipo epitáxico (epitaxial), hábito do tipo preenchimento de poros e constituído por cimentação autigênica de quartzo microcristalino e por óxidos e hidróxidos de ferro (hematítico), neste último caso posicionado nas bordas dos cristaloclastos como películas que os envolvem. Poucas ocorrências e irregularmente distribuídas de cimento sintáxico (sobrecrescimento de quartzo).

A composição é primeiramente representada por cristaloclastos de quartzo monocristalino (em predominância em relação ao policristalino), com ausência de faces cristalinas definidas, inclusões fluidas subordinadas e inclusões sólidas de apatita e

muscovita, extinção normal, e menos ocorrente extinção ondulante fraca. Os cristaloclastos de quartzo policristalino são representados somente pelos com mais de três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos irregulares entre os sub-grãos, além dos cristaloclastos de quartzo policristalino microcristalino. A proporção relativa dos tipos de feldspatos é diferenciada pela predominância do plagioclásio (muito fino, subanguloso e geminação polissintética) em relação ao feldspato potássico, como a microclina (muito fina, subangulosa e geminação do tipo 'Tartan') e o ortoclásio (muito fino, subarredondado e resquícios de um hábito prismático). Os cristaloclastos de feldspato apresentam-se com baixo grau de alteração e somente alguns mostram evidências de dissolução, com substituição parcial por argilominerais. Os fragmentos líticos são constituídos por litoclastos sedimentares (argilito) como intraclastos pelíticos e que estão em maior quantidade comparados aos líticos metamórficos (quartzito) recristalizados e inferidos a partir do quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos irregulares entre os sub-grãos. São presentes litoclastos compostos por quartzo policristalino microcristalino (*metachert* e/ou quartzito) de proveniência duvidosa.

Presença de minerais acessórios pesados como os ultra-estáveis zircão (muito fino, subarredondado), turmalina (muito fina, subangulosa), rutilo (muito fino, subanguloso), como também grande proporção de minerais opacos (subangulosos). Os meta-estáveis são evidenciados pelo acessório pesado epidoto (muito fino, subarredondado) e por micas clásticas muscovíticas, assim como o instável piroxênio (subanguloso). Inseridos na matriz ocorrem poucos e duvidosos grãos caracterizados como agregados policristalinos glauconíticos e/ou biotita deferrificada (muito fino, subarredondado). A proporção relativa dos constituintes pode ser estabelecida como: (Q - 75%; F - 5%; L - 9%; M - 8%; MO - 3%). De acordo com a plotagem no diagrama QFL e utilizando como base a classificação de Pettijohn, Potter & Siever (1987), a rocha é caracterizada como **sublitoarenito**.

Lâmina P3 - L1 / Ponto 3 / Litofácies A8

Os parâmetros texturais são designativos da moda principal de um arenito epiclástico siliciclástico bimodal, sendo a textura clástica destacada por grãos detríticos do arcabouço que variam de fino a médio (0,312 - 0,156 mm) e com o predomínio da fração granulométrica média. A seleção pode ser dita como bem selecionado a muito bem selecionado, cristaloclastos subangulosos a subarredondados (maior arredondamento em grãos com maior

granulometria) e grau de circularidade/esfericidade baixo a médio. A fábrica/trama apresenta-se sustentada pelos cristaloclastos, de modo que ocorrem contatos do tipo longo/planar em grande proporção e, subordinadamente, contatos côncavo-convexos e tangenciais, sendo estes últimos de menor recorrência na lâmina. Aparente ausência de orientação preferencial de micas clásticas (muscovita) ou dos cristaloclastos (Figura 69).

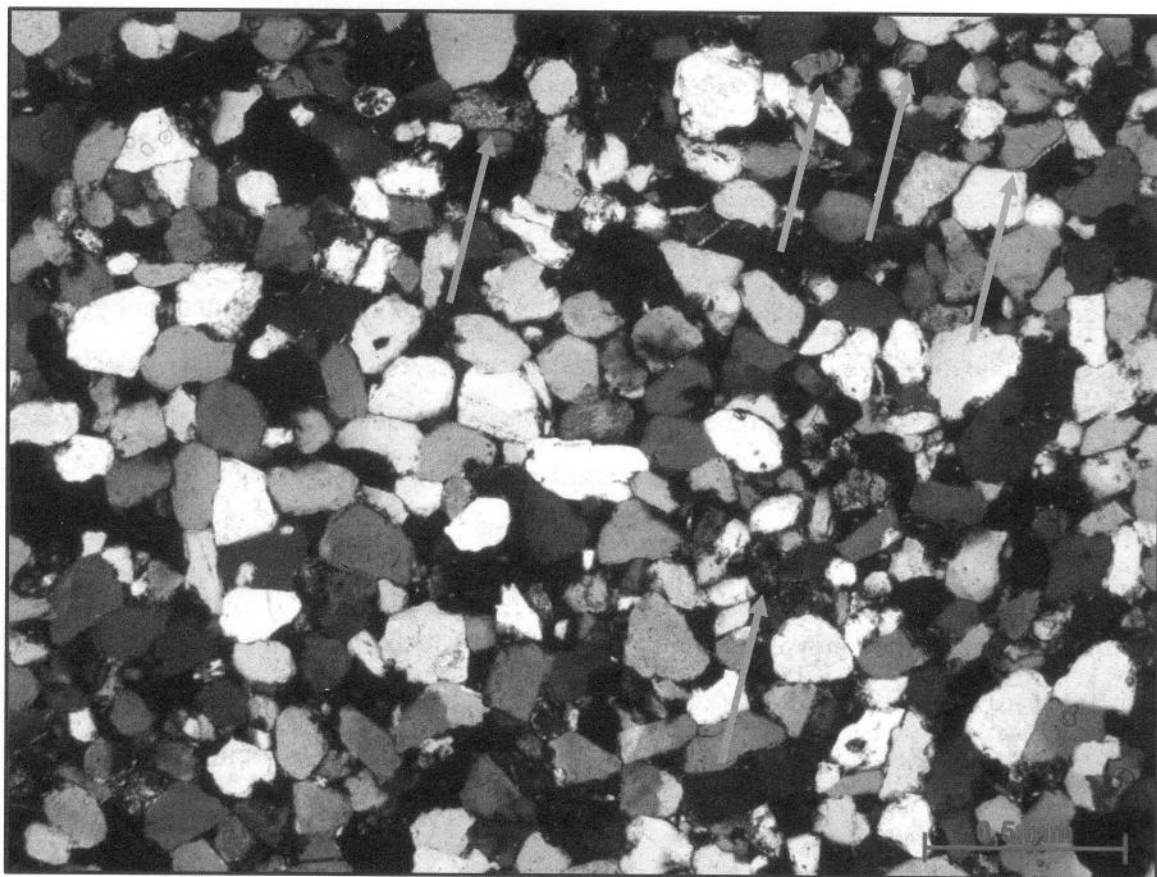


Figura 69 Fotomicrografia com destaque para cimento sintaxial (sobrecrescimento de quartzo), litoclastos metassedimentares oxidados (seta azul), turmalina (seta verde), zircão detritico (seta laranja) e petrotrama fechada (polarizadores cruzados).

O grau de compactação é definido como moderado principalmente através de grãos moles muscovíticos e/ou sericíticos e litoclastos sedimentares e metassedimentares deformados, fracamente dobrados e sem expressiva geração de pseudomatriz (somente no caso restrito às micas clásticas) e subordinadamente por contatos do tipo longo/planar. A porosidade pode ser qualificada como muito baixa (petrotrama fechada, poros extremamente pequenos), de origem secundária e do tipo intergranular. A matriz apresenta-se distribuída de maneira restrita e caracterizada como escassa ou ausente e quando presente relaciona-se a compactação (esmagamento) e/ou desagregação com posterior geração de pseudomatriz localizada, de litoclastos sedimentares e metassedimentares. O cimento está disposto

homogeneamente na lâmina, sendo do tipo epitáxico (epitaxial), hábito do tipo preenchimento de poros e constituído por cimentação autigênica de óxidos e hidróxidos de ferro, neste caso posicionado nas bordas dos cristaloclastos como películas que os envolvem. Em âmbito local, envolvendo poucos grãos detríticos de quartzo, é ocorrente cimento sintaxial (sintáxico), do tipo sobrecrecimento de quartzo (Figura 70). É também presente cimento silicoso epitáxico (epitaxial) representado por calcedônia, como única ocorrência e disposta na borda de um cristaloclasto de quartzo.

A composição é primeiramente representada por cristaloclastos de quartzo monocristalino (predominância em relação ao quartzo policristalino), com ausência de faces cristalinas definidas, inclusões fluidas inseridas em poucos grãos, assim como inclusões sólidas compostas por zircão, apatita e muscovita. A extinção varia de normal e ondulante fraca (predominantes) a ondulante forte. São também presentes diversas variedades de cristaloclastos de quartzo policristalino com até três sub-grãos, extinção ondulante fraca e contatos irregulares entre os sub-grãos, como também e em maior quantidade, estão os com mais de três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos irregulares entre os sub-grãos. É também presente e em grande proporção cristaloclasto de quartzo policristalino microcristalino. A proporção relativa dos tipos de feldspatos é diferenciada pelo predomínio da microclina (fina, subarredondada e geminação do tipo 'Tartan') em relação ao ortoclásio (fino, arredondado, e hábito prismático) e ao plagioclásio (médio, subarredondado, e geminação polissintética). Apresentam-se com baixo grau de alteração e somente poucos indícios do processo de substituição por argilominerais.

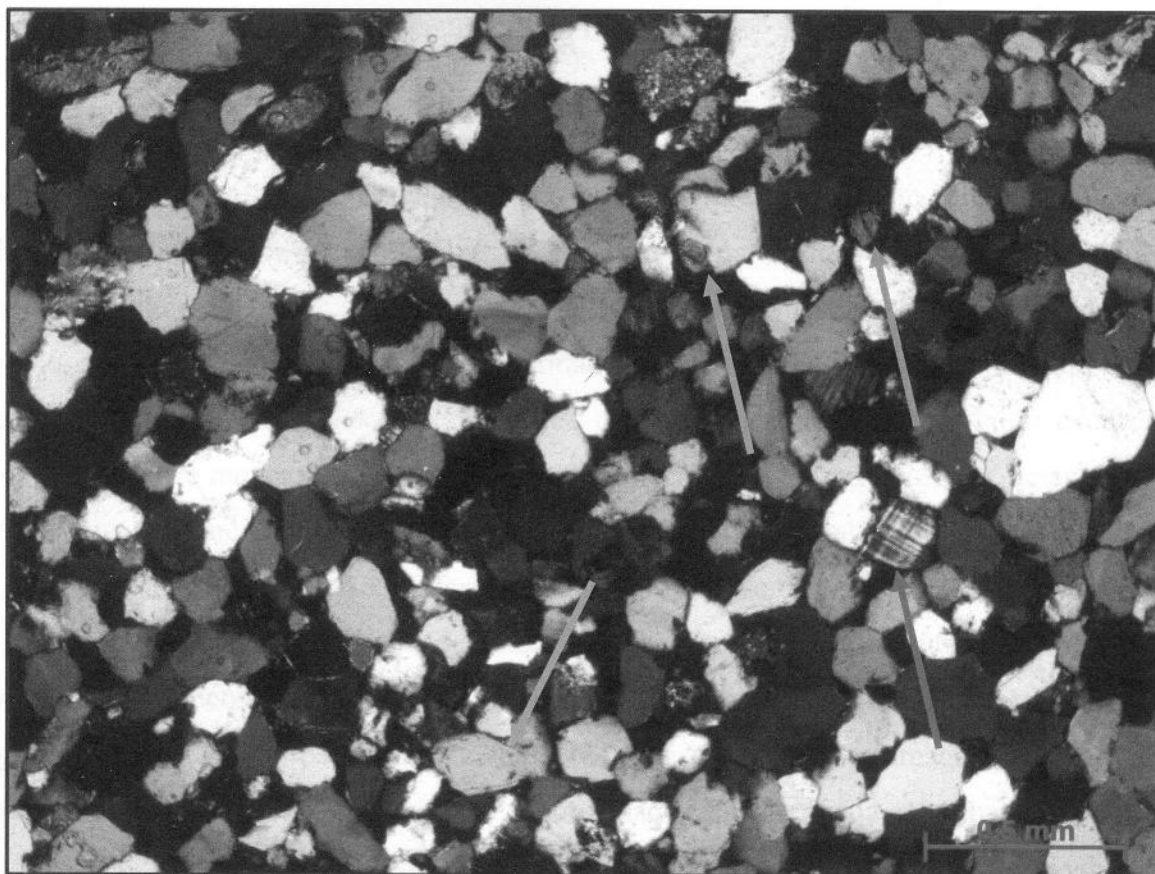


Figura 70 Fotomicrografia evidenciando sobrecrecimento de quartzo (seta laranja), líticos metassedimentares tingidos por componentes hematíticos, microclina (seta vermelha), zircão (seta azul) e quartzo monocristalino com inclusão sólida de zircão (seta verde). Polarizadores cruzados.

Os litoclastos são representados por líticos metamórficos recrystalizados, constituídos por quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos irregulares entre os mesmos (quartzito e/ou xisto) e, com maior representatividade na lâmina, líticos metamórficos (metassedimentares) compostos por fragmentos de rochas metapelíticas comumente tingidos por compostos férricos. Líticos sedimentares síltico-argilosos similarmente tingidos por componentes férricos são raros. Com boa abrangência na lâmina e de proveniência duvidosa, ocorrem fragmentos líticos representados por quartzo policristalino microcristalino (*metachert* e/ou quartzito).

Os minerais pesados (accessórios) são representados pelo ultra-estável zircão (subarredondado), assim como minerais opacos (subangulosos) e também por meta-estáveis como micas clásticas muscovíticas (grossa). A proporção relativa dos constituintes pode ser estabelecida como: (Q - 82%; F - 4%; L - 8%; C - 6%). De acordo com a plotagem no diagrama QFL e utilizando como base a classificação de Pettijohn, Potter & Siever (1987), a rocha é caracterizada como **sublitoarenito**.

Lâmina P4 - L3 / Ponto 4 / Litofácies A3 (Sr)

A lâmina apresenta fraca laminação como feição macroscópica representativa. Os parâmetros texturais são designativos da moda principal de um arenito epiclástico siliciclástico bimodal, com textura clástica evidenciada por cristaloclastos do arcabouço que no caso variam de fino a médio (0,312 - 0,156 mm), bem selecionado, grãos detríticos angulosos a subangulosos e grau de circularidade/esfericidade baixo a médio. A fábrica/trama apresenta-se sustentada pelos cristaloclastos, de modo que predominam contatos do tipo longo/planar e de menor ocorrência contatos do tipo côncavo-convexos. Aparente ausência de orientação preferencial de micas clásticas (muscovita) ou dos cristaloclastos.

O grau de compactação é inferido pela alta proporção de contatos do tipo longo/planar e principalmente pela ocorrência de micas clásticas muscovíticas e agregados sericíticos, como também líticos sedimentares representados por intraclastos pelíticos deformados e com significativa geração de pseudomatriz somente no caso dos pelitos esmagados e espremidos nos interstícios entre os grãos detríticos. A porosidade é caracterizada como baixa (petrotrama fechada) e de origem secundária, do tipo intergranular e/ou intercrystalina. A matriz distribui-se heterogeneamente na lâmina, sendo do tipo pseudomatriz e estando exclusivamente relacionada à compactação (esmagamento e/ou desagregação mecânica) de litoclastos sedimentares, representados por componentes intraclásticos pelíticos espremidos e dispersos entre os cristaloclastos, destacada por zonas mais concentradas constituídas de agregados litoclásticos e localmente apresenta-se fracamente orientada (Figura 71). O cimento está presente em duas variedades distintas, a primeira é do tipo epitáxico (epitaxial) carbonático e hábito do tipo preenchimento de poros, ocorrendo como um mosaico de pequenos cristais de calcita autigênica, incluindo de modo local alguns grãos detríticos/sub-cristais do arcabouço. A segunda variedade é representada por cimento syntaxial (sobrecrescimento de quartzo). Cristaloclastos de quartzo e feldspato eventualmente apresentam-se corroídos parcialmente em suas bordas por calcita, assim como uma ocorrência do processo de substituição, no caso um cristaloclasto de plagioclásio totalmente dissolvido e substituído por calcita (Figura 72).

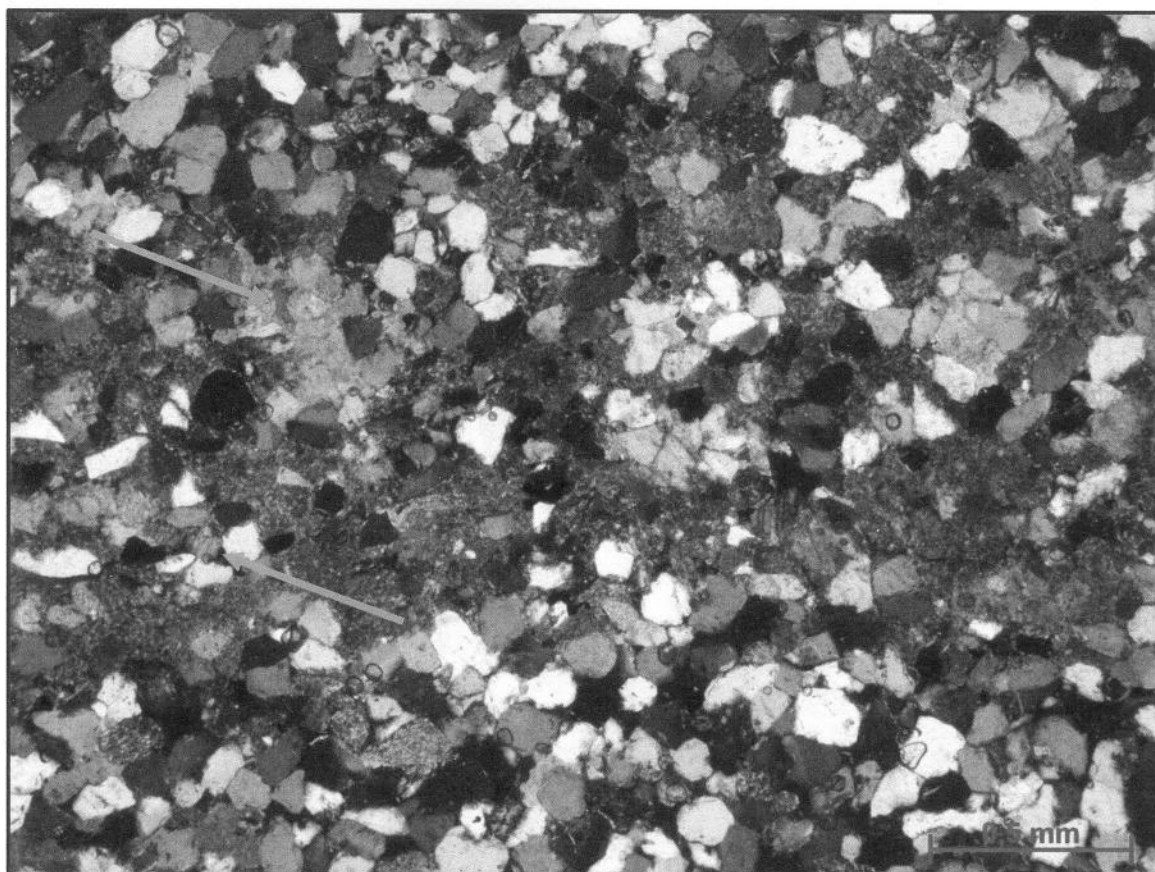


Figura 71 Fotomicrografia com indicação de pseudomatriz disposta em zona linear através da concentração de componentes intraclásticos pelíticos deformados, corrosão parcial na borda dos cristaloclastos de quartzo por cimento epitáxico autigênico calcítico (seta laranja) e plagioclásio (seta verde). Polarizadores cruzados.

A composição é primeiramente definida por cristaloclastos de quartzo monocristalino, que estão em maior quantidade comparados ao quartzo policristalino, com ausência de faces cristalinas definidas, inclusões fluidas são presentes em alguns grãos, inclusões sólidas de zircão, extinção normal e ondulante forte predominam, assim como extinção ondulante fraca. Em menor proporção estão os cristaloclastos de quartzo policristalino com mais de três subgrãos, extinção ondulante fraca e contatos poligonizados/retos e irregulares entre os subgrãos. Encontram-se também presentes cristaloclastos de quartzo policristalino microcristalino mais raros. A proporção relativa dos tipos de feldspatos é diferenciada pelo predomínio do plagioclásio (fino, subarredondado e geminação polissintética) em relação ao feldspato potássico, no caso representado pela microclina (fina, subangulosa e geminação do tipo 'Tartan') e pelo ortoclásio (fino, subanguloso e hábito prismático), sendo que todos os tipos estão com baixo grau de alteração.

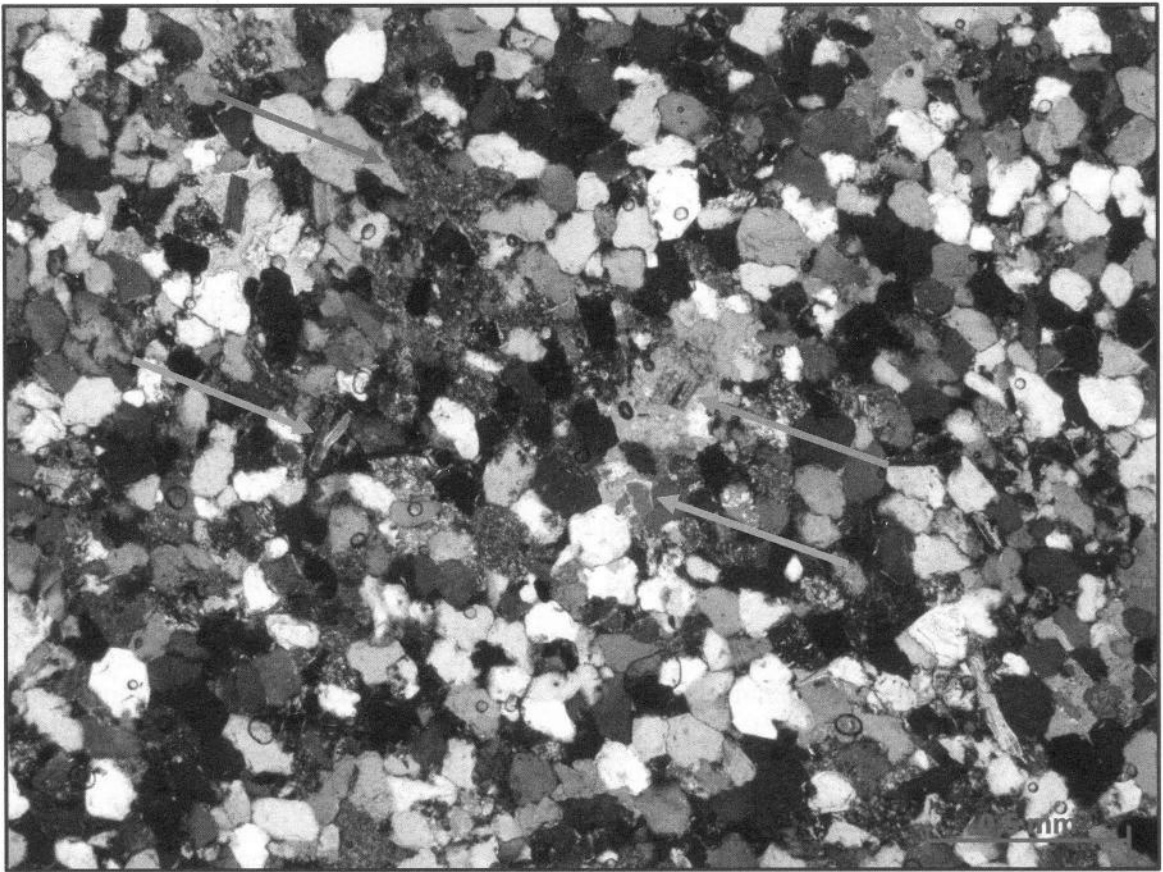


Figura 72 Fotomicrografia registrando substituição total do plagioclásio por calcita autigênica (seta azul), turmalina (seta laranja), micas clásticas muscovíticas parcialmente desagregadas (seta verde) e pseudomatriz gerada por líticos sedimentares espremidos e esmagados (seta vermelha). Polarizadores cruzados.

Os fragmentos líticos são destacados principalmente por litoclastos sedimentares como argilito, argilito siltico e silito (intraclastos pelíticos) eventualmente tingidos por compostos férricos e em maior quantidade comparados aos líticos metamórficos (recristalizados podendo ser quartzito e/ou xisto), tendo como evidência quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, extinção ondulante fraca e contatos irregulares, assim como poligonizados/retos entre os sub-grãos. Em menor proporção ocorrem fragmentos líticos de proveniência duvidosa, constituídos por quartzo policristalino microcristalino e inferidos como quartzito e/ou *metachert*.

São também presentes minerais acessórios pesados como o ultra-estável zircão (subarredondado), minerais opacos (subangulosos) e os meta-estáveis como o acessório pesado epidoto (subanguloso) e micas clásticas muscovíticas (fina). Única ocorrência de grão glauconítico e/ou biotita deferrificada (fino, arredondado) é registrada como um componente duvidoso do arcabouço. A proporção relativa dos constituintes pode ser estabelecida como: (Q - 64%; F - 8%; L/M - 13%; C - 15%). De acordo com a plotagem no diagrama QFL e

utilizando como base a classificação de Pettijohn, Potter & Siever (1987), a rocha é caracterizada como **sublitoarenito**.

Lâmina P5 - L2 / Ponto 5 / Litofácies A7 (Sm)

Os parâmetros texturais são designativos da moda principal de um arenito epiclástico siliciclástico bimodal, com textura clástica evidenciada por cristaloclastos do arcabouço subangulosos a subarredondados (maior arredondamento dos grãos detríticos com maior tamanho), a granulometria varia de fina a média (0,450 - 0,310 mm) e predomínio da fração granulométrica média. Com relação à seleção é caracterizado como bem selecionado, sendo o grau de circularidade/esfericidade médio. A fábrica/trama apresenta-se sustentada pelos cristaloclastos, predominam contatos do tipo longo/planar e tangenciais, assim como mais restritamente contatos côncavo-convexos. Aparente ausência de orientação preferencial de micas clásticas muscovíticas ou dos cristaloclastos.

Moderado grau de compactação, primeiramente inferido a partir da ocorrência de grãos moles deformados como micas clásticas (muscovita) e sericita disseminada na matriz, esmagadas e dobradas, assim como litoclastos sedimentares representados por siltito e argilito síltico (intraclastos pelíticos) similarmente deformados, sendo ambos os componentes com geração local de pseudomatriz e, secundariamente, também pela predominância de contatos do tipo longo/planar (Figura 73). A porosidade é classificada como baixa (petrotrama fechada), de origem secundária e do tipo intergranular e microfratura em grão detrítico. A proporção de matriz na lâmina é extremamente baixa, praticamente ausente e ocupando os interstícios entre os grãos, sendo do tipo epimatriz (como resultado da alteração diagenética dos componentes do arcabouço, como feldspatos, fragmentos líticos, micas e minerais ferromagnesianos), fracamente e localmente tingida por compostos férricos e apresenta-se não orientada. Líticos sedimentares representados por siltito e argilito síltico (intraclastos pelíticos) deformados geram pseudomatriz fortemente localizada. O cimento é autigênico e apresenta-se distribuído irregularmente, de modo restrito e com baixa proporção na lâmina, hábito do tipo preenchimento de poros e caracterizado como do tipo sintáxico (sintaxial), sobrecrecimento de quartzo, como também epitáxico (epitaxial) constituído por cimentação de óxidos e hidróxidos de ferro eventualmente envolvendo cristaloclastos como películas.

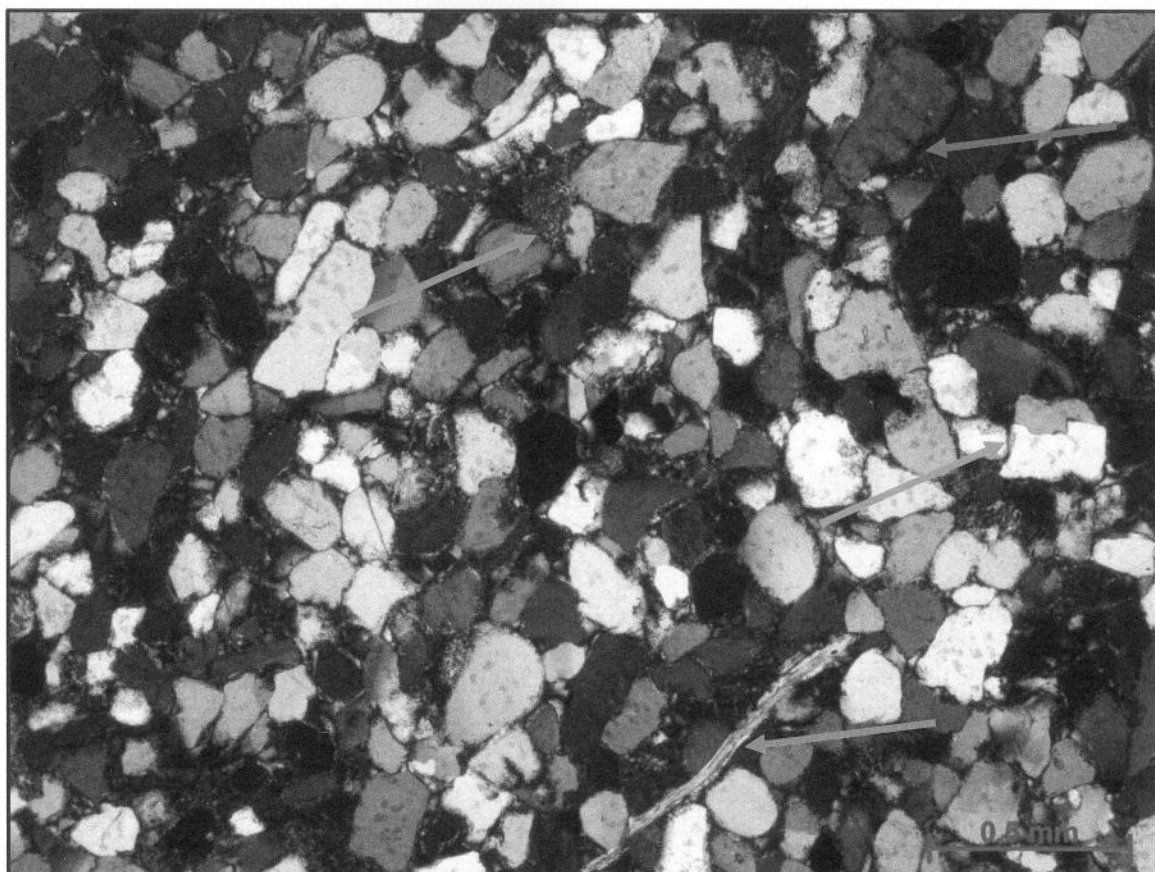


Figura 73 Fotomicrografia evidenciando mica clástica muscovítica suavemente dobrada (seta azul), ortoclásio (seta vermelha), litoclasto plutônico (seta laranja) e quartzo policristalino microcristalino (seta verde). Polarizadores cruzados.

A composição é primeiramente representada por cristaloclastos de quartzo monocristalino (em maior quantidade em relação ao policristalino), com ausência de faces cristalinas definidas, inclusões fluidas presentes em alguns grãos, inclusões sólidas de apatita e zircão, extinção normal, assim como ondulante forte. Os cristaloclastos de quartzo policristalino são representados em menor proporção pelos com até três sub-grãos e contatos retos/poligonais entre os mesmos, em relação aos com mais de três sub-grãos, extinção ondulante fraca e contatos irregulares entre os sub-grãos, além dos cristaloclastos de quartzo policristalino microcristalino também presentes na composição total. A proporção relativa dos tipos de feldspatos é diferenciada pela maior presença da microclina (fina a média, subarredondada e geminação do tipo 'Tartan') e do ortoclásio (fino, subarredondado e resquílios do hábito prismático) comparados ao plagioclásio (fino, subarredondado e geminação polissintética). Os cristaloclastos de feldspato apresentam-se com baixo grau de alteração. Os fragmentos líticos são constituídos por litoclastos sedimentares (siltito e argilito síltico como intraclastos pelíticos), líticos metamórficos (xisto e/ou quartzito) recristalizados,

evidenciados por quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, extinção ondulante fraca e contatos irregulares, como também poligonais/retos entre os sub-grãos (Figura 74).

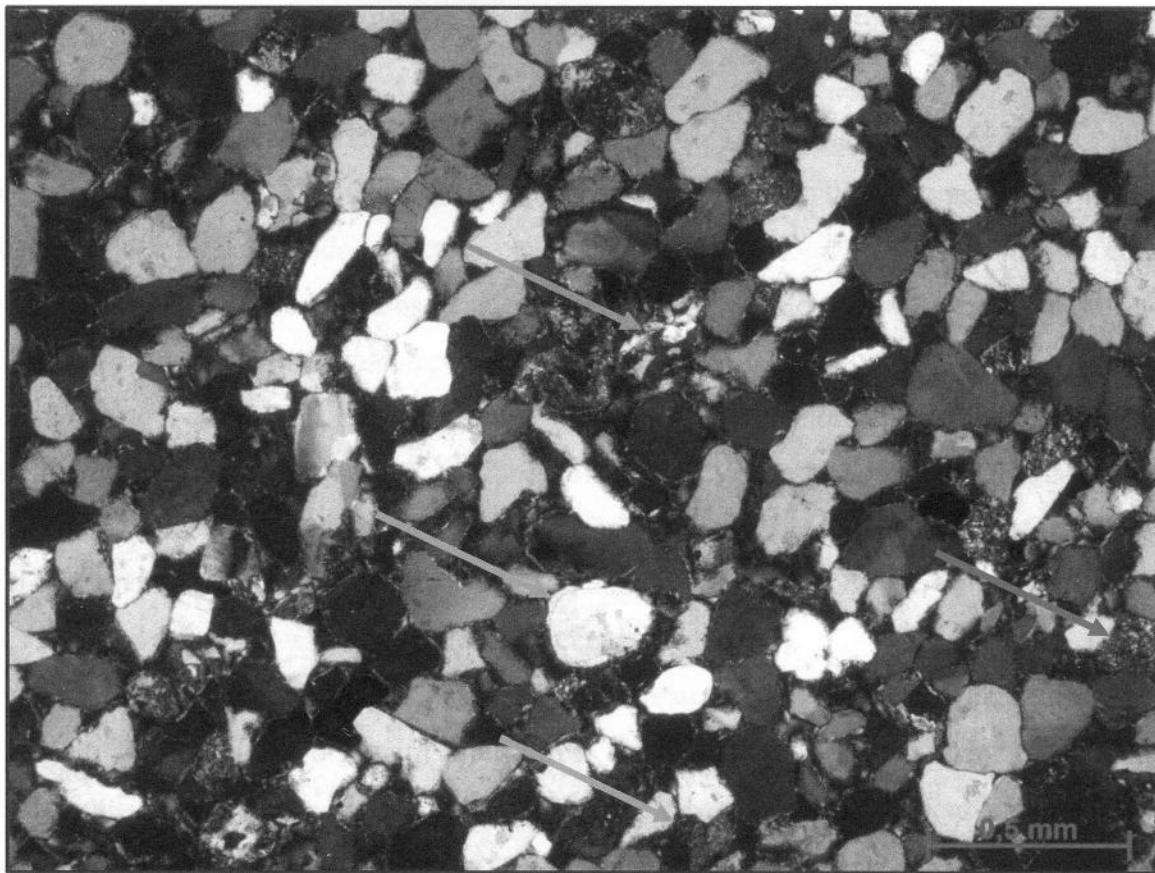


Figura 74 Fotomicrografia com destaque para sobrecrecimento de quartzo (seta verde), lítico metamórfico recristalizado (seta azul), raros litoclastos sedimentares argilosos tingidos por constituintes férricos (seta laranja) e quartzo policristalino microcristalino (seta vermelha). Polarizadores cruzados.

Líticos plutônicos estão em minoria e são inferidos pela ocorrência de quartzo policristalino com até três sub-grãos e contatos retos/poligonais entre os mesmos. Litoclastos duvidosos constituídos por quartzo policristalino microcristalino (quartzito e/ou *metachert*) são ocorrentes.

Os minerais acessórios pesados têm como representantes os ultra-estáveis zircão (subarredondado), turmalina (muito fina, subangulosa), como também minerais opacos (subarredondados). Os meta-estáveis são indicados pelo acessório pesado epídoto (subarredondado), titanita (fina, arredondada) e mica clástica muscovítica (fina). São posicionados no espaço intergranular duvidosos agregados policristalinos (glauconita e/ou biotita deferrificada). A proporção relativa dos constituintes pode ser estabelecida como: (Q - 82%; F - 7%; L - 8%; M - 3%). De acordo com a plotagem no diagrama QFL e utilizando

como base a classificação de Pettijohn, Potter & Siever (1987), a rocha é caracterizada como **sublitoarenito**.

Lâmina P6 - L1 / Ponto 6 / Litofácies A1 (St)

A lâmina apresenta laminação incipiente como feição macroscópica destacável. Os parâmetros texturais são designativos da moda principal de um arenito epiclástico siliciclástico bimodal, sendo a textura clástica destacada por grãos detríticos do arcabouço subangulosos a subarredondados (maior arredondamento dos cristaloclastos com maior tamanho) e granulometria no intervalo de fino a médio (0,310 - 0,150 mm). A seleção é caracterizada como bem selecionado a muito bem selecionado, sendo o grau de circularidade/esfericidade médio. A fábrica/trama é sustentada pelos cristaloclastos, assim como predominam contatos do tipo longo/planar em relação aos contatos côncavo-convexos de ocorrência mais localizada. Fraca orientação preferencial de minerais micáceos muscovíticos (localmente micas clásticas aparecem orientadas).

O grau de compactação principalmente relaciona-se à presença de grãos moles muscovíticos e/ou biotíticos, assim como líticos sedimentares e metassedimentares facilmente deformáveis, fracamente dobrados, esmagados e/ou espremidos ocupando o espaço intergranular por pseudomatriz gerada (no caso dos últimos) e secundariamente pela predominância de contatos do tipo longo/planar (Figura 75). A porosidade é qualificada como baixa (petrotrama fechada), de origem secundária, do tipo intergranular e microfratura em grão detrítico. A matriz é escassa, não orientada e está representada por pseudomatriz extremamente localizada, produzida através da fraca compactação de grãos moles deformáveis e de litoclastos sedimentares e metassedimentares também deformados, fracamente esmagados e/ou dobrados preenchendo os interstícios entre os cristaloclastos. Estão presentes duas variedades distintas de cimento, o principal e mais dominante é do tipo epitaxial (epitáxico), hábito do tipo preenchimento de poros e constituído por cimento de ferro autigênico (óxidos e hidróxidos), por vezes hematítico na forma de películas que envolvem a grande maioria dos grãos e o secundário, composto por cimento sintáxico (sobrecrescimento de quartzo) distribuído irregularmente e com baixa proporção na lâmina (Figura 76).

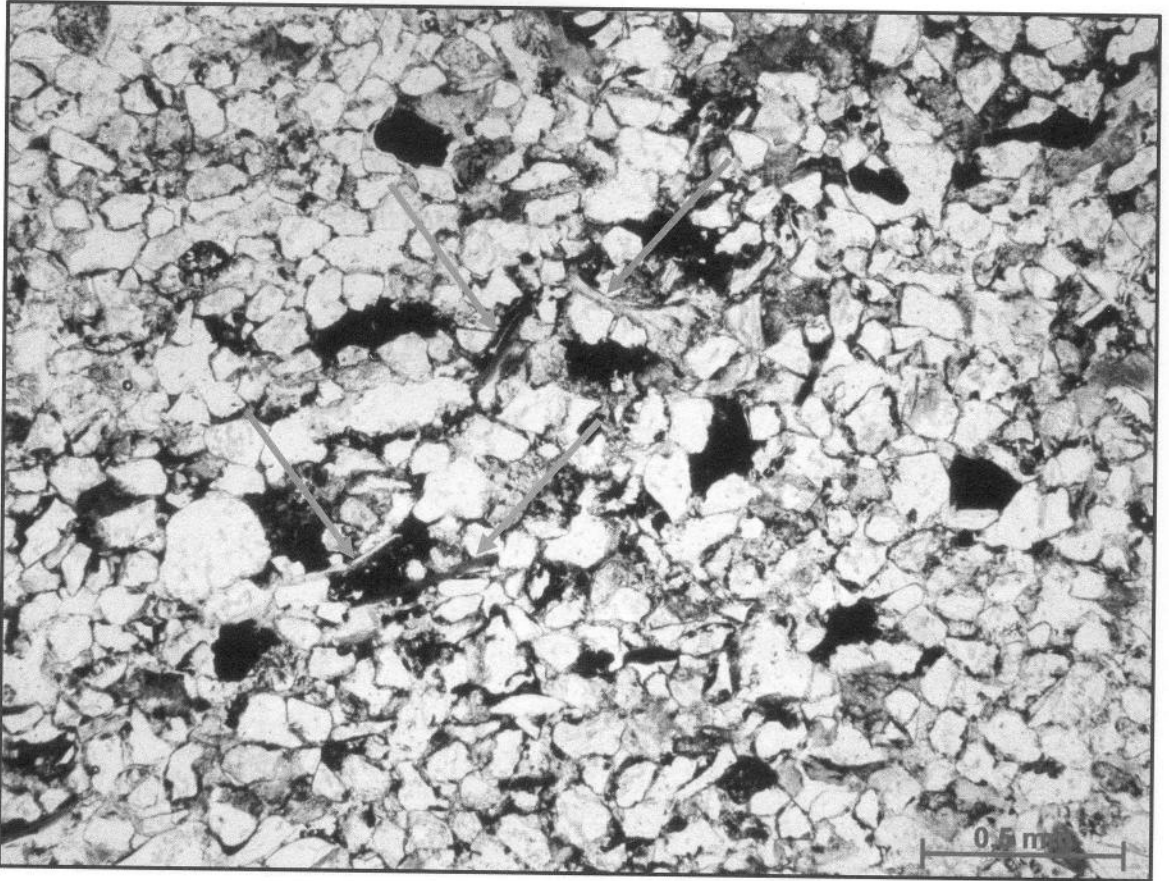


Figura 75 Fotomicrografia com indicação do cimento epitaxial de ferro autigênico (óxidos e hidróxidos) por vezes hematítico, micas clásticas biotíticas (seta laranja) e muscovíticas (seta azul) deformadas e minerais opacos (polarizadores paralelos).

A composição é primeiramente representada por cristaloclastos de quartzo monocristalino, ausência de faces cristalinas bem definidas, inclusões sólidas de muscovita e zircão, extinção normal e ondulante fraca, sendo que alguns grãos possuem extinção brusca. Em menor proporção relativa, comparados ao monocristalino, estão os cristaloclastos de quartzo policristalino subdivididos nos com até três sub-grãos, com extinção ondulante fraca e contatos poligonais/retos entre os sub-grãos e os com mais de três sub-grãos (maior quantidade comparado ao anterior), com extinção ondulante fraca a forte e contatos retos/poligonizados, como também irregulares entre os sub-grãos, além dos cristaloclastos de quartzo policristalino microcristalino. A diferenciação da quantidade relativa entre os tipos de feldspatos é marcada pelo predomínio da microclina (fina, subangulosa e geminação do tipo 'Tartan') comparada ao ortoclásio (fino, subarredondado e hábito prismático) e ao plagioclásio (fino, subarredondado e geminação polissintética), sendo que todos os tipos apresentam-se com baixo grau de alteração.

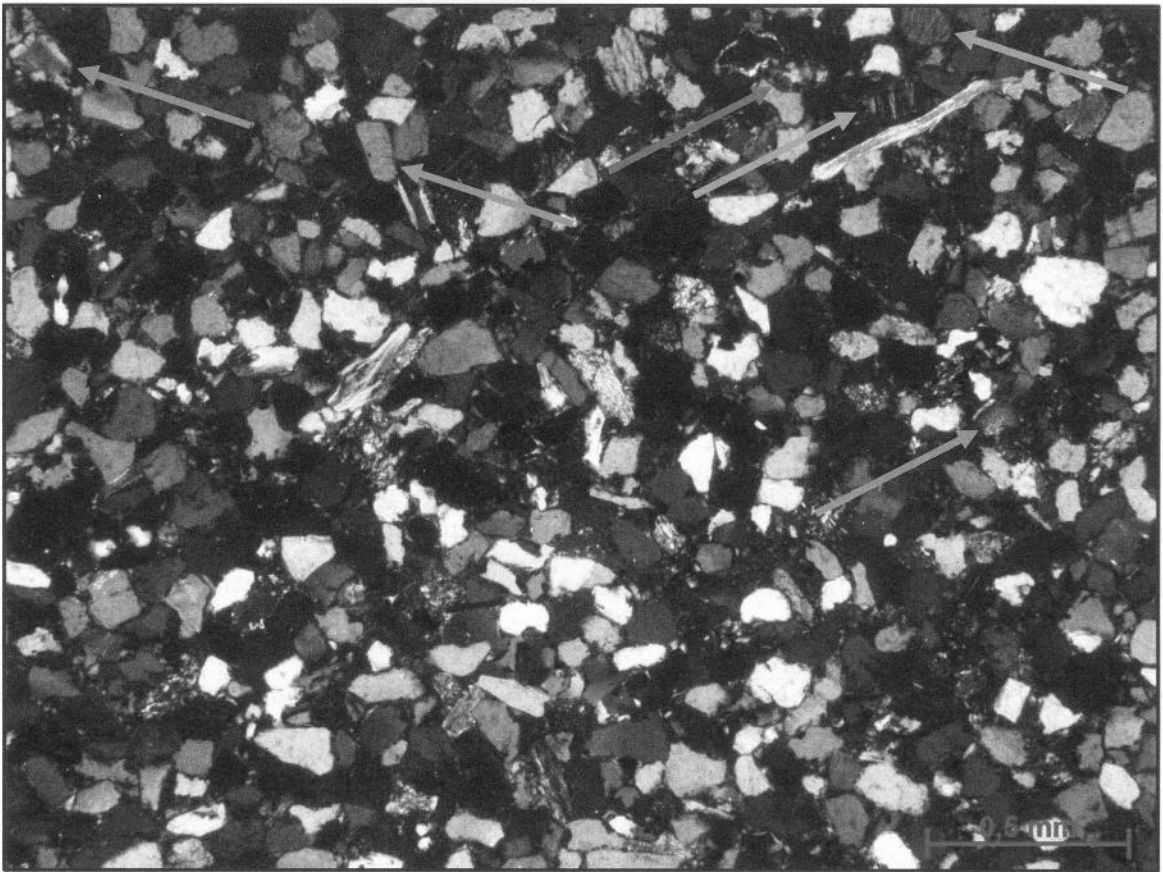


Figura 76 Fotomicrografia evidenciando minerais micáceos biotíticos e muscovíticos fracamente esmagados, líticos metassedimentares (metapelitos), cimento epitáxico hematítico, litoclasto metamórfico (seta vermelha), ortoclásio (seta verde), microclina (seta laranja) e biotita deferrificada (seta azul). Polarizadores cruzados.

Os fragmentos líticos são representados por líticos metamórficos em maior quantidade comparados aos litoclastos sedimentares, recristalizados e evidenciados por xisto e/ou quartzito pela presença de quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, os contatos variam de irregulares a poligonais/retos entre os sub-grãos e extinção ondulante forte predominante. Os líticos metamórficos (metassedimentares) têm como representantes metapelitos. Litoclastos sedimentares síltico-argilosos apresentam-se eventualmente tingidos por compostos férricos e são raros. Líticos de proveniência duvidosa são definidos como *metachert* e/ou quartzito pela ocorrência de quartzo policristalino microcristalino.

Os minerais acessórios pesados são destacados pelo ultra-estável zircão (subarredondado) e pelos meta-estáveis como o epídoto (subanguloso), micas clásticas muscovíticas e biotíticas (instável, por vezes alterada para clorita) finas, assim como minerais opacos (subarredondados). Componentes duvidosos do arcabouço foram caracterizados como glauconita e/ou biotita deferrificada. A proporção relativa dos constituintes pode ser estabelecida como: (Q - 77%; F - 8%; L - 9%; C - 6%). De acordo com a plotagem no

diagrama QFL e utilizando como base a classificação de Pettijohn, Potter & Siever (1987), a rocha é caracterizada como **sublitoarenito**.

Lâmina P7 - L1 / Ponto 7 / Litofácies A4

A lâmina apresenta incipiente laminação como feição macroscópica mais evidente. Os parâmetros texturais são designativos da moda principal de um arenito epiclástico siliciclástico bimodal, com textura clástica destacada por cristaloclastos do arcabouço subangulosos a subarredondados, granulometria variando de muito fino a fino (0,170 - 0,115 mm), predominando a fração granulométrica fina. Com relação à seleção é caracterizado como bem selecionado, sendo o grau de circularidade/esfericidade baixo. A fábrica/trama é sustentada pelos cristaloclastos e de ocorrência generalizada ocorrem contatos do tipo longo/planar e, em menor quantidade, contatos tangenciais. Aparente ausência de orientação preferencial de micas clásticas biotíticas e/ou muscovíticas ou dos cristaloclastos.

O grau de compactação é primeiramente relacionado ao esmagamento e/ou dobramento suave em grãos moles muscovíticos e biotíticos, como também deformação de líticos sedimentares (intraclastos pelíticos) espremidos entre os grãos, esses gerando pseudomatriz e secundariamente pela presença marcante de contatos do tipo longo/planar, sendo qualificado como alto. A porosidade é inferida como baixa (petrotrama fechada), de origem secundária e do tipo intercrystalina (Figura 77). A proporção de matriz na lâmina é muito baixa, heterogeneamente distribuída e representada por pseudomatriz formada pelo esmagamento por compactação, assim como desagregação de litoclastos sedimentares (intraclastos pelíticos) espremidos no espaço intergranular e estão tingidos por compostos férricos (em parte hematítica). O cimento é presente de maneira recorrente na lâmina sendo principalmente do tipo epitáxico (epitaxial), com hábito do tipo preenchimento de poros e constituído por cimentação carbonática (calcita autigênica poiquilotópica), disposta como um mosaico de pequenos cristais incluindo alguns grãos detríticos e subordinadamente aparece quartzo microcristalino (Figura 78). Cimento sintaxial (sintáxico) representado por sobrecrecimento de quartzo distribui-se irregularmente e em alta proporção na lâmina. Processo de corrosão em bordas de cristaloclastos de quartzo e feldspato pelo cimento calcítico aparece registrado.



Figura 77 Fotomicrografia com destaque para porosidade secundária intercrystalina (seta azul), micas clásticas muscovíticas pouco deformadas (seta laranja), litoclasto metamórfico recristalizado (seta verde) e líticos sedimentares espremidos e esmagados gerando pseudomatriz (polarizadores cruzados).

A composição é representada por cristaloclastos de quartzo monocristalino (dominam comparados ao policristalino), ausência de faces cristalinas definidas, inclusões fluidas e sólidas de apatita, extinção normal e ondulante forte, sendo ondulante fraca menos ocorrente. Os cristaloclastos de quartzo policristalino com mais de três sub-grãos possuem extinção ondulante forte e contatos irregulares, assim como retos/poligonais entre os sub-grãos predominam em relação ao quartzo policristalino microcristalino. A proporção relativa dos tipos de feldspatos é diferenciada pelo predomínio do plagioclásio (fino, subarredondado, hábito tabular e geminação polissintética) deformado, corroído e alterado por substituição parcial e total por argila, em comparação ao feldspato potássico, microclina (fina, subarredondada e geminação do tipo 'Tartan') e ortoclásio (fino, subanguloso e resquícos do hábito prismático) ambos com indícios do processo de substituição.

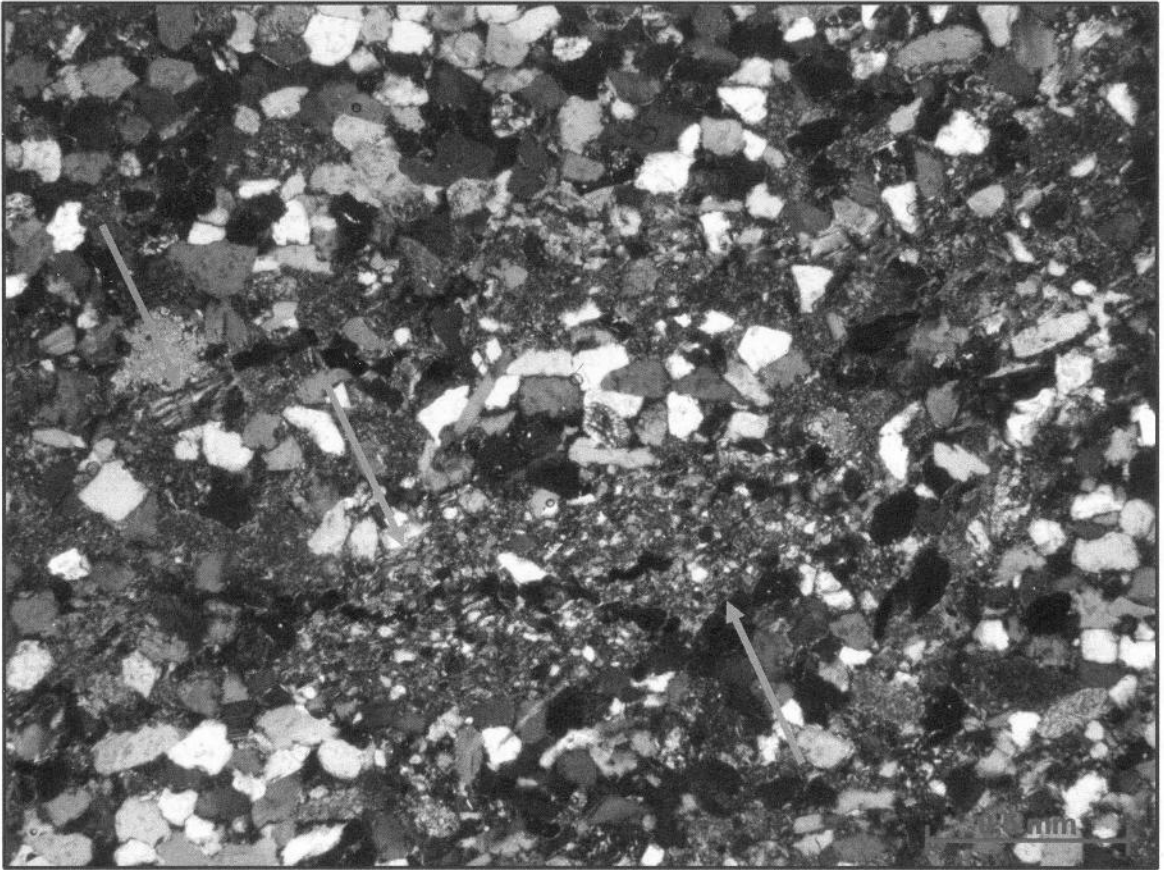


Figura 78 Fotomicrografia mostrando intraclasto de siltito argiloso (seta verde), assim como líticos sedimentares argilosos deformados gerando pseudomatrix, microclina (seta azul) e cimento epitáxico carbonático (calcita autigênica poiquilotópica). Polarizadores cruzados.

Os fragmentos líticos são constituídos por litoclastos sedimentares (argilito, siltito e argilito síltico) como intraclastos pelíticos, em maior quantidade em relação aos líticos metamórficos (xisto e/ou quartzito) recristalizados e definidos a partir do quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, extinção ondulante forte e principalmente por contatos irregulares e poligonizados/retos entre os sub-grãos. Litoclastos duvidosos são inferidos como *metachert* e/ou quartzito a partir do quartzo policristalino microcristalino.

Presença de minerais acessórios pesados como os ultra-estáveis zircão (fino, arredondado), turmalina (muito fina, subarredondada), rutilo (muito fino, subanguloso), como também minerais opacos (subangulosos). Os minerais meta-estáveis são destacados pelas micas clásticas grossas, muscovíticas e biotíticas (alterada, por vezes cloritizada). Duvidosos grãos detríticos glauconíticos e/ou biotita deferrificada (arredondados) apresentam-se alterados e inseridos como componentes do arcabouço. A proporção relativa dos constituintes pode ser estabelecida como: (Q - 70%; F - 8%; L - 12%; C - 10%). De acordo com a plotagem no diagrama QFL e utilizando como base a classificação de Pettijohn, Potter & Siever (1987), a rocha é caracterizada como **sublitoarenito**.

Lâmina P8 - L2 / Ponto 8 / Litofácies A3 (Sr)

Os parâmetros texturais são designativos da moda principal de um arenito epiclástico siliciclástico unimodal, sendo a textura clástica destacada por grãos detríticos do arcabouço subarredondados a arredondados (maior arredondamento em cristaloclastos com granulometria maior), fino (0,245 - 0,145 mm), bem a muito bem selecionado e grau de circularidade/esfericidade médio. A fábrica/trama é sustentada pelos cristaloclastos, ocorrem contatos do tipo longo/planar em maior quantidade comparados aos contatos côncavo-convexos e tangenciais (subordinados) e aparente ausência de orientação preferencial de micas clásticas (muscovita e biotita) ou dos cristaloclastos.

O grau de compactação é inferido como sendo relativamente elevado, tendo como evidência principal a ocorrência de minerais micáceos biotíticos e muscovíticos, assim como líticos sedimentares e metassedimentares fracamente deformados, dobrados e espremidos por compactação/esmagamento posicionados entre os grãos detríticos e com geração de pseudomatriz (extremamente localizada e dispersa) somente no caso dos últimos. É similarmente inferido e de modo secundário pela elevada recorrência de contatos do tipo longo/planar na lâmina. A porosidade é qualificada como baixa (petrotrama fechada), de origem secundária e do tipo intergranular. A matriz apresenta-se escassa ou ausente, estando restrita somente em alguns raros litoclastos sedimentares e metassedimentares deformados, esmagados e espremidos no espaço poroso e representando pseudomatriz localizada. O cimento é dividido em duas variedades distintas com baixa proporção, sendo a principal distribuída homogeneamente, do tipo epitaxial (epitáxico), hábito do tipo preenchimento de poros e constituído por cimentação autigênica de óxidos e hidróxidos de ferro, em parte hematítico, eventualmente como películas que envolvem os cristaloclastos (Figura 79). A variedade de menor expressão está distribuída de modo heterogêneo e é representada por cimento sintáxico (sintaxial) destacado por sobrecrecimento de quartzo.

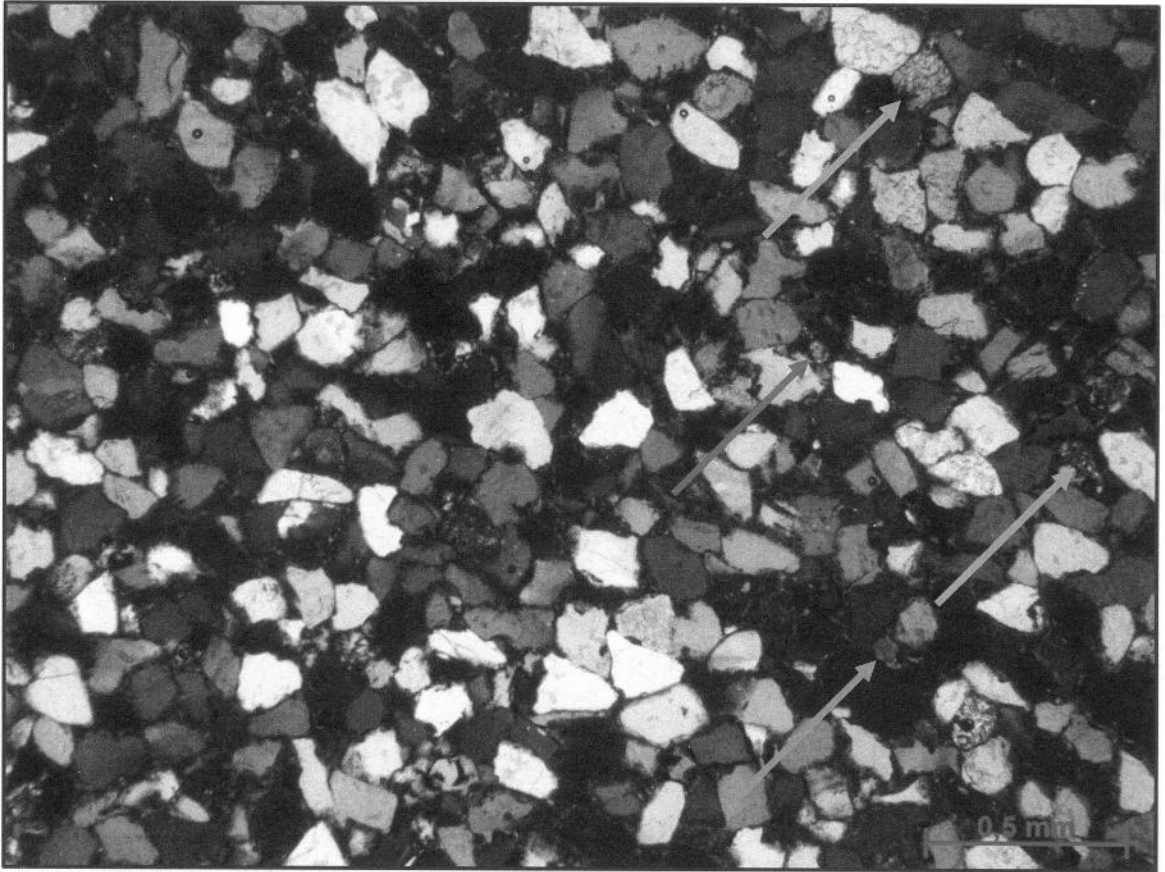


Figura 79 Fotomicrografia evidenciando litoclasto metassedimentar (seta verde), quartzo policristalino microcristalino (seta laranja), zircão detritico (seta vermelha), turmalina (seta azul) e cimento epitaxial autigênico hematítico (polarizadores cruzados).

A composição é inicialmente diferenciada por cristaloclastos de quartzo monocristalino (predomínio em relação ao policristalino), ausência de faces cristalinas definidas, presença de inclusões fluidas e sólidas de muscovita e apatita e a extinção que varia de normal e ondulante fraca e menor recorrente ondulante forte. Os cristaloclastos de quartzo policristalino com até três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos retos entre os sub-grãos estão em minoria comparados aos com mais de três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos irregulares e poligonizados/retos entre os sub-grãos. Em menor quantidade ocorrem ainda cristaloclastos de quartzo policristalino microcristalino. A proporção relativa dos tipos de feldspatos é separada pelo predomínio do feldspato potássico, evidenciado pela maior proporção da microclina (fina, subangulosa e geminação do tipo 'Tartan') comparada ao ortoclásio (fino, subarredondado a arredondado e resquícius do hábito prismático) em relação ao plagioclásio (fino, subarredondado e geminação polissintética). Ambos os tipos possuem grau moderado de alteração, evidenciado por indícios de substituição parcial por argilominerais (mais comumente encontrado no feldspato potássico). Os fragmentos líticos constituídos por litoclastos metamórficos (xisto e/ou quartzito), recristalizados e destacados

por quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos poligonais/retos e irregulares entre os sub-grãos, como também líticos metamórficos (metassedimentares) constituídos por fragmentos de rochas metapelíticas tingidas por componentes hematíticos, estão em maior proporção relativa comparados aos demais (Figura 80).

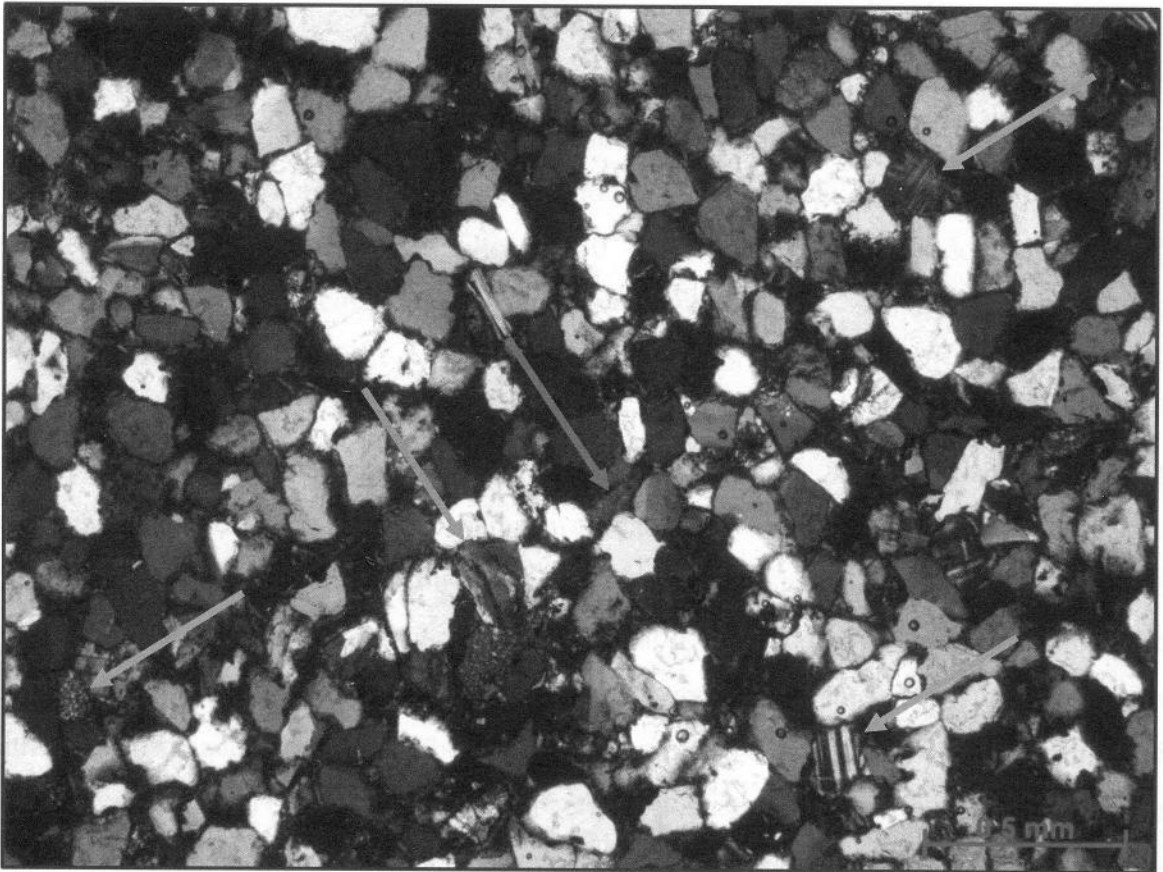


Figura 80 Fotomicrografia com indicação para micas clásticas muscovíticas, cimento epitáxico de ferro autigênico (hematítico), quartzo policristalino microcristalino (seta laranja), litoclasto metamórfico recrystalizado (seta azul), microclina (seta verde) e biotita deferrificada (seta vermelha). Polarizadores cruzados.

Litoclastos plutônicos evidenciados por quartzo policristalino com até três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos retos entre os sub-grãos e líticos sedimentares síltico-argilosos tingidos por hematita são raros. Litoclastos são caracterizados possivelmente como sendo quartzito e/ou *metachert*, inferidos através do quartzo policristalino microcristalino (proveniência duvidosa).

Minerais acessórios pesados como componentes do arcabouço são registrados pelos ultra-estáveis zircão (muito fino, subarredondado), turmalina (fina, bem arredondada) e rutilo (fino, arredondado), assim como minerais opacos (subarredondados). Os minerais meta-estáveis são destacados pelo acessório pesado epídoto (fino, anguloso) e micas clásticas como

biotita e muscovita (fina a média). A proporção relativa dos constituintes pode ser estabelecida como: (Q - 81%; F - 5%; L - 7%; C - 7%). De acordo com a plotagem no diagrama QFL e utilizando como base a classificação de Pettijohn, Potter & Siever (1987), a rocha é caracterizada como **sublitoarenito**.

Lâmina P9 - L2 / Ponto 9 / Litofácies A3 (Sr)

A feição macroscópica mais destacável é representada por fraca laminação. Os parâmetros texturais são designativos da moda principal de um arenito epiclástico siliciclástico bimodal, com textura clástica evidenciada por cristaloclastos do arcabouço que no caso variam de muito fino a fino (0,180 - 0,110 mm) com predomínio da fração granulométrica fina, bem selecionado, subangulosos a subarredondados (maior arredondamento dos grãos detríticos com maior granulometria) e grau de circularidade/esfericidade médio. A fábrica/trama apresenta-se sustentada pelos cristaloclastos, predominam contatos do tipo longo/planar e, subordinadamente, contatos tangenciais e côncavo-convexos. Aparente ausência de orientação preferencial de micas clásticas muscovíticas e biotíticas ou dos cristaloclastos.

O grau de compactação é qualificado como alto, tendo como evidência principal micas clásticas biotíticas e muscovíticas, assim como sericita presente na matriz suavemente dobradas e esmagadas, como também e mais evidente na lâmina litoclastos sedimentares (intraclastos pelíticos) espremidos por compactação nos interstícios entre os grãos detríticos e somente neste segundo caso gerando pseudomatriz, sendo também inferido pela quantidade elevada de contatos do tipo longo/planar (Figura 81). A porosidade é inferida como baixa (petrotrama fechada), de origem secundária e do tipo intergranular. A proporção de matriz na lâmina é baixa e apresenta-se distribuída de modo irregular, eventualmente posicionada em zonas lineares. É relacionada a compactação de grãos moles deformáveis como líticos sedimentares, neste caso intraclastos pelíticos que estão esmagados, espremidos e dobrados preenchendo o espaço intergranular, sendo caracterizada como pseudomatriz.

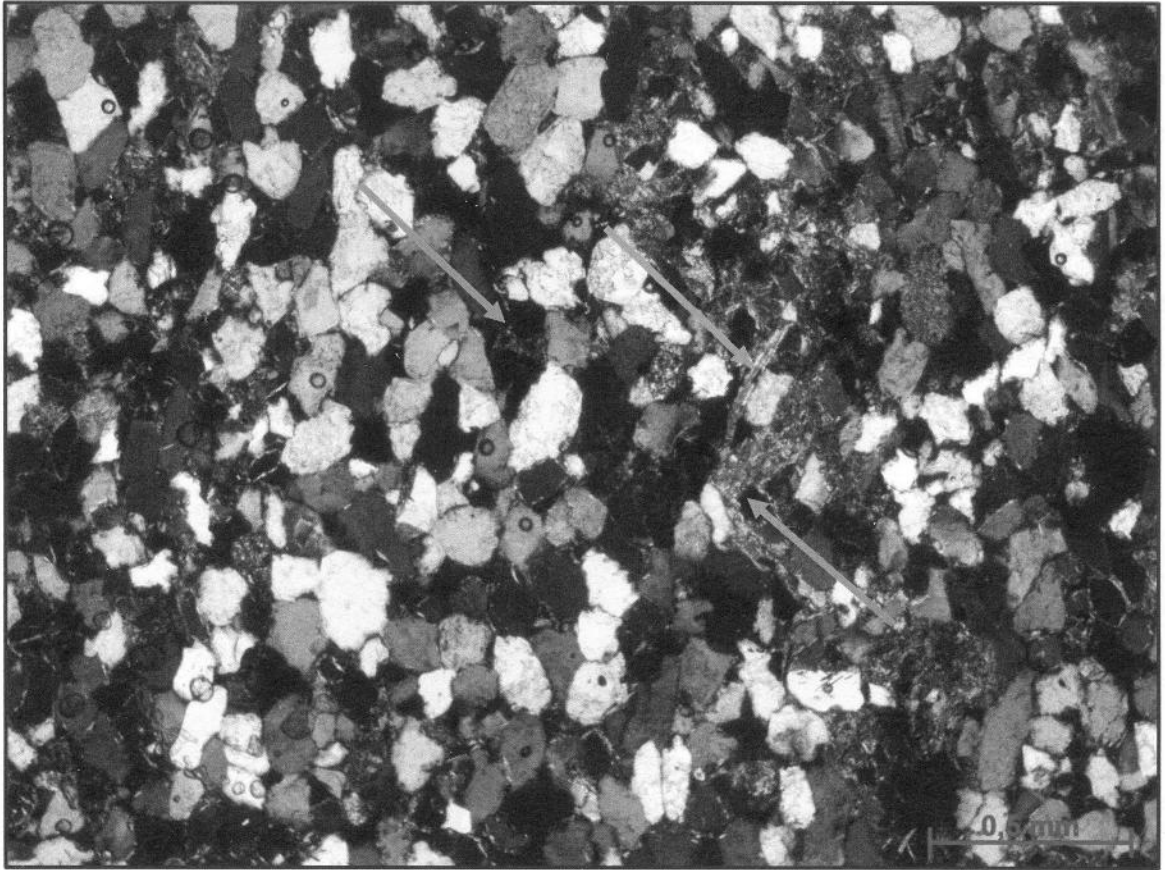


Figura 81 Fotomicrografia com destaque para líticos sedimentares argilosos deformados gerando pseudomatriz local (seta azul), constituintes sericíticos inseridos na matriz (seta laranja) e localmente cimento epitaxial autigênico composto por agregados hematíticos (seta verde). Polarizadores cruzados.

O cimento está disposto de maneira homogênea e em proporção relativamente alta, sendo do tipo sintáxico (sintaxial), constituído por sobrecrecimento de quartzo (quartzo secundário), hábito do tipo preenchimento de poros (cimentação autigênica silicosa). Localmente aparecem poucas ocorrências de cimento epitáxico autigênico hematítico na forma de agregados microgranulares e secundariamente uma ocorrência isolada de cimento silicoso composto por calcedônia preenchendo único poro.

A composição é primeiramente representada por cristaloclastos de quartzo monocrystalino (em maior quantidade relativa comparado ao policristalino), ausência de faces cristalinas definidas, presença de inclusões fluidas e sólidas de zircão, apatita e muscovita e a extinção varia de ondulante fraca e normal, e com menor abrangência ondulante forte. Os cristaloclastos de quartzo policristalino são definidos somente pelos com mais de três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos retos/poligonizados e irregulares entre os sub-grãos, além dos cristaloclastos de quartzo policristalino microcristalino menos presentes. A proporção relativa dos tipos de feldspatos é diferenciada pela predominância da microclina (fina, subarredondada e geminação do tipo 'Tartan') em relação ao ortoclásio (fino,

subarredondado e resquícios do hábito prismático) e ao plagioclásio (fino, subarredondado e geminação polissintética). Ambos os tipos apresentam-se com baixo grau de alteração e somente poucos indícios do processo de substituição parcial por argila. Os fragmentos líticos são constituídos por litoclastos metamórficos (quartzito e/ou xisto) recrystalizados, evidenciados por quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos irregulares e poligonais/retos entre os sub-grãos, em menor proporção relativa em comparação aos líticos sedimentares (siltito argiloso, argilito e argilito síltico) representados na grande maioria por intraclastos pelíticos (Figura 82).

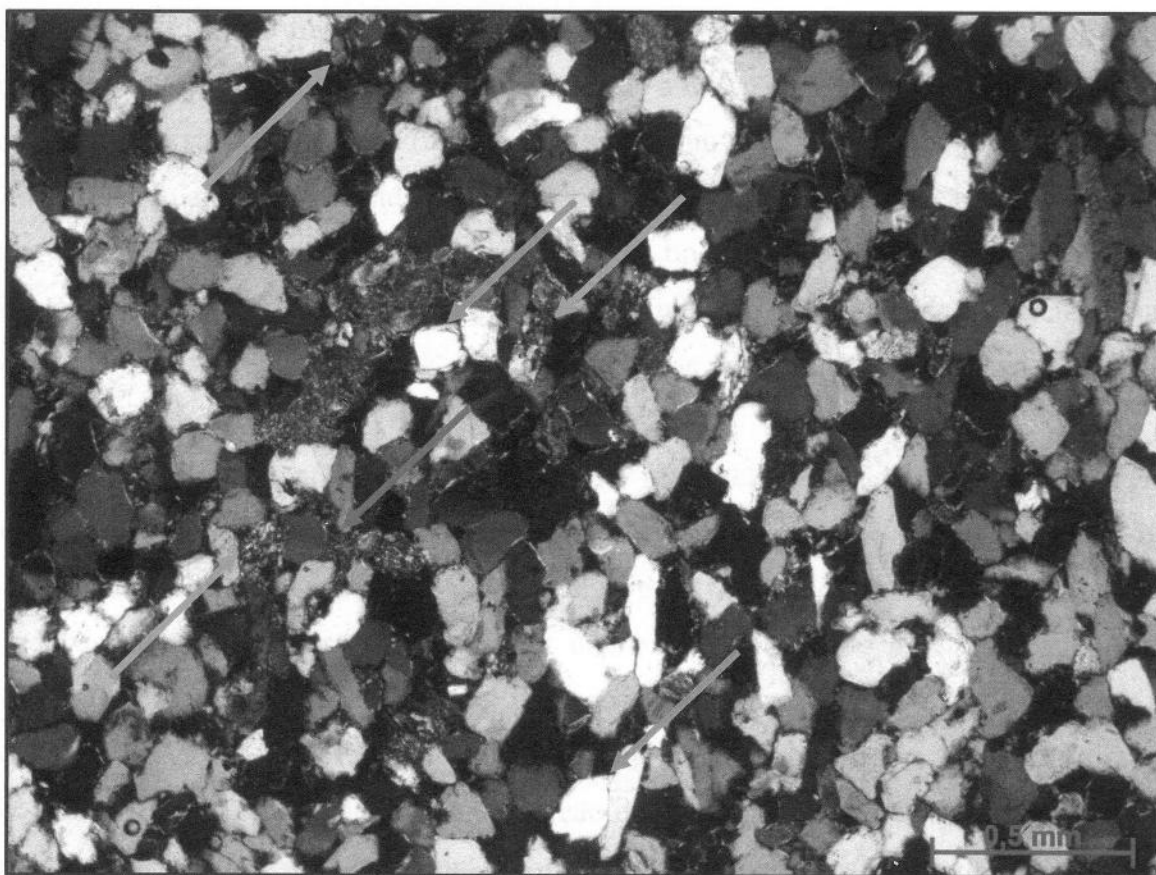


Figura 82 Fotomicrografia indicando cimento sintático como sobrecrecimento de quartzo (seta azul), litoclastos metamórficos recrystalizados (seta laranja), titanita (seta verde) e líticos sedimentares argilosos deformados com geração local de pseudomatriz (seta vermelha). Polarizadores cruzados.

Litoclastos de proveniência duvidosa são caracterizados por quartzo policristalino microcristalino e inferidos possivelmente como *metachert* e/ou quartzito.

Os minerais acessórios pesados como componentes do arcabouço são registrados pelos ultra-estáveis zircão (muito fino, arredondado), turmalina (muito fina, subarredondada) e rutilo (subanguloso), assim como minerais opacos (subarredondados). Os minerais meta-estáveis são destacados pelas micas clásticas como biotita (fina a média) e muscovita (grossa).

A proporção relativa dos constituintes pode ser estabelecida como: (Q - 78%; F - 8%; L/M - 14%). De acordo com a plotagem no diagrama QFL e utilizando como base a classificação de Pettijohn, Potter & Siever (1987), a rocha é caracterizada como **sublitoarenito**.

Lâmina P10 - L1 / Ponto 10 / Litofácies A8

A feição macroscópica mais representativa é destacada por fraca laminação. Os parâmetros texturais são designativos da moda principal de um arenito epiclástico siliciclástico bimodal, sendo a textura clástica destacada por grãos detríticos do arcabouço que variam de muito fino a fino (0,175 - 0,100 mm) com o predomínio da fração granulométrica fina. A seleção pode ser dita como bem selecionado a muito bem selecionado, cristaloclastos subangulosos a subarredondados (maior arredondamento em grãos com maior granulometria) e grau de circularidade/esfericidade baixo a médio. A fábrica/trama apresenta-se sustentada pelos cristaloclastos, predomínio de contatos do tipo longo/planar e, subordinadamente, contatos tangenciais e pontuais, sendo estes últimos de menor abrangência na lâmina. Incipiente orientação preferencial de micas clásticas muscovíticas e sericita inserida na matriz, assim como de poucos cristaloclastos.

O grau de compactação é definido como sendo elevado, inferido a partir de grãos moles como micas clásticas, muscovita e sericita, esta última presente na matriz e litoclastos sedimentares (intraclastos pelíticos), fortemente deformados, esmagados e/ou dobrados e espremidos entre os grãos detríticos, com expressiva geração de pseudomatriz, podendo secundariamente ser também inferido pela ocorrência significativa de contatos do tipo longo/planar. A porosidade é qualificada como muito baixa (petrotrama fechada), de origem secundária e do tipo intergranular. A proporção de matriz na lâmina é relativamente baixa e distribuída de maneira restrita, ocupando os interstícios entre os grãos detríticos e sendo caracterizada como epimatriz. É resultado da diagênese, derivada da desagregação e/ou alteração diagenética de feldspatos, micas, minerais ferromagnesianos e fragmentos líticos, posteriormente infiltrada mecanicamente no espaço poroso (infiltração vadosa). Essa matriz argilosa caulínica e/ou sericítica é comumente tingida por compostos férricos e localmente aparece com incipiente orientação (Figura 83).

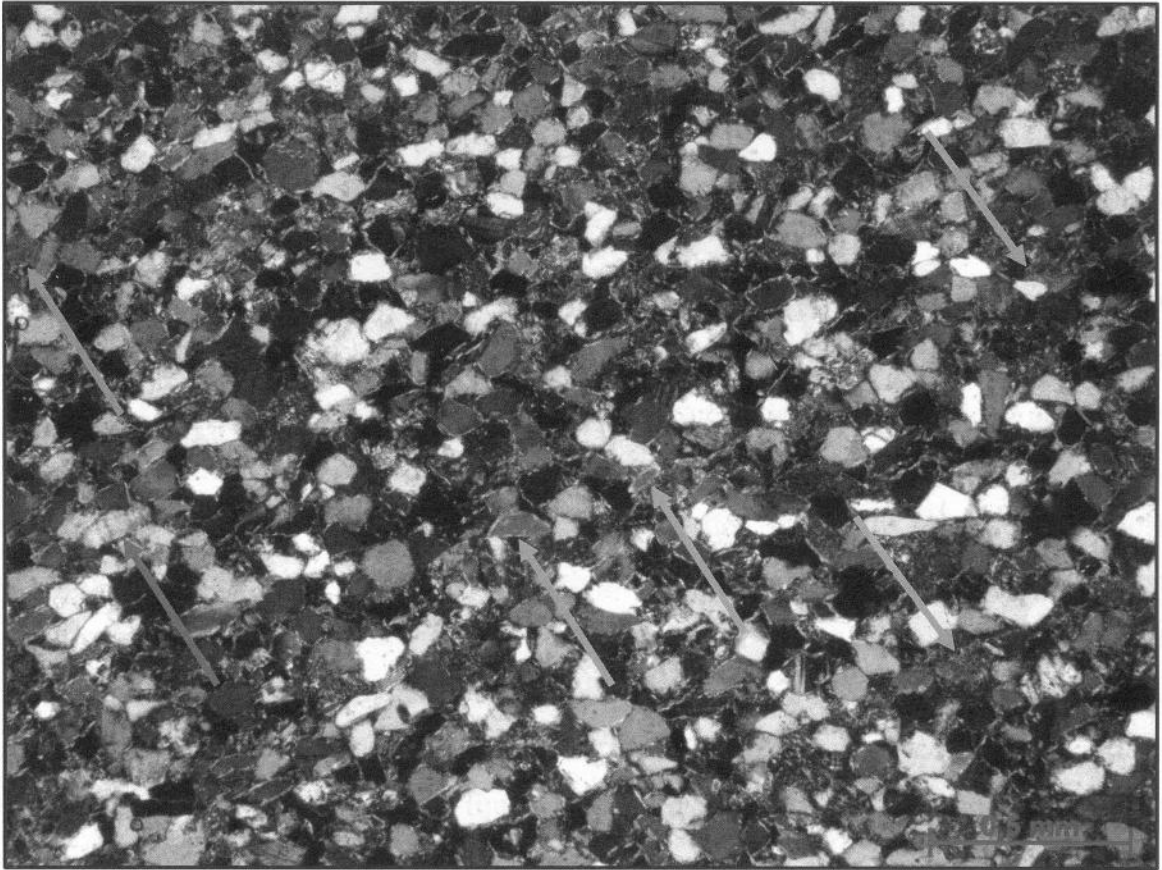


Figura 83 Fotomicrografia com indicação para epimatriz fracamente orientada formada por infiltração mecânica vadosa, litoclastos sedimentares desagregados (seta verde), turmalina (seta laranja), biotita deferrificada (seta azul) e microclina (seta vermelha). Polarizadores cruzados.

A deformação de litoclastos sedimentares (intraclastos pelíticos) esmagados e espremidos entre os grãos detríticos gera pseudomatriz heterogeneamente distribuída. O cimento está disposto de modo relativamente heterogêneo na lâmina, com moderada proporção e sendo principalmente do tipo sintaxial (sintáxico), constituído por sobrecrescimento de quartzo e secundariamente em baixíssima quantidade por cimento epitáxico (epitaxial), hábito do tipo preenchimento de poros e constituído por cimentação autigênica de óxidos e hidróxidos de ferro posicionado na borda dos cristaloclastos como películas que os envolvem.

A composição é primeiramente representada por cristaloclastos de quartzo monocristalino (predominância em relação ao quartzo policristalino), ausência de faces cristalinas definidas, inclusões fluidas estão inseridas em poucos grãos detríticos, assim como inclusões sólidas compostas por apatita e muscovita. A extinção varia de normal e ondulante forte (predominantes) a ondulante fraca. São também presentes diferentes variedades de cristaloclastos de quartzo policristalino com até três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos poligonizados/retos entre os sub-grãos e, em maior quantidade, os com mais de três

sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos poligonizados/retos e irregulares entre os sub-grãos. É também presente e em grande quantidade cristaloclastos de quartzo policristalino microcristalino. A proporção relativa entre os tipos de feldspatos é diferenciada pelo predomínio da microclina (muito fina, subangulosa e geminação do tipo 'Tartan') em relação ao ortoclásio (fino, subanguloso e hábito prismático) e ao plagioclásio (fino, subanguloso e geminação polissintética). Apresentam-se com grau de alteração relativamente elevado e poucos indícios do processo de substituição por argilominerais. Os fragmentos líticos são representados por litoclastos metamórficos recristalizados, constituídos por quartzo policristalino com mais de três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos irregulares e poligonizados/retos entre os mesmos (xisto e/ou quartzito), litoclastos plutônicos compostos por quartzo policristalino com até três sub-grãos, extinção ondulante forte e contatos poligonizados/retos entre os sub-grãos e, com maior representatividade na lâmina, ocorrem líticos sedimentares constituídos por argilito e argilito síltico (intraclastos pelíticos) comumente tingidos por compostos férricos (Figura 84). Fragmentos líticos representados por quartzo policristalino microcristalino (quartzito e/ou *metachert*) são de grande recorrência na lâmina e de proveniência duvidosa.

Os minerais pesados (acessórios) são representados pelos ultra-estáveis zircão (muito fino, subarredondado) e turmalina (muito fina, subangulosa), assim como minerais opacos (subarredondados) e também por meta-estáveis como o acessório pesado epidoto (muito fino, subanguloso) e micas clásticas muscovíticas (média). A proporção relativa dos constituintes pode ser estabelecida como: (Q - 76%; F - 10%; L - 8%; M - 6%). De acordo com a plotagem no diagrama QFL e utilizando como base a classificação de Pettijohn, Potter & Siever (1987), a rocha é caracterizada como **subarcóseo**.

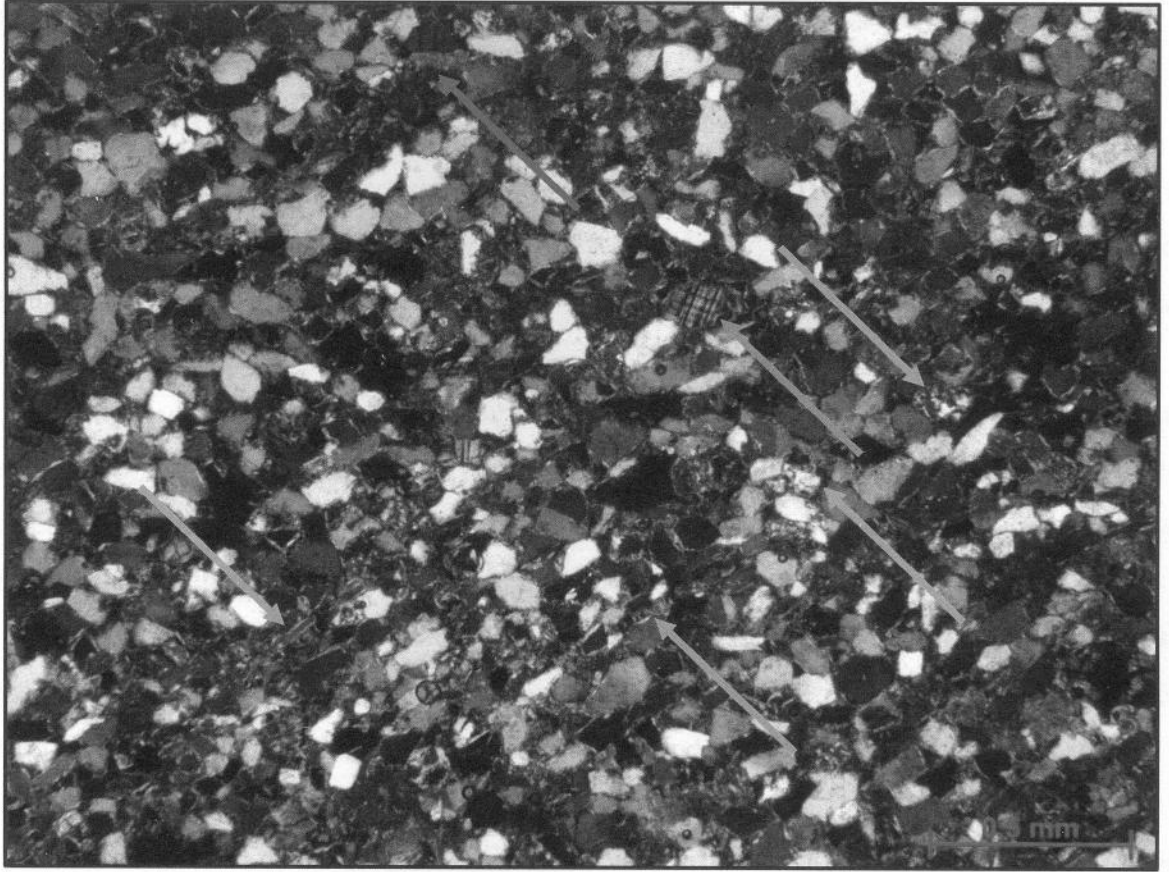


Figura 84 Fotomicrografia evidenciando nível síltico (seta verde), líticos metamórficos recristalizados (seta laranja), microclina (seta azul), minerais micáceos biotíticos fracamente dobrados (seta vermelha), líticos sedimentares argilosos tingidos por componentes férricos deformados e gerando pseudomatrix localizada, assim como epimatrix analogamente tingida (polarizadores cruzados).

7 CONCLUSÕES

Os resultados e discussões apresentados foram desenvolvidos a partir da caracterização litofaciológica detalhada dos afloramentos, análise das litofácies sedimentares, de suas associações e dos elementos arquiteturais inferidos, sendo apoiados pela descrição petrográfica dos arenitos.

Foram definidas para a Formação Candeias? na borda oeste da bacia de Tucano Central, 11 litofácies sedimentares terrígenas relativas a processos sedimentares físicos subaéreos e subaquosos, assim como 6 sucessões de litofácies relacionadas aos respectivos elementos arquiteturais foram igualmente interpretados.

A partir da análise litofaciológica de detalhe realizada, a identificação do modelo deposicional que registra a evolução de um sistema fluvial (meandrante?) constituído por porção subaérea relacionada a bacias de inundação pode ser definida, sendo o que melhor se enquadra no intervalo estudado.

Foram identificadas sucessões de litofácies formadas no interior de canais fluviais, individualizadas em depósitos de lençóis de areia laminados, formas de leito arenosas e depósitos de preenchimento de depressões (*hollow*) e sucessões de litofácies formadas em áreas externas aos canais fluviais, em áreas de bacias de inundação (planície de inundação fluvial, pântanos e lagos) associadas a depósitos de interflúvios, diferenciadas em áreas próximas de canais fluviais ativos por dique marginal e espraiamento de *crevasse* (*crevasse splay*) e áreas distantes de canais fluviais ativos por finos de planície de inundação fluvial e/ou canal abandonado.

Através da descrição petrográfica dos arenitos foi possível definir a proporção relativa dos constituintes detríticos tais como quartzo, feldspato e fragmentos líticos, assim como matriz e cimento. Tais arenitos são classificados principalmente como sublitoarenitos e, subordinadamente, como subarcóseos. Têm arcabouço predominantemente quartzoso, pouca matriz argilosa (epimatriz e pseudomatriz) e uma variada gama de minerais diagenéticos (cimento epitáxico e sintaxial).

A classificação tectônica tem como base a composição detrítica principal que indica proveniência geotectônica de cráton interior estável e/ou blocos falhados (incluindo sistema de riftes continentais) associados a um embasamento plutônico-metamórfico de alto grau,

soerguido nas margens de uma ampla bacia ainda sob condições cratônicas e sob influência dos movimentos tectônicos relacionados ao rifteamento.

Referências Bibliográficas

- Aguiar, G. A. & Mato, L. F. 1990. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Sociedade Brasileira de Geologia, *Anais*, 1: 157-170.
- Almeida, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- Aragão, M. A. N. F. & Peraro, A. A. 1994. Elementos estruturais do rifte Tucano/Jatobá. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro. UNESP, *Boletim*, p. 161-165.
- Arai, M.; Hashimoto, A. T. & Uesugui, N. 1989. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3 (1/2): 87-103.
- Beurlen, G.; Cunha, A. A. S.; Pedrão, E. & Milhomem, P. S. 2001. Geocronologia das unidades crono- e bioestratigráficas do Cretáceo brasileiro. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES, 25 p.
- Brazil, J. J. 1947. Resume of geologic reconnaissance of the north half of the Bahia sedimentary embayment, Northeast Bahia and west edge of Sergipe. Conselho Nacional do Petróleo, 20, 29 p.
- Brito, H. S.; Viana, C. F. & Praça, U. M. 1984. *Atlas dos ostracodes não marinhos (Neojurássico/Eocretáceo) do Brasil*. PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEBIPE, Rio de Janeiro, 2 vols.
- Caixeta, J. M.; Bueno, G. V.; Magnavita, L. V. & Feijó, F. J. 1995. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8 (1): 163-172.
- Carvalho, M. S. S. 2002a. O gênero *Mawsonia* (Sarcopterygii, Actinistia), no Cretáceo das bacias Sanfranciscana, Tucano, Araripe, Parnaíba e São Luís. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia Rio de Janeiro, *Tese de doutorado*, 177 p.
- Carvalho, M. S. S. 2002b. Ocorrência de celacantos (Sarcopterygii, Actinistia) no Cretáceo Inferior da Bacia de Tucano In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa, 2002. Sociedade Brasileira de Geologia, *Anais*, 2: 56-57.
- Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F. & Bender, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system. *Tectonophysics*, 213 (1/2): 97-138.
- Costa, I. P.; Milhomem, P. S.; Bueno, G. V.; Silva, H. S. R. L.; Kosin, M. D. 2007. Sub-bacias de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 15 (2): 433-443.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Carta Geológica Folha SC.24-Z-A-IV - Ribeira do Pombal. Bahia, 2009. 1 mapa. Escala 1:100.000. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 21.02.2012.

Davison, I. & Arthaud, M. *Controle estrutural do embasamento Pré-Cambriano sobre a tectônica da Bacia de Tucano*. [s. l., s. ed.]. 1987.

Delgado, I. M.; Souza, J. D.; Silva, L. C.; Silveira Filho, N. C.; Santos, R. A.; Pedreira, A. J.; Guimarães, J. T.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Gomes, I. P.; Lacerda Filho, J. V.; Valente, C. R.; Perrotta, M. M.; Heinec, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M. & GONÇALVES, J. H. (Ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: textos, mapas & SIG*. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2003. p. 227-334.

Destro N.; Alkmim, F. F.; Szatmari, P. & Magnavita, L. P. 2003. The Jeremoabo transpositional transfer fault, Recôncavo-Tucano Rift, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 25 (8): 1263-1279.

Ghignone, J. I. 1972. A evolução estrutural do Recôncavo durante o tempo Candeias. *Revista Brasileira de Geociências*, 2: 35-50.

Gontijo, G. A. 1988. *Estudo de proveniência em arenitos da Bacia do Tucano, partes Sul e Central - Bahia*. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto, *Dissertação de Mestrado*, 97 p.

Kiang, C. H.; Kowsmann, R. O. & Figueiredo, A. M. F. 1988. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. *Episodes*, 11 (3): 194-202.

Kosin, M. D. 2008. O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá - uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 17 (1): 89-108.

Magalhães, M. R. C. 1994. Refinamento bioestratigráfico e paleogeografia do Andar Rio da Serra médio das sub-bacias do Recôncavo Nordeste e Tucano Sul. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, *Dissertação de Mestrado*, 150 p., 4 estampas.

Magnavita, L. P. 1992. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil*. University of Oxford, Earth Sciences Department, Wolfson College, Oxford, *Tese de doutorado*, 493 p.

Magnavita, L. P. 1996. Sobre a implantação da fase sin-rifte em riftes continentais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. Sociedade Brasileira de Geologia, *Anais*: 335-338.

Magnavita, L. P. & Cupertino, J. A. 1987. Concepção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 1 (2): 119-134.

Magnavita, L. P.; Davison, I. & Kusznir, N. J. 1994. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, 13 (2): 367-388.

Magnavita, L. P.; Silva, R. S. & Sanches, C. P. 2005. Roteiros geológicos; guia de campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, v.13, p. 301-334.

Magnavita, L. P.; Destro, N.; Carvalho, M. S. S.; Milhomem, P. S. & Souza-Lima, W. 2003. *Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano*. Aracajú: Fundação Paleontológica Phoenix. (Série Bacias Sedimentares, n. 52).

Melo Jr., J. L. & Oliveira, P. E. 1939. Novas localidades fossilíferas do Nordeste da Baía. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, *Boletim*, 103: 1-69, 2 mapas.

Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A. D. (Editor), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petrology and Geology Memoir, 5: 597-604.

Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews.*, 22: 261-308.

Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Berlin, Springer-Verlag, 582p.

Milani, E. J. & Davison, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 154: 41-70.

Müller, H. 1966. Palinological investigations of Cretaceous sediments in Northeastern Brazil. In: WEST AFRICAN MICROPALAEOTOLOGICAL COLLOQUIUM, 2, Ibadan, Nigeria, 1965. *Proceedings*, Leiden, E. J. Brill, p. 123-126.

Neumann, V. H.; Aragão, M. A. N. F.; Valença, L. M. M. & Leal, J. P. 2008. Ambientes Lacustres. In: SILVA, A. J. C. L. P.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. (org.) *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Editora Beca, p. 132-169.

Oliveira, P. E. 1939. Nota preliminar sobre os fósseis do nordeste da Baía (Coleção Melo Junior). Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, *Boletim*, 103: 71-85, 10 figuras.

Pettijohn, F. J.; Potter, P. E. & Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York. 553 p.

Picarelli, A. T. & Milhomem, P. S. 1991. *Reconcavona mirangaensis* - um novo fóssil-guia para o Andar Aratu da bacia do Recôncavo - Subzona NRT 005.3A. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 12, São Paulo, 1991, *Boletim de resumos*, 21 pp.

Regali, M. S. P. & Viana, C. F. 1989. Sedimentos do Neojurássico - Eocretáceo do Brasil: idade e correlação com a Escala Internacional. *PETROBRAS/CENPES*, 95 p.

Regali, M. S. P.; Uesugui, N. & Santos, A. S. 1974. Palinologia dos sedimentos mesoceno-zóicos do Brasil (I). *Boletim Técnico da Petrobras*, 17 (3): 177-191.

Sampaio, A. V. & Northfleet, A. 1973. Estratigrafia e correlação das bacias sedimentares brasileiras. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia, Anais, 3: 189-206.*

Sarnelli, C.; Marques, E. J. J.; Costa, I. P. & Milhomem, P. S. 1994. Estratigrafia de Sequência nas Bacias do Tucano e Jatobá. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3, Rio Claro. UNESP, Boletim, pp. 157-160.*

Scherer, C. M. S. 2008. Ambientes Fluviais. *In: SILVA, A. J. C. L. P.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. (org.) Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. Editora Beca, p. 102-131.*

Silva Santos, R. 1972. *Peixes da Formação Marizal, Estado da Bahia.* Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, vii + 76 p., 11 estampas.

Silva Santos, R. 1985. *Clupavus brasiliensis* n. sp. (Teleostei, Clupeiformes) do Cretáceo inferior – Formação Marizal, Estado da Bahia. *In: DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL, Coletânea de Trabalhos Paleontológicos. pp. 155-159. Brasília.*

Silva Santos, R. 1990. *Vinctifer longirostris* Silva Santos, do Cretáceo Inferior da Formação Marizal, Estado da Bahia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 62 (3): 251-259.*

Teisserenc, P. & Villemin, J. 1989. Sedimentary Basin of Gabon – Geology and oil systems. *In: EDWARDS, J. D. & SANTOGROSSI, P. A. (eds.), Divergent/passive margin basins. The American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 48: 117-199.*

Viana, C. F.; Gama Jr., E. G.; Simões, I. A.; Moura, J. A.; Fonseca, J. R. & Alves, R. J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras, 14 (3/4): 157-192.*

White, C. D. 1913. A new fossil plant from the State of Bahia; Brazil. *American Journal of Sciences, 4th Series, 35 (210): 633-636.*