



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUALÇÃO EM GEOCIÊNCIAS



Zenilda Vieira Batista

**ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA E EVENTOS DIAGENÉTICOS DA FORMAÇÃO MAURITI,
BACIA DO ARARIPE**

Dissertação de Mestrado
2010

Orientadora: Prf^a. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença
Co-orientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de M. L. Neumann

Recife/PE
2010

ZENILDA VIEIRA BATISTA

Graduada em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, 2006

**ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA E EVENTOS DIAGENÉTICOS DA FORMAÇÃO MAURITI,
BACIA DO ARARIPE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pela Profa. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença e co-orientada pelo Prof. Dr. Virgínio Henrique de M. L. Neumann, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências, área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental.

Recife, PE
2010

Catálogo na fonte
Bibliotecária Raquel Cortizo, CRB-4 664

B333e Batista, Zenilda Vieira.
Estudos de proveniência e eventos diagenéticos da
Formação Mauriti, Bacia do Araripe / Zenilda Vieira Batista.. -
Recife: O Autor, 2010.
xix, 134 folhas, il., tabs., figs.

Orientador: Profª Dra. Lúcia Maria Mafra Valença.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de
Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em
Geociências.

Inclui Referências Bibliográficas e Anexos.

1. Geociências. 2. Formação Mauriti 3. Arenitos
4. Diagenese. 5. Estudos de Proveniência I. Valença, Lúcia
Maria Mafra (orientadora). II. Título.

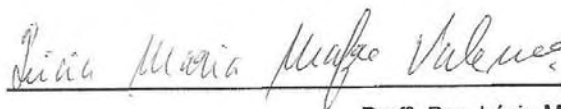
551 CDD (22. ed.)

UFPE
BCTG/2011-144

ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA E EVENTOS DIAGENÉTICOS DA FORMAÇÃO MAURITI,
BACIA DO ARARIPE

ZENILDA VIEIRA BATISTA

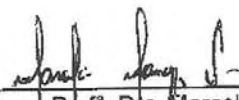
Aprovada:



Profª. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença
31/05/2010



Prof. Dr. Virgínio Henrique de M. L. Neumann
31/05/2010



Profª. Dra. Marcela Marques Vieira
31/05/2010

À minha mãe, Aládia Vieira (in memória) por me trazer ao mundo e sempre ter acreditado em mim. Ao meu Deus Pai, que também me concebeu a vida e a graça de realizar este trabalho. Ao meu marido, Alzo Batista, pelo apoio, incentivo e compreensão.

*“Sonhe com aquilo que você quer ser, porque você possui apenas uma vida
e nela só se tem uma chance de fazer aquilo que quer.*

*Tenha felicidade bastante para fazê-la doce.
Dificuldades para fazê-la forte.
Tristeza para fazê-la humana.
E esperança suficiente para fazê-la feliz.*

*As pessoas mais felizes não tem as melhores coisas.
Elas sabem fazer o melhor das oportunidades
que aparecem em seus caminhos.*

*A felicidade aparece para aqueles que choram.
Para aqueles que se machucam
Para aqueles que buscam e tentam sempre.
E para aqueles que reconhecem
a importância das pessoas que passaram por suas vidas”.*

Clarisse Lispector

AGRADECIMENTOS

À **CAPES** - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior pela concessão de bolsa. Ao **LAGESE** - Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental - pela sala concedida e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE.

Ao **CNPq** (Processo 476232/2006-6), PRH-26/ANP/FINEP/UFPE, pelo apoio financeiro concebido em nome de Gelson Luís Fambrini.

À **Profa. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença**, meus sinceros agradecimentos pela orientação, confiança em mim depositada, pela atenção em todas as etapas deste trabalho, pela paciência e pela amizade.

Ao **Prof. Dr. Virgínio Henrique de M. L. Neumann**, pelo apoio dado em todas as etapas do mestrado, pela confiança em mim depositada, pelas excelentes sugestões feitas no decorrer do mesmo e também pela disponibilização das instalações do Laboratório de Catodoluminescência, para análises das amostras.

À **Paleontóloga Dra. Sônia Maria O. de A. da Silva**, agradecimento especial pela amizade, apoio prestado durante o desenvolvimento desta dissertação e, acima de tudo, pela presença nas horas mais difíceis.

À **Profa. Dra. Marcela Marques Vieira**, pela atenção, confiança em mim dedicada, pelas sugestões, amizade demonstrada e, principalmente, pela acolhida em sua residência.

Àqueles que me ajudaram em algumas etapas da confecção desta dissertação:

À **Profa. MS. Carlinda C. Farias**, pelas análises feitas por difratometria de Raios-X (DRX) nestes estudo.

Ao **Prof. Dr. Maurício Rangel**, pela liberação das instalações do laboratório de microscopia óptica para análises em lâminas petrográficas.

À **Profa. Dra. Valdevez P. Ferreira**, pela disponibilização das instalações do Núcleo de Estudos Geoquímicos – Laboratório de Isótopos Estáveis, para contagem de grãos em lâminas petrográficas.

Àqueles que, nos momentos mais difíceis, estiveram ao meu lado me dando apoio e força, fundamental para meu fortalecimento:

Meu marido: Alzo Batista de Oliveira;

Minha irmã: Maria Da luz Vieira;

Cunhada: Alda Batista de Oliveira;

Meus eternos amigos: Sônia Agostinho, Janaína Ferreira, Érica Freitas, Valberlândia Nascimento, Paulo Costa, Cristiano Aprígio, Flávia Maria Nascimento e Maíza Mota.

Aos professores e amigos: Gelson Luís Fambrini, João Adauto de S. Neto, Gorki Mariano, Mário F. de Lima Filho, Sérgio Pacheco, Lucila Ester Borges, Alex Moraes, Antônio Álamo Saraiva, Juliana Sayão, Roberto Pereira, Maria Rosa Lima, Elizabeth Galdino, Janice, José Fidelis, Maurílio A. Moraes e Antônio de Jesus (obrigada pelo apoio fornecido sempre que solicitado).

Meus agradecimentos sinceros a todos os meus colegas e amigos da Graduação e Pós-Graduação do Departamento de Geologia da UFPE; aos meus amigos externos que sempre compreenderam as minhas ausências e acreditaram em.

RESUMO

Estudos de proveniência nos arenitos da Formação Mauriti, Bacia do Araripe, foram realizados através de técnicas integradas de microscopia óptica e eletrônica de varredura, e difratometria de Raios-X. A maioria desses arenitos foi classificada como quartzarenito e, subordinadamente, subarcóseo. Com base na litológica, geometria, estruturas sedimentares e padrão de paleofluxo, foram identificadas três fácies sedimentares e duas subfácies, reunidas em quatro associações de fácies: de leques aluviais, preenchimento de canais fluviais entrelaçados, frente deltaica e depósitos de lençóis de areia eólicos. A granulação desses arenitos varia de areia grossa/conglomerática a fina, com seleção moderada a má, com grãos angulosos a subarredondados. A maioria das amostras apresenta matriz infiltrada constituída por caulinita, ilita, clorita, esmectita e interestratificados de esmectita/clorita. O quartzo é o constituinte predominante, e se apresenta tanto na forma monocristalina, com extinção ondulante, como policristalina. Dentre os feldspatos, predominam o K-feldspato e, em menor proporção, o plagioclásio. As micas são representadas pela muscovita e biotita. Os fragmentos de rochas são constituídos por gnaiss, *chert*, quartzito, rochas vulcânicas e alterito. A assembléia de minerais pesados é variada, representada por zircão, turmalina, rutilo, anatásio, pirita, epidoto, anfibólio, piroxênio, granada e opacos. Quanto à maturidade textural, são considerados imaturos e submaturos. Do ponto de vista mineralógico, são imaturos e maduros. Os principais eventos diagenéticos observados foram: infiltração mecânica de argila; compactação mecânica e química; dissolução parcial de alguns grãos de feldspatos; precipitação de cimento de sílica; cimento de óxidos/hidróxidos de ferro; alteração e substituição por argilominerais. A maioria das amostras foram plotadas no campo de proveniência de blocos continentais de Cráton Estável. As características texturais dos arenitos, com grãos de quartzo e feldspatos angulosos a subarredondados, a seleção moderada a má, denotam rápido transporte. A principal fonte de material sedimentar para as rochas da Formação Mauriti foi o próprio embasamento cristalino, composto por rochas ígneas, principalmente graníticas, e rochas metamórficas. A presença de minerais pouco resistentes, como anfibólios e piroxênios, podem indicar pouco transporte, ou seja, maior proximidade da área fonte. Na época de deposição da formação em apreço, a área-fonte provavelmente apresentava um relevo pouco elevado, com clima quente e úmido.

Palavras-chave: Formação Mauriti, arenitos, diagênese e estudos de proveniência.

ABSTRACT

A multidisciplinary provenance study of Mauriti sandstone sequence from the Araripe Basin in NE Brazil was carried out using optical and scanning electron microscopy, cathodoluminescence and X-ray diffraction. Most of these sandstones were classified as quartz arenites and subordinate sub-arkoses. Granulometric variations were measured on coarse to fine sand and conglomeratics with moderate to poor sorting and angular-subrounded clasts. Some of the matrix was infiltrated by lineations of kaolinite, illite, chlorite and smectite. The predominant quartz type is mono - and polycrystalline. K-feldspar and plagioclase dominate the lower proportion of the sequence. Muscovite mica is fairly abundant, whilst biotite is rare. Rare rock fragments include silicites and volcanic grains. Considerable variation exists within the heavy mineral assemblage, which comprises zircon, tourmaline, rutile, anatase, pyrite, epidote, amphibole, pyroxene, garnet and opaque. Major diagenetic events were also observed, including (but not limited to): mechanical compaction, partial dissolution of some feldspar grains, heavy precipitation of silica cement and pore infilling. Most sediment originated from the continental blocks of the stable craton. Texturally, the quartz and feldspar bearing sandstones were sub-rounded to angular indicating moderate to fast entrainment. The majority of sedimentary material in the Mauriti Formation probably came from the underlying crystalline basement, predominantly composed of granites and metamorphic rocks. The presence of some resistant minerals such as amphibole and pyroxene may indicate limited transport (i.e. proximity to the source). During the deposition of the Mauriti Formation, the source area probably had a low relief, and was subject to a hot and humid climate.

Keywords: Mauriti Formation, sandstones, diagenesis, provenance study.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE QUADROS	xii
LISTA DE TABELAS	xiii
LISTA DE FIGURAS	xiv
CAPÍTULO1 – INTRODUÇÃO	20
1. 1 Objetivo Geral	21
1.1.1 Objetivos Específicos	21
1. 2 Justificativa	21
1. 3 Caracterização da Bacia do Araripe	22
1.3.1 Localização	22
1.3.2 Aspecto Tectono-Estrutural	22
1.3.3 Geomorfologia	24
Chapada do Araripe (A)	25
Planície do Vale do Cariri ou Depressão Periférica (B)	25
Escarpas (C)	26
1. 4 Trabalhos Anteriores Desenvolvidos na Bacia do Araripe	26
C APÍTULO – 2 MATERIAIS E MÉTODOS	29
2. 1 Levantamentos Bibliográficos e Cartográficos	29
2. 2 Trabalho de Campo	29
2. 3 Análises de Laboratório.	30
2.3.1 Microscopia Óptica	31
2.3.2 Difractometria de Raios-X	33
2.3.3 Microscopia Eletrônica de Varredura	33
CAPÍTULO 3 – C CONTEXTO GEOLÓGICO	34
3. 1 Geologia Regional da Bacia do Araripe	34
3.1.1 Província da Borborema	36

3.1.2 Estratigrafia	37
3.1.2.1 Sequência Beta.	39
3.1.2.1.1 Formação Mauriti	39
3.1.2.2 Sequência Pré-rifte (Jurássico a Neocomiano)	40
3.1.2.2.1 Formação Brejo Santo	40
3.1.2.2.2 Formação Missão Velha	40
3.1.2.3 Sequência Sin-rifte (Neocomiano)	40
3.1.2.3.1 Formação Abaiara	40
3.1.2.4 Sequência Pós-rifte (Aptiano-Albiano)	41
3.1.2.4.1 Formação Rio da Batateira	41
3.1.2.4.2 Formação Crato	41
3.1.2.4.3 Formação Ipubi	41
3.1.2.4.4 Formação Romualdo	42
3.1.2.4.5 Formação Arajara	42
3.1.2.4.6 Formação Exu	42
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES	44
4.1 Caracterização Faciológica, Associações Faciológicas e Sistema Depositional	44
4.1.1 Fácies Agcls - Arenitos grossos a conglomeráticos com lobos sigmoidais	50
4.1.2 Fácies Agcm - Arenitos médios a grossos conglomeráticos	54
4.1.3 Fácies Agf - Arenitos grossos a finos	56
4. 2 Caracterização Petrográfica	66
4.2.1 Embasamento	66
4.2.1.1 Quartzo Monzonito	66
4.2.1.2 Biotita-filito	67
4.2.1.3 Quartzo-filito	67
4.2.1.4 Gnaiss	68
4.2.1.5 Quartzo-xisto	69
4.2.2 Arenitos da Formação Mauriti	69
4.2.2.1 Textura e Composição	70
4.2.2.1.1 Fácies Agcls - Arenitos grossos a conglomeráticos com geometria sigmoidal	70
4.2.2.1.2 Fácies Agcm - Arenitos grossos conglomeráticos a médios	75
4.2.2.1.3 Fácies Agf - Arenitos grossos a finos	80
4.2.2.2 Porosidade	83
4.2.2.3 Argilominerais	86
4.2.2.4 Classificação	89

4.3	Diagênese	91
4.3.1	Fundamentos Teóricos	91
4.3.2	Eventos Diagenéticos dos Arenitos da Formação Mauriti	92
4.3.2.1	Infiltração Mecânica de Argila	93
4.3.2.2	Compactação Mecânica e Química (dissolução por pressão)	99
4.3.2.3	Cimentação	101
4.3.2.3.1	Cimentação por Óxidos/Hidróxidos de Ferro.	101
4.3.2.3.2	Cimentação por Sílica	102
4.3.2.3.3	Cimentação por Feldspato	104
4.3.2.3.4	Cimentação por Óxido de Titânio (anatásio) e por. pirita	105
4.3.2.3.5	Cimentação por Caulinita	106
4.3.2.4	Dissolução de Feldspatos	106
4.3.2.5	Alteração e Substituição por Argilominerais (caulinita clorita, illita) e por minerais opacos	107
4.3.2.6	Sequência de Eventos Diagenéticos	109
4.4	Proveniência de Arenitos	112
4.4.1	Fundamentos Teóricos	112
4.4.2	Métodos e Técnicas Utilizadas no Estudo de Proveniência	113
4.4.2.1	Petrografia Quantitativa	113
4.4.2.2	Minerais Pesados	116
4.4.2.3	Análise Varietal e Geoquímica dos Minerais Pesados	116
4.4.3	Proveniência dos Arenitos da Formação Mauriti	118
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES		122
CAPÍTULO 6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.		125
ANEXO – Tabelas com análise microscópica dos arenitos da Formação Mauriti (Fácies Agcls, Agcm e Agf)		

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Lista dos afloramentos visitados, coordenadas e toponímias	30
Quadro 2 - Estágios diagenéticos identificados nos arenitos da Formação Mauriti	110
Quadro 3 - Estágios diagenéticos identificados em cada fácies dos arenitos da Formação Mauriti.	111
Quadro - 4: Tipos principais de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição de areias resultantes (Dickinson, 1985)	115

LISTA DE TABELAS

Tabela - 1: Principais divisões estratigráficas propostas por vários autores para a Bacia do Araripe. Adaptada de Assine, 1990.	28
Tabela - 2: Principais características faciológicas identificadas nas fácies dos arenitos da Formação Mauriti	49
Tabela - 3: Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Mauriti e suas características	64
Tabela 4: Síntese dos Elementos Arquiteturais de Depósitos Fluviais. Modificado de Maill (1985)	65

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da Bacia do Araripe	23
Figura 2: Imagem da Bacia do Araripe derivada do produto SRTM	24
Figura 3: Tectônica da Bacia do Araripe. Modelo da extensão NW-SE de falhas nas bacias (Matos, 1992)	35
Figura 4: Arcabouço estrutural apresentando a configuração geométrica da Bacia do Araripe. Adaptada de Ponte, 1990	36
Figura 5: Carta estratigráfica, biocronoestratigráfica, litoestratigráfica genética da Bacia do Araripe (modificada de Ponte, 1992b)	38
Figura 6: Mapa geológico da Bacia do Araripe (parte norte e nordeste). Modificado de Gomes & Santos, 2001	43
Figura 7: Rodovias e acesso aos afloramentos estudados com suas respectivas fácies	48
Figura 8: Seção estratigráfica do afloramento 1 e aspecto do arenito com geometria em lobos sigmoidais, Fácies Agcls. A) Contato Mauriti/embasamento; B) Nível conglomerático com seixos imbricados (Afloramento 1); C) Perfil estratigráfico do afloramento 1	51
Figura 9: Seção estratigráfica do afloramento 12, Subfácies Agcls. A) Estratificações cruzadas acanaladas de médio a pequeno porte, com níveis conglomeráticos na base das lâminas frontais; B) Estratificações cruzadas planares de pequeno porte, com níveis conglomeráticos na base das lâminas frontais; e C) Arenito médio a fino, com dobras convolutas	53
Figura 10: Arenito grosso a conglomerático, fraturado, com geometria em canal; e B) Imagem em contraste ressaltando as fraturas	54
Figura 11: A) Estratificações cruzadas planares de médio porte, em arenito com níveis conglomeráticos intercalados; B) Estratificações cruzadas planares de grande porte e baixo ângulo mergulho (Afloramento 25 e 28)	54
Figura 12: Seção estratigráfica e detalhe do Afloramento 3, Fácies Agcm. A) Embasamento alterado; B) Arenito grosso fraturado, com detalhe do nível conglomerático com clasto de quartzo (60mm); C) Imensos clastos de quartzo; e D) Detalhe do arenito grosso	56
Figura 13: Arenitos da Fácies Agf. A) Estratificações cruzadas planares de grande a médio porte (Afloramento 14); B) e C) Estratificações cruzadas planares de pequeno porte (Afloramentos 13 e 16, respectivamente); e D) Arenito avermelhado fraturado, com cruzadas planares de pequeno porte (Afloramento 5)	57
Figura 14: A) Estruturas de pequenos <i>grabens</i> ; e B) Rocha fraturada com seixo estriado, com aspecto de grão proveniente de zona de falha. Afloramento 11	58

Figura 15: Arenito com estratificações cruzadas planares da Fácies Agf (Afloramento 18). A) Sets com estratificações cruzadas planares de grande porte, de algo ângulo, com níveis conglomeráticos nas lâminas frontais; e B) Imagem em contraste ressaltando os <i>foresets</i> das estratificações.....	58
Figura 16: Seção estratigráfica da Fácies Agf. A) Arenito conglomerático fraturado (setas); B) Arenito grosso com nível conglomerático e estratificações cruzadas planares; e C) Arenito médio com nível conglomerático e estratificações cruzadas planares e acanaladas de pequeno porte.....	59
Figura 17: Afloramento 19. A) Arenito médio na base, moderadamente selecionado, com estratificações cruzadas planares de pequeno porte na parte superior; B) Arenito fino maciço, bem selecionado.....	60
Figura 18: Afloramento 19. A) Arenito com estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte, <i>rip up mud clasts</i> , laminações cruzadas cavalgantes (<i>climbing-ripples</i>) e nível conglomerático; e B) Microfalhas gerando pequenos <i>grabens</i> e <i>horsts</i>	61
Figura 19: Afloramento 19. A) Aspecto do afloramento. A seta mostra percolação de fluidos hidrotermais; e B) Arenito com fraturas preenchidas por sílica, provavelmente devido à percolação de fluidos hidrotermais.....	61
Figura 20: A e B) Arenito silicificado com fraturas preenchidas por sílica e grãos de seixos dispersos (afloramento 22).....	62
Figura 21: Fotomicrografia do quartzo monzonito. A) Fenocristal de plagioclásio com sua geminação polissintética (5X - NC); e B) Cristal de hornblenda mostrando sua clivagem formando um ângulo aproximado de 120° (5X - NC).....	66
Figura 22: Fotomicrografia (A e B) da rocha biotita filito com fratura preenchida por veio de quartzo e por provável óxido de ferro (10X - N// e 10X - NC, respectivamente). Observam-se cristais estirados e orientados.....	67
Figura 23: Fotomicrografia do quartzo filito. A) Rocha com fratura preenchida óxido de ferro (5X - N//); e B) Rocha com fratura preenchida por veio de quartzo com extinção ondulante (5X - NC).....	68
Figura 24: Fotomicrografia mostrando aspecto do gnaiss. A) Quartzo policristalino (Qp) com extinção ondulante, contatos suturados, contatos suturado, côncavo-convexo e reto, além de uma massa amarronzada (? , seta verde) (5X - NC); e B) Pequenos cristais de quartzo mono e policristalino, massa amarronzada (?) e fratura (cor azul) originando porosidade (seta) (5X - NC).....	68
Figura 25: Fotomicrografia da rocha quartzo xisto. A) Observam-se grãos de quartzo (setas vermelhas) e de minerais opacos (setas amarelas) (5X - NC); e B) Destacam-se grão de quartzo policristalino (Qp) (seta vermelha) e minerais opacos (setas amarelas) (10X - NC).....	69
Figura 26: Microfotografia apresentando grãos de Quartzos. A) monocristalino plutônico (Qm), com extinção imediata (5X - NC); B) policristalino (Qp) de origem	70

metamórfica, com extinção fortemente ondulante, em forma equante e alongada (10X - NC); C) Monocristalino vulcânico (10X - NC); e D) policristalino plutônico (seta) (10X - NC).....

Figura 27: Fotomicrografia apresentando grãos de Qz. A) Grão de quartzo monocristalino fraturado, sem preenchimento, originando porosidade secundária, e com golfos de corrosão (10X - NC); e B) Grãos de quartzo monocristalinos com contatos suturados e golfos de corrosão (10X - NC)..... 71

Figura 28: Fotomicrografia mostrando a variedade composicional dos grãos feldspáticos. A) Microclina fraturada (20X - NC); B) Plagioclásio bem conservado (20X - NC); C) Ortoclásio com crescimento secundário (10X - NC); e D) Pertita com fraturamento nos bordos (10X - NC)..... 72

Figura 29: Fotomicrografia de fragmentos de rochas. A) Rocha vulcânica alterada (20X - N//); B) Rocha quartzito (10X - NC); C) Rocha vulcânica alterada (20X - N//); D) *chert* (10X - NC); E) Rocha vulcânica alterada (20X - N//); e F) Alterito (10X - N//)..... 73

Figura 30: Fotomicrografia dos minerais acessórios identificados nos arenitos da Fácies Agcls. A) Muscovita (20X - NC); B) Epidoto (10X - NC); C) Zircão (10X - NC); D) Calcedônia (20X - NC); E) Titanita entre grãos de quartzo (10X - NC); e F) Grão de turmalina (10X - NC)..... 74

Figura 31: Fotomicrografia com aspectos do empacotamento. A) Empacotamento aberto com contatos pontuais e retos (5X - N//). Observar, no centro da foto, um grão de alterito; e B) Empacotamento fechado mostrando contatos côncavo-convexos, suturados e crescimento secundário de quartzo (5X - NC)..... 75

Figura 32: Fotomicrografia de grãos de quartzo. A) Quartzo monocristalino plutônico com extinção imediata e grãos angulosos a subarredondados (10X - NC); e B) Quartzo monocristalino vulcânico, com crescimento secundário de quartzo (20X - NC)..... 76

Figura 33: Fotomicrografia de grãos de quartzo policristalino e monocristalino. A) Quartzo policristalino metamórfico em forma equante, com contatos suturados (5X - NC); e B) Grão de quartzo policristalino ígneo com contatos suturados e feições de golfos de corrosão (5X - NC)..... 77

Figura 34: Fotomicrografia de grãos de feldspatos. A) Plagioclásio bem preservado, mas com algumas fraturas (5X - NC); e B) Microclina fraturada (5X - NC)..... 77

Figura 35: Fotomicrografia de fragmentos de rocha. A) Fragmento de *chert* (10X - NC); B) Mega fragmento de gnaiss (5X - NC)..... 77

Figura 36: Fotomicrografia dos minerais acessórios dos arenitos da Fácies Agcm. A) Muscovita dobrada (10X - NC); B) Biotita alterada, ferruginizada (20X - N//); C) na Zircão forma prismática (10X - NC); e D) Opaco: hematita (seta) (5X - N//) 78

Figura 37: Fotomicrografia dos minerais acessórios dos arenitos da Fácies Agcm. 79

A) Anfibólio (5X - N//); e B) Epidoto (10X - NC).....	
Figura 38: Fotomicrografia com aspectos do empacotamento. A) Empacotamento aberto com grãos flutuantes e contatos pontuais (5X - N//); e B) Empacotamento fechado mostrando contatos retos e suturados (5X - NC).....	79
Figura 39: Fotomicrografia de grãos de quartzo que constitui o arcabouço dos arenitos da Fácies Agf. A) Quartzo monocristalino plutônico com crescimento secundário (20X - NC); B) Quartzo policristalino metamórfico em forma alongada, de origem metamórfica (10X - NC); C) Arenito com bimodalidade textural, com grãos arredondados na moda areia média, a subarredondados na moda areia fina (10X - NC); e D) Arenito fino bem selecionado (5X - NC).....	80
Figura 40: Fotomicrografia de grãos de feldspatos. A) Ortoclásio fraturado (10X - NC); e B) Microclina fraturada (20X - NC).....	81
Figura 41: Fotomicrografia de fragmentos de rocha. A) <i>Chert</i> : observar também, grãos de quartzo monocristalino com crescimento secundário (10X - NC); B) litoclasto argiloso esmagado entre grãos de quartzo (20X - NC).....	81
Figura 42: Fotomicrografia dos minerais acessórios identificados nos arenitos da Fácies Agf. A) Muscovita dobrada entre os grãos de quartzo (10X - NC); B) Cristal de titanita (10X - N//); C) Fragmento de turmalina (10X - NC); e D) Zircões na forma arredondadas (10X - NC).....	82
Figura 43: Fotomicrografia mostrando os tipos de empacotamento identificado na Fácies Agf. A) Empacotamento fechado, com contatos côncavo-convexos, além de crescimento secundário de quartzo (10X - NC); e B) Empacotamento normal. Observar grãos de quartzo com crescimento secundário (10X - NC).....	83
Figura 44: Fotomicrografia mostrando tipos de porosidades verificadas nos arenitos estudados. A) Porosidade primária interpartícula (a cor azul representa a porosidade) (5X - N//); e B) Porosidade secundária do tipo fratura, em grão de K-feldspato, preenchida por óxido de ferro (10X - NC).....	85
Figura 45: Fotomicrografia mostrando porosidade secundária. A e B) Porosidade intragranular do tipo alveolado (centro do grão), oriunda da dissolução de grão de feldspato (10X - N// e 20X - N//, respectivamente); e C) Imagem de MEV referente à figura A. O centro do grão corresponde a dissolução em grão de plagioclásio; e D) Porosidade intragranular originada por contração de argila (20X - N//).....	85
Figura 46: Espectroqualitativo (EDS), referente à imagem de MEV da Figura 45 C (ponto B).....	86
Figura 47: Difratoograma de Raios-X, fração < 2 μ , mostrando a presença de ilita (IM) e quartzo (Q). Amostra de superfície da Fácies Agcm.....	87
Figura 48: Difratoograma de Raios-X, fração < 2 μ , mostrando a presença de caulinita (C), quartzo (Q) e traços de clorita. Amostra de superfície da Fácies Agcls	87
Figura 49: Microfotografia dos tipos e formas de argilominerais encontrados nos	89

arenitos analisados. A) Caulinização de feldspato com geração de pseudomatriz (20X - NC); B) Esmectita (matriz detrítica) entre grãos de quartzo (20X - NC); C) Grão de feldspato parcialmente alterado para esmectita (20X - NC); e D) Substituição de feldspato por illita (20X - NC).....

Figura 50: Classificação dos arenitos das Fácies Agcls, Agcm e Agf, segundo o diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo)..... 90

Figura 51: Distribuição dos estágios diagenéticos. Modificado de Choquett e Pray, 1970 *apud* Jesus, 2004)..... 92

Figura 52: Fotomicrografia mostrando as feições das argilas infiltradas. A e B) Cutículas circundando grão, onde o “c” representa as cutículas e o “p” representa ponte (20X - N// e 20X - N//, respectivamente); C) Menisco, onde “m” representa menisco (esmectita) (20X - N//); D) Esmectita na forma de menisco (ponto B), vista ao MEV; E) Estrutura pendular (20X - N//); F) Esmectita potássica com magnésio octaédrico na forma de estrutura pendular (ponto A), vista ao MEV..... 95

Figura 53: Fotomicrografia de cutículas argilo-ferruginosas envolvendo grãos. A) Cutículas de argila infiltrada alterada (20X - N//); e B) Cutículas de argila infiltrada seguida por cutículas de óxido de ferro (20X - N//)..... 96

Figura 54: A) Matriz parcialmente alterada para um material amarronzado, ferruginoso (20X - N//); B e C) Imagem de esmectita potássica com magnésio octaédrico, vista ao MEV (argila na forma de matriz)..... 96

Figura 55: Espectroqualitativos (EDS). O primeiro espectroqualitativo pertence à figura 52 D, e o segundo, pertence à figura 52 F..... 97

Figura 56: Fotomicrografia mostrando os tipos de argilas infiltradas. A) Esmectita, contraída gerando porosidade secundária (20X - N//); B) Imagem de esmectita (pontos B e C), vista ao MEV; C) Matriz argilosa (esmectita/clorita), rodeando grãos de quartzo (20X - NC); e D) Interestratificado de esmectita/clorita (clorita no ponto D). Imagem de MEV referente à figura C. A figura abaixo corresponde a um espectroqualitativo (EDS), de imagem de MEV da figura D (ponto D)..... 98

Figura 57: Fotomicrografia mostrando os contatos entre os grãos. A) Grãos de quartzo com contatos suturados e côncavo-convexo (5X - NC); e B) Grãos de quartzo com contatos côncavo-convexos (5X - NC)..... 99

Figura 58: Fotomicrografia mostrando feições de compactação mecânica em grãos. A) Muscovita compactada e encurvada (10X - NC); B) Grão de quartzo bastante fraturado (5X - NC); C) Pseudomatriz (10X - NC); e D) Feldspato plagioclásio fraturado e deslocado (10X - NC)..... 100

Figura 59: A) Cimento de hematita (10X - N//). Observar crescimento secundário de quartzo pré-óxido de ferro (cs); e B) Cimento de goetita (limonita) (20X - N//). 102

Figura 60: A) Cimento de sílica do tipo calcedônia (10X - NC); e B) Cimento de 102

sílica do tipo quartzo microcristalino (microquartzo) (5X - NC).....	
Figura 61: Cimento de sílica. A) Crescimento secundário de quartzo (10X - NC); e B) Crescimento secundário de quartzo seguido de argila infiltrada (20X - N//).	103
Figura 62: Microfotografia mostrando cimentação por feldspatos do tipo crescimento secundário. A) Microclina com crescimento secundário (20X - NC); e B) Ortoclásio com crescimento secundário (10X - NC).....	105
Figura 63: A) Cimentação por óxido de titânioita (anatásio) (20X - N//); e B) Cimentação por pirita, com concentração de pirita (20X - N//).....	106
Figura 64: A) Cimento de caulinita em agregados (20X - NC); e B) Cimento de caulinita em forma de “livrinhos” (<i>booklets</i>) (20X - NC).....	106
Figura 65: Fotomicrografia mostrando dissolução de feldspatos. A) Dissolução inicial de feldspato (10X - N//); e B) Dissolução de feldspato ao longo dos planos de clivagem e maclas (20X - N//).....	107
Figura 66: Fotomicrografia mostrando biotitas alteradas. A) Alteração de biotita para óxido de ferro (20X - N//); e B) Biotita alterada para óxido de ferro, com caulinitização incipiente (20X - NC).....	108
Figura 67: Fotomicrografia mostrando os minerais alterados e substituídos. A) Feldspato alterado, sendo substituído por illita (20X - NC); B) Caulinização de muscovita (20X - NC); C) Caulinização de biotita (20X - N//); e D) Substituição de feldspato por caulinita (20X - NC).....	108
Figura 68: Fotomicrografia mostrando alteração de argila infiltrada para opacos (20X - N//).....	109
Figura 69: Diagrama de tipos de proveniência tectônica, com resultados totais de petrografia quantitativa plotados no diagrama Qm x F x Lt de Dickinson (1985), modificado.....	119
Figura 70: Resultados totais de petrografia plotados no diagrama Qt x F x L de Dickinson (1985).....	120

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

As bacias interiores do Nordeste são áreas de pequenas dimensões conhecidas como bacias intracontinentais, cuja origem e evolução estão intimamente associadas à tectônica responsável pela fragmentação do paleocontinente Gondwana.

Entre essas bacias encontra-se a do Araripe, a qual corresponde à maior, dentre todas as bacias interiores do Nordeste brasileiro. É a que apresenta uma evolução tectono-sedimentar mais complexa, tendo em vista que se trata de uma bacia poli-histórica (Chagas *et al.* 2007).

Vários trabalhos de caráter estratigráfico, sedimentológico e principalmente paleontológico (em virtude da abundância de fósseis bem preservados) têm sido realizados nesta bacia. Contudo, trabalhos enfocando estudos diagenéticos e de proveniência nas diversas seqüências siliciclásticas não tem merecido a atenção necessária.

Na Bacia do Araripe, a Formação Mauriti representa a unidade basal e a única seqüência paleozóica presente. Encontra-se repousando diretamente sobre o embasamento cristalino de rochas pré-cambrianas. É caracterizada por sedimentos depositados sob sistemas fluviais entrelaçados, representados por arenitos imaturos, de granulação fina, média a muito grossa, com níveis conglomeráticos, e com grãos angulares e subangulares (Feitosa, 1987).

Estudos sobre proveniência de rochas têm sido uma ferramenta importante para análise de bacia e na indústria do petróleo, pois auxiliam a caracterizar e supor a composição detrítica dos arenitos que tem grande influência na sua evolução diagenética, causando efeitos na porosidade e permeabilidade do reservatório, constituindo um fator diretamente responsável na sua qualidade.

Estes estudos também constitui um instrumento importante na compreensão da evolução tectônica e estrutural de uma bacia, uma vez que reconhece as principais áreas-fonte dos sedimentos, bem como a rota de transporte dos mesmos.

Estudos petrográficos em arenitos também constituem uma ferramenta fundamental na análise de qualidade de reservatório, visto que possibilita identificar componentes deposicionais e diagenéticos.

Sabe-se que a tectônica exerce o controle primário na composição de rochas siliciclásticas, no entanto, fatores como relevo, clima, mecanismo de transporte, ambiente deposicional, mudanças diagenéticas constituem controles secundários importantes

Esta dissertação apresenta o resultado de estudos de proveniência e eventos diagenéticos nos arenitos da Formação Mauriti, com uma contribuição para o conhecimento petrográfico e petrológico deste depósito (Dickinson *et. al.*, 1984).

1.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo deste trabalho foi caracterizar petrografica e petrologicamente os arenitos que constituem a Formação Mauriti, na porção oriental da Bacia do Araripe, examinando os aspectos texturais, composicionais e diagenéticos dessas rochas, bem como sua proveniência, estabelecendo prováveis terrenos-fonte e direção de suprimento sedimentar.

1.1.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Descrever a petrografia dos arenitos da Formação Mauriti;
- Identificar a proveniência dos mesmos;
- Caracterizar os eventos diagenéticos que afetam estas rochas

1.2 JUSTIFICATIVA

A Formação Mauriti tem sido pouco estudada sob o enfoque petrográfico, merecendo destaque o trabalho de Feitosa (1987). Com relação ao estudo de proveniência sedimentar, ainda não se conhece registro de trabalhos sobre esse ponto de vista na unidade em apreço.

Por apresentar um alto grau de fraturamento, essa seqüência pode ser considerada um excelente aquífero, bem como pode ser utilizada como análogo de reservatório de hidrocarbonetos. Neste sentido, justifica-se a necessidade de se fazer uma caracterização petrográfica dos depósitos siliciclásticos dessa unidade.

Os resultados do presente estudo serão importantes na geração de informações para melhor conhecimento dos depósitos dos arenitos da Formação Mauriti e, conseqüentemente, da bacia.

1.3 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO ARARIPE

1.3.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está inserida na Bacia do Araripe, especificamente, Sub-bacia Leste. A Bacia do Araripe está localizada no interior da região Nordeste do Brasil, entre os estados de Pernambuco, Ceará e Piauí. Delimita-se com os estados do Ceará ao sul, Pernambuco a noroeste e Piauí a leste, situada entre as seguintes coordenadas geográficas: 38° 30' e 40 50' de longitude Oeste de Greenwich; 07° 05' e 07° 50' de latitude Sul. Totalizando uma área de aproximadamente de 9.000 km², esta bacia é considerada a mais extensa bacia sedimentar no interior do nordeste brasileiro (Figura 1).

A Sub-bacia leste, objeto de estudo deste trabalho, foi definida por Rand e Manso (1984), e se encontra entre os paralelos de 07° 05' 40" sul e os meridianos 38° 30' 39" oeste, sua área é de aproximadamente 5.500 Km² (Santos, 2007).

Importantes municípios encontram-se inseridos em sua área de domínio, destacando-se os municípios do Crato, Juazeiro do Norte, Barbalha, Missão Velha, Brejo Santo, Milagres (Ceará), Araripina, Ipubi e Ouricuri (Pernambuco).

1.3.2 ASPECTO TECTONO-ESTRUTURAL

Segundo Brito Neves (1990), a trama estrutural do embasamento pré-cambriano impõe um marcante controle na arquitetura da zona de riftes da Bacia do Araripe, onde sua geometria se desenvolveu, obedecendo e aproveitando descontinuidades estruturais pré-existent. Neumann (1999) observa que as seqüências sedimentares pós-rifte, responsável pela estruturação da principal unidade de relevo da sub-bacia leste do Araripe, o planalto sedimentar, não estão afetadas pelos falhamentos que estruturaram o sistema de *semi-grabens* interiores da referida bacia.

Nesta bacia, a epirogênese ocorrida pode ser característica dos domínios tectônicos intraplacas. Com relação aos processos operantes, nesse tipo de movimento, pode-se citar a ocorrência de *hot-spots* sub-crustais ou resfriamento da listosfera (Santos, 2007).

Com base em dados gravimétricos, a Bacia do Araripe foi dividida por Rand e Manso (1984) em duas sub-bacias: Sub-bacia Oeste, onde o embasamento não foi muito afetado e Sub-bacia Leste, onde o embasamento se encontra fortemente falhado, gerando um padrão interno de *grabens* e *horsts*.

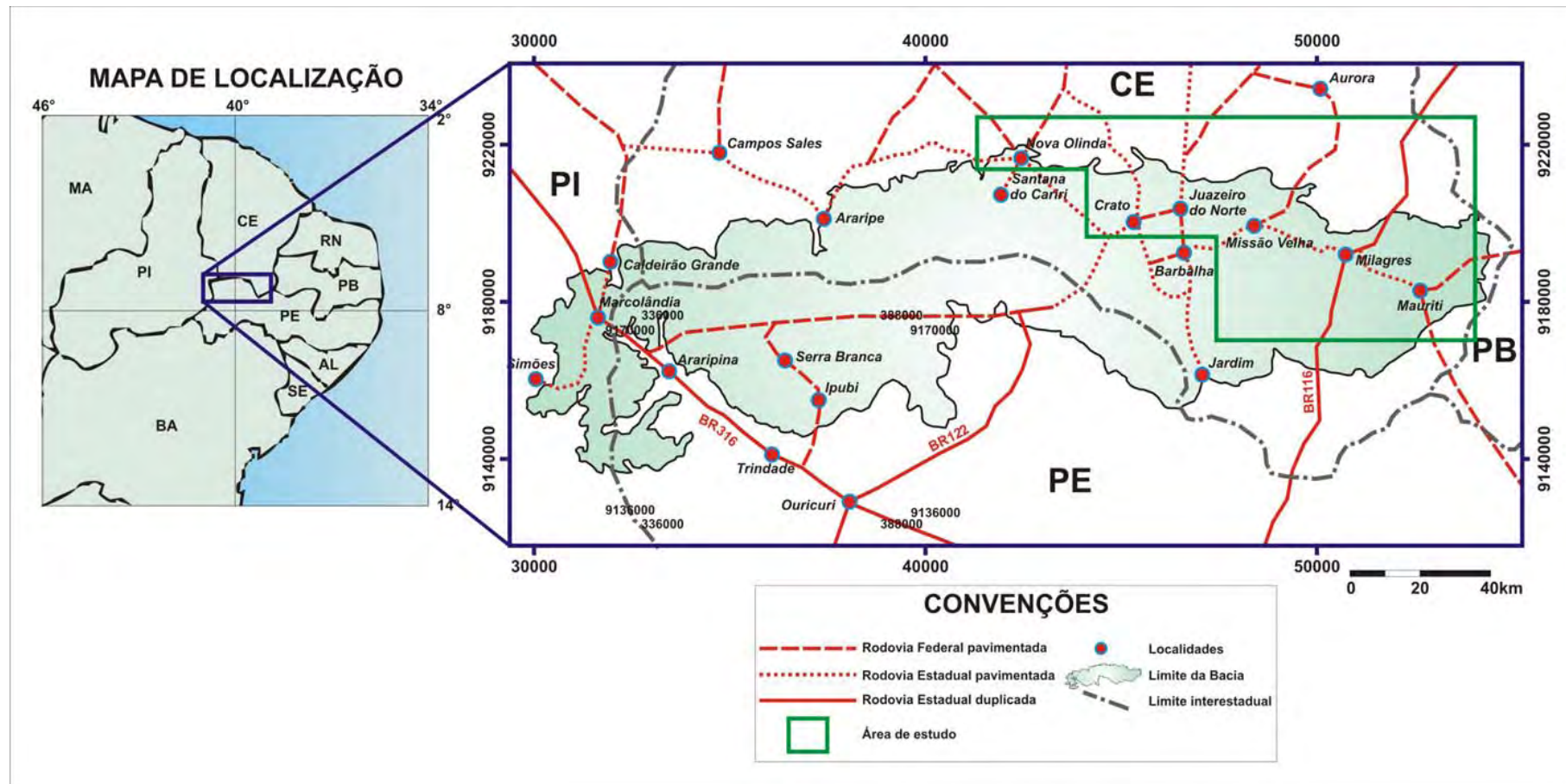


Figura - 1: Mapa de localização da Bacia do Araripe. O polígono na cor verde corresponde à área estudada (Sub-bacia Leste). Modificada do dnit (site).

1.3.3 GEOMORFOLOGIA

Do ponto de vista geomorfológico, a Sub-bacia Leste, setor abordado por este trabalho, apresenta uma fisionomia geomorfológica distinta da Sub-bacia Oeste, sendo constituída por três unidades principais (Figura 2B): **Chapada do Araripe (A)**, **Planície do Vale do Cariri ou Depressão Periférica (B)** e **Escarpas (C)**.

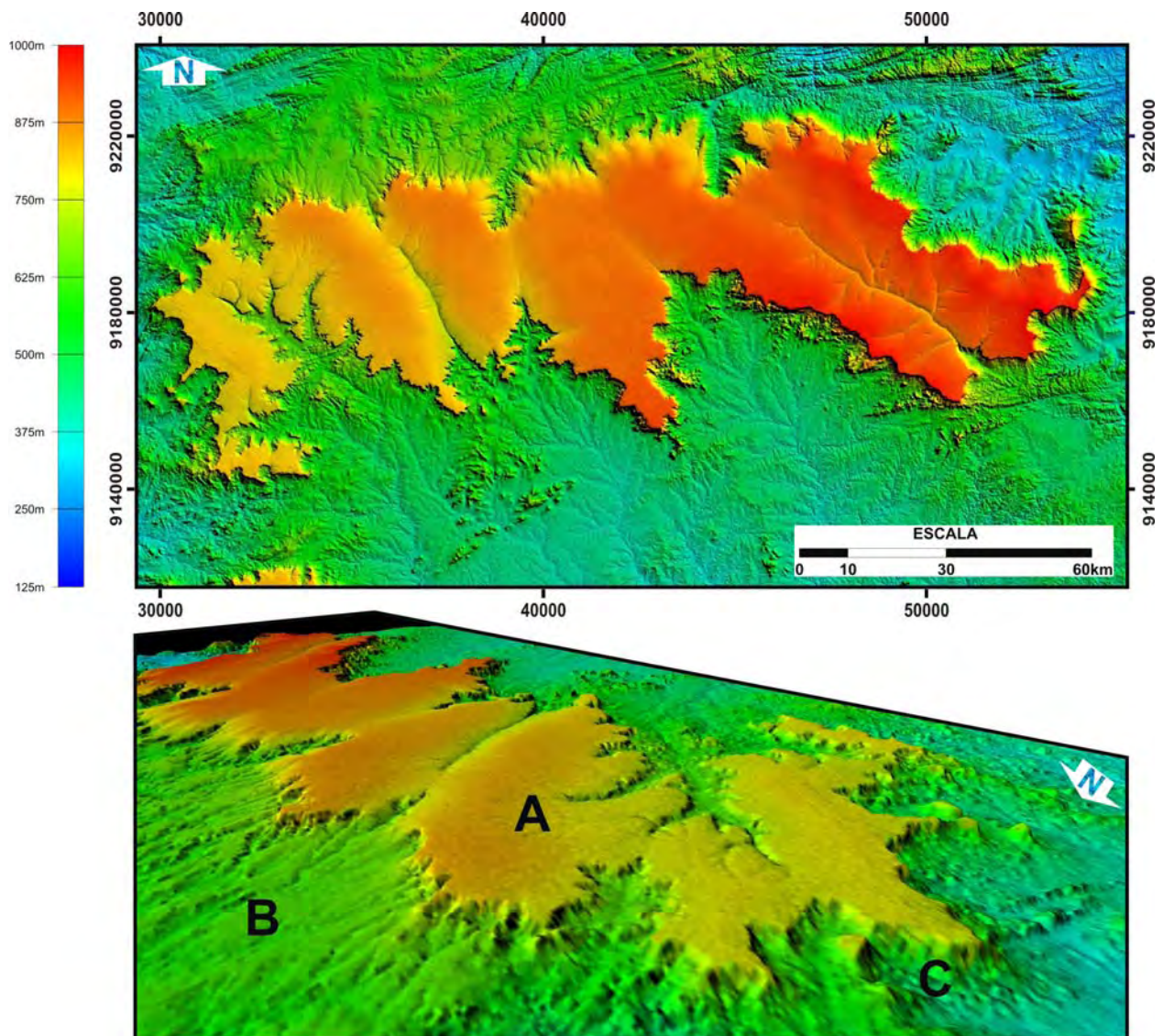


Figura - 2: Imagem da Bacia do Araripe derivada do produto SRTM. A primeira figura (A) representa a imagem em 2D, destacando a chapada. A segunda figura (B) corresponde à imagem em 3D, mostrando as três principais unidades geomorfológicas da bacia: chapada (A), depressão (B) e escapa (C).

CHAPADA DO ARARIPE (A)

Representa o planalto sedimentar da Bacia do Araripe, onde a Chapada constitui a feição geomorfológica de maior expressão na bacia (Figura 2A). Trata-se de um compartimento geomorfológico alongado na direção EW, com morfoestrutura aclinal. Este compartimento foi formado a partir do preenchimento de uma bacia sedimentar do tipo rifte, cujos sedimentos são do pós-rifte, representados pelos arenitos da Formação Exu que retratam o topo da Chapada do Araripe.

O relevo tabular elevado reflete o soerguimento tectônico da área a partir do Neo-Cretáceo (Neumann, 1999). O soerguimento epirogenético regional, que resultou da flexura da margem continental, expôs a sequência sedimentar pós-rifte, principalmente o Grupo Santana e a Formação Exu.

A Sub-bacia Leste do Araripe compreende a “Chapada do Araripe” que, por sua vez, apresenta um relevo tabular quase plano, limitado, em quase toda sua extensão por escarpas abruptas, com contornos irregulares. De acordo com Fortes (1983), estas escarpas estão associadas ao fenômeno de fraturamento da referida bacia.

Segundo Feitosa (1987), o compartimento da chapada possui cotas em torno de 700m, podendo atingir altitudes superiores a 900m na porção oriental. No entanto, a chapada apresenta, no seu rebordo, um relevo relativo de 300 metros em relação à Depressão Sertaneja sobre a qual se ergue.

PLANÍCIE DO VALE DO CARIRI OU DEPRESSÃO PERIFÉRICA (B)

Esta depressão é mais notável ao norte do planalto sedimentar Vale do Cariri. Nela predominam cotas altimétricas médias em torno de 400m, com exceção da Serra do Mãozinha, com altitudes máximas de 800 e 900m. De acordo com Santos (2007), esta serra apresenta a mesma estratigrafia e litologia da sequência Pós-rifte (Formações Crato, Ipubi, Romualdo e Arajara), e caracteriza um morro-testemunho da Chapada do Araripe.

A área de domínio dessa depressão se estende desde a região do Crato – Juazeiro do Norte – Barbalha – Missão Velha, até os municípios de Abaiara, Milagres e Mauriti a leste, e Brejo Santo, Porteiras e Jardim ao sul. Nessa zona, as litologias predominantes são das formações Brejo Santo, Missão Velha, Abaiara, Rio da Batateira e Mauriti, além do embasamento cristalino.

ESCARPAS (C)

Nas escarpas as cotas variam em torno de 600m, as mesmas bordejam o sopé da Chapada e, geologicamente, engloba unidades litológicas das formações Arajara (siltitos e arenitos argilosos) e Santana (margas, folhelhos e calcários). De acordo com Santos (2007), os depósitos de encostas repousam sobre o substrato do Grupo Santana ou diretamente sobre o embasamento cristalino.

Interpretações mais recentes a respeito do relevo dessa bacia, com base em resultados de análises de traços de fissão em apatita, considera que a configuração do relevo da Chapada do Araripe é atribuída a um período de soerguimento relacionado (ou imediatamente posterior) ao evento de resfriamento do Neo-Cretáceo, iniciado por volta de 100 - 90 Ma. Por outro lado, a configuração do relevo atual é considerada como sendo devida a processos de denudação e erosão diferencial cujos efeitos poderiam estar registrados pelo evento de resfriamento que ocorreu no Cenozóico, entre 40 - 0 Ma (Neto *et al.*, 2006).

O soerguimento e a história de exumação dessa chapada foram supostamente provocados por amplos movimentos epirogenéticos associados com os eventos pós-rifte da Província Borborema, durante o Cenozóico (Neto *et al.*, 2006).

1.4 TRABALHOS ANTERIORES DESENVOLVIDOS NA BACIA DO ARARIPE

Os primeiros estudos realizados na Bacia do Araripe tiveram início no século XIX, com os trabalhos dos naturalistas alemães Johann Baptist Von Spix e Karl Friedrich Philipp Von Martius. Em 1817 e 1820, os referidos autores fizeram uma viagem de reconhecimento do território brasileiro, no entanto, somente em 1823 e 1831, os resultados dessa viagem foram publicados. É interessante salientar que Spix e Martius nunca estiveram de fato na região do Araripe, contudo deve-se a eles a primeira ilustração de um peixe fóssil dessa região (Carvalho & Santos, 2005).

Desde então, vários outros trabalhos foram realizados nessa bacia, destacando-se o de Small (1913) que sugeriu pela primeira vez a divisão estratigráfica para sequência sedimentar da referida bacia. Este autor propôs três seqüências distintas, as quais foram denominadas, da base para o topo, de: 1) Arenito Inferior, referindo-se a todo o pacote siliciclástico representado por um conglomerado na parte basal; 2) Calcário Santana; e 3) Arenito Superior. Posteriormente, vários outros autores propuseram uma revisão para a evolução da estratigrafia dessa bacia.

A partir da década de 60, foram realizados alguns trabalhos revisando a evolução da compartimentação estratigráfica da bacia em apreço, como os desenvolvidos por Beurlen (1962) que sugeriu a denominação de Formação Cariri em oposição ao Conglomerado Basal de Small.

No entanto, o trabalho de Gaspary e Anjos (1964) marca a formalização da nomenclatura Formação Mauriti, ao contrário da Formação Cariri sugerida por Beurlen.

Barbosa (1964, *apud* Feitosa, 1987), correlacionou os arenitos conglomeráticos basais do Araripe com o atual Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba e Formação Tacaratu (Bacia Tucano-Jatobá), utilizando como critério de correlação apenas a semelhança litológica.

Braun (1966) sugeriu idade paleozóica para Formação Mauriti. No mesmo contexto, Ghignone (1972, *in* Chagas, 2007) considerou as formações Mauriti e Tacaratu correlatas ao Grupo Serra Grande, argumentando que originalmente pertenciam à Bacia do Parnaíba que, no Siluriano, se estendia muito além do seu atual limite oriental.

A Formação Mauriti representa a unidade da Bacia do Araripe quase não estudada, merecendo destaque o trabalho de Feitosa (1987). Esta autora identificou e descreveu três fácies sedimentares e, com base em modelos consagrados na literatura, concordou com um modelo deposicional de sistema fluvial entrelaçado e concordou que os arenitos estudados da referida unidade são correlatos aos sedimentos das formações Tacaratu (Bacia do Jatobá) e Jaicós, do Grupo Serra Grande (Bacia do Parnaíba).

Na década de 90, destacam-se os trabalhos de Ponte e Appi (1990) que estabeleceram o arcabouço basilar da Bacia do Araripe; Assine (1992) que fez uma análise estratigráfica da Bacia; e Assine (1994) que propôs que, no Aptiano, a referida bacia integrava paleodrenagem continental que alcançava o Atlântico através de bacias situadas mais a sul, como as do Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas. Assine (1990) e Ponte e Appi (1990) apresentaram propostas de revisão da estratigrafia da bacia, onde reconheceram a existência de novas unidades litoestratigráficas. Já Ponte e Ponte Filho (1996) apresentaram a evolução tectônica para a bacia em apreço.

Neumann (1999) elevou os Membros Crato, Ipubi e Romualdo a categoria de formação e, por sua vez, a Formação Santana, a categoria de grupo (Grupo Santana).

Martill (2007) apresenta uma proposta de nomenclatura estratigráfica que continua utilizando a denominação Formação Cariri, em oposição à denominação Mauriti.

Assine (2007) publicou no Boletim de Geociências da Petrobras (v. 15, n. 2) nova carta estratigráfica para Bacia do Araripe, onde adotou a nomenclatura Formação Cariri para a unidade basal da referida bacia, em oposição à nomenclatura Formação Mauriti proposta por outros autores. A Tabela 1 mostra comparações entre as principais divisões estratigráficas propostas para a Bacia do Araripe, por diversos autores.

Tabela 1: Principais divisões estratigráficas propostas por vários autores para a Bacia do Araripe. Adaptada de Assine, 1990

SMALL 1913	BEURLIN 1962	BEURLIN 1964	ANJOS 1966	BRAUN 1966	SILVA SANTOS & VALENÇA 1968	BEURLIN 1971a	MABESSONE & TINOCO 1973	MORAES ET AL. 1976	LIMA 1978a; 1979a	SILVA 1983a, b	GHIGNONE 1986	PONTE & APPI 1990	MARTIL 1993	ASSINE 1994	NEUMANN 1999	ASSINE 2007
Arenito superior	Fm. Exú	Fm. Exú	Fm. Feira Nova	Fm. Exú	Fm. Feira Nova	Fm. Exú	Fm. Exú	Mb. Sup Mb. Inf	Fm. Exú	Fm. Exú	Fm. Exú	Fm. Exú Fm. Arajara	Fm. Exú	Fm. Exú Mb. Sup Mb. Inf	Fm. Exú Fm. Arajara	Fm. Exú Fm. Arajara
Calcários Santana	Fm. Santana	Fm. Santana	Fm. Santana	Fm. Santana	Fm. Santana	Mb. Sup Mb. Inf	Romualdo Ipupi Mb. Crato	Fm. Santana	Fm. Santana	Fm. Santana	Fm. Santana	Fm. Santana Ipupi Mb. Crato	Fm. Santana	Fm. Santana	Fm. Santana	Fm. Santana
Arenito superior	Fm. Missão Velha	Fm. Missão Velha	Fm. Missão Velha	Fm. Sergi	Fm. Missão Velha	Fm. Missão Velha	Fm. Sergi	Sup Inf	Fm. Sergi	Fm. Sergi	Fm. Missão Velha	Fm. Rio da Batateira Fm. Barbalha Fm. Missão Velha Fm. Brejo Santo	Fm. Rio da Batateira	Fm. Barbalha	Fm. Rio da Batateira	Fm. Barbalha
Conglomerado basal	Fm. Cariri	Fm. Cariri	Fm. Mauriti	Fm. Tacaratu	Fm. Cariri	Fm. Cariri	Fm. Tacaratu	Fm. Cariri	Fm. Tacaratu	Paleozóico	Fm. Mauriti	Fm. Mauriti	Fm. Cariri	Fm. Cariri	Fm. Mauriti	Fm. Cariri

CAPÍTULO – 2 MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras estudadas foram coletadas em duas etapas de campo em afloramentos dispersos nas áreas de exposição da Formação Mauriti na Sub-bacia Leste.

A metodologia utilizada para o desenvolvimento dessa dissertação compreendeu etapas de levantamentos bibliográficos e cartográficos, trabalhos de campo, análises de laboratório e tratamento dos dados.

2.1 LEVANTAMENTOS BIBLIOGRÁFICOS E CARTOGRÁFICOS

Foi realizado um levantamento bibliográfico preliminar, tendo sido analisados vários trabalhos desenvolvidos na Bacia do Araripe e outras bacias correlatas, com a finalidade de obter informações sobre a geologia estrutural, sedimentologia e estratigrafia da área estudada. Também foram analisados vários trabalhos sobre petrografia, proveniência e diagênese.

2.2 TRABALHO DE CAMPO

Nas atividades de campo foram selecionados 31 afloramentos, utilizando como critério de escolha os mais representativos dentro da área de ocorrência da Formação Mauriti.

Foi realizada uma descrição sedimentológica de cada afloramento, observando-se a geometria, cor, textura, litologia e estruturas sedimentares e quando possível, foram levantadas algumas seções estratigráficas. Os pontos de coleta foram georeferenciados com GPS com base em coordenadas UTM. Para a plotagem dos pontos de afloramentos visitados foram utilizadas cartas topográficas das Folhas de Milagres (SB. 24-Z-C-I), Crato (SB. 24-Y-D-III) e Santana do Cariri (SB. 24-U-I), na escala de 1:100.000, confeccionadas pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE).

Foram coletadas 36 amostras dos arenitos e 5 amostras do embasamento da bacia, totalizando 41 amostras (Quadro 1). Todas as amostras coletadas foram encaminhadas à laminação.

Utilizando-se o mapa geológico da Bacia do Araripe confeccionado pela CPRM (Gomes & Santos, 2001, Esc. 1:500.000), plotou-se os diversos pontos visitados, mostrando a geologia da parte N e NE da bacia.

Quadro – 1: Lista dos afloramentos visitados, coordenadas e toponímias

AFLORAMENTOS	COORDENADAS	TOPONÍMIA
1 - Mauriti	24M - 0.517.528/9.198.450	BR 116; KM 467
2 - Mauriti	24M - 0.514.536/9.194.624	BR 116: sentido Milagres
3 - Mauriti	24M - 0.541.854/9.198.151	Açude de Anauá
4 - Mauriti	24M - 0.537.216/9.194.193	Entre Mauriti e Anauá
5 - Mauriti	24M - 0.533.929/9.191.476	Ao longo da estrada Mauriti - Anauá
6 - Mauriti	24M - 0.528.703/9.186.112	Ao longo da estrada Mauriti - Anauá
7 - Mauriti	24M: 0.528.081/9.185.984	Ao longo da estrada Mauriti - Anauá
8 - Embasamento	24M: 0.532.630/9.174.772	CE – sentido Mauriti - Conceição (Umburana)
9 - Mauriti	24M: 0.531.847/9.174.938	CE – sentido Mauriti - Conceição (Umburana)
10 - Mauriti	24M: 0.531.279/9.175.421	CE – Mauriti sentido Conceição (Umburana)
11 - Mauriti	24M: 0.523.419/9.184.062	Estrada de Mauriti
12 - Mauriti	24M: 0.506.984/9.188.629	BR 116
13 - Mauriti	24M: 0.506.527/9.192.514	Município de Milagres (Por trás da CHESF)
14 - Mauriti	24M: 0.503.430/9.192.466	Estrada que vai de Milagres para Rosário
15 - Mauriti	24M: 0.502.487/9.192.857	Rosário (estrada que vai de Rosário para Milagres)
16 - Mauriti	24M: 0.501.764/9.192.948	Rosário (Açude de Rosário)
17 - Mauriti	24M: 0.492.916/9.199.804	Missão Velha (Transnordestina)
18 - Mauriti	24M: 0.492.260/9.200.175	Missão Velha (Transnordestina)
19 - Mauriti	24M: 0.489.707/9.205.379	Sítio Areias de Cima (Transnordestina)
20 - Mauriti	24M: 0.488.180/9.204.094	Próximo à Transnordestina
21 - Mauriti	24M: 0.487.484/9.203.062	Sítio Lapinha
22 - Mauriti	24M: 0.484.132/9.201.647	Cachoeira de Missão Velha
23 - Mauriti	24M: 0.484.336/9.205.322	Sítio Caldeirão
24 - Embasamento	24M: 0.421.927/9.218.530	Estrada para Altamira (Nova Olinda – Altamira)
25 - Mauriti	24M: 0.422.839/9.217.511	Estrada para Altamira (Nova Olinda).
26 - Mauriti	24M: 0.423.778/9.216.354	CE 292 (PRÓXIMO A NOVA OLINDA)
27 - Mauriti	24M: 0.426.051/9.214.799	CE 292 (próximo à Nova Olinda)
28 - Mauriti	24M: 0.428.413/9.213.283	CE 292
29 - Embasamento	24: 0.463.632/9.206.414	Horto
30 - Embasamento	24: 0.484.692/9.205.450	Sítio Caldeirão
31 - Embasamento	24: 0.421.927/9.218.530	Estrada para Altamira (Nova Olinda - Altamira)

2.3 ANÁLISES DE LABORATÓRIO

Os arenitos foram analisados por microscopia óptica e outras técnicas, como Difractometria de Raios-X (DRX) e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), utilizadas

como ferramentas auxiliares da microscopia óptica na caracterização dos componentes detríticos e autigênicos.

2.3.1 MICROSCOPIA ÓPTICA

Para cada amostra coletada foi confeccionada uma lâmina delgada sem lamínula, permitindo assim, uma análise posterior no sistema MEV-EDS. Estas lâminas foram impregnadas com resina epoxy azul, para uma melhor caracterização da porosidade dos sedimentos e o contato entre os grãos. Ao todo, 41 lâminas foram analisadas ao microscópio óptico petrográfico, sendo 36 de arenitos e 5 do embasamento cristalino. Algumas destas lâminas (6) foram submetidas ao microscópio eletrônico de varredura, utilizando-se elétrons retroespalhados para identificação e caracterização de argilas mecanicamente infiltradas.

A microscopia óptica visou à descrição da textura e composição mineralógica (grãos, cimento e matriz), além da análise da evolução diagenética e caracterização da porosidade dos arenitos. Os aspectos texturais analisados foram a granulometria, o arredondamento e a seleção dos grãos. Foram efetuadas, também, contagens de grãos do arcabouço, cimento, matriz e porosidade.

Na contagem modal (400 pontos) utilizou-se o método de Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985), a fim de determinar as porcentagens dos minerais detríticos, para classificação e caracterização de proveniência destas rochas. Em cada lâmina, foi contada a porcentagem de quartzo monocrystalino (Qm), quartzo policristalino (Qp), feldspato potássico (Fk), plagioclásio (Fp), fragmento de rocha (L), matriz, porosidade, cimento e minerais acessórios. Os pontos foram contados a partir do método de travessias norte-sul na lâmina, empregando o *charriot* do microscópio petrográfico, usando espaçamentos regulares na malha de 0,5x0,5 mm.

Para classificação dos arenitos foi utilizada o diagrama triangular QFL de Folk (1968), com base no conteúdo total de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, e, na identificação do terreno-fonte ou os terrenos-fontes, foi usada o diagrama QmFLt de Dickinson (1985).

Além das porcentagens do conteúdo total de quartzo, feldspatos e fragmentos de rocha, também foram calculados as porcentagens dos minerais acessórios (muscovita, biotita, epidoto, anfibólio, turmalina, zircão, pirita, opacos, rutilo e anatásio). Os valores obtidos de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos foram recalculados para 100% (a soma de $Q_t + F_t + L_t = 100\%$). A partir de cada valor total de quartzo, feldspatos e líticos identificados nas amostras foram feitos cálculos com regra de três, onde se obteve a porcentagem final de cada um destes constituintes. Posteriormente, estes valores foram plotados no diagrama QFL de Folk (1968) para classificar as rochas.

A textura das rochas foi analisada ao microscópio óptico, segundo a terminologia e tabela de comparação de Wentworth (1922) e Teixeira *et al.* (2003), para determinar o tamanho médio do grão. Com relação ao arredondamento, o método mais utilizado é o de comparar o contorno dos grãos com uma tabela padrão. No presente trabalho, optou-se pela tabela de Powers (1953). Para o aspecto seleção, adotaram-se as tabelas de estimativa visual baseadas em Longiaru (1987).

Foi determinado também, o índice de empacotamento, segundo Kahn (1956), que classifica o empacotamento como frouxo, normal e fechado. Este índice diz respeito ao arranjo dos grãos entre si, dentro de um arcabouço mais fechado ou mais aberto, dependendo da história de soterramento das rochas.

No índice de empacotamento proposto pelo autor, o resultado obtido resulta da razão entre a soma do número de contatos entre grãos, ao longo de uma travessia, e o número total de grãos interceptados por ela, sendo o valor expresso também em porcentagem. Para este cálculo, usa-se a seguinte forma:

$$P = 100 \times q/n, \text{ onde}$$

P = Índice de empacotamento (IE)

q = números de contatos grão-grão

n = números de contatos grão-grão + grão-não-grão

Os valores dos intervalos utilizados para classificação dos resultados são: PP > 55, que indica um empacotamento fechado; Pp = 40 a 55, que caracteriza um empacotamento normal; e PP < 40 que mostra um empacotamento frouxo ou aberto.

O parâmetro maturidade textural foi definido com base em Folk (1951, 1974). Este parâmetro relaciona a quantidade de matriz detrítica existente no arenito, o grau de seleção e o arredondamento.

A determinação da maturidade mineralógica foi avaliada pela razão quartzo/feldspato (Pettijohn, 1975), pelo índice de ZTR definido por Hubert (1962), pelo diagrama QtFL de maturidade mineralógica proposto por Dickinson (1985) e pelo índice maturidade mineralógica (**M**) de Folk (1974).

De acordo com a razão quartzo/feldspato de Pettijohn (1975), quanto maior for a quantidade de quartzo, mais maturo será o sedimento. Quanto ao índice ZTR, este corresponde ao somatório das proporções de zircão, turmalina e rutilo, dentre outros minerais pesados transparentes e não-micáceos como indicador de maturidade mineralógica de sedimentos arenosos. Este índice combina minerais resistentes à dissolução química (zircão, turmalina e rutilo). Sendo assim, quanto mais alto for a porcentagem de zircão, turmalina e rutilo, mais maturo será o sedimento ou a rocha.

A maturidade mineralógica de Dickinson (1985) é representada pelas proporções quartzo/feldspato. Já, com relação ao índice de maturidade mineralógica **M**, utilizam-se os componentes quartzo, *chert*, feldspatos e fragmentos de rocha, cuja fórmula é:

$$M = \frac{QTZ + CH}{FDS + FRX}$$

O QTZ é igual a quartzo total, CH é *chert*, FDS são feldspatos totais e FRX corresponde a fragmentos de rocha. Desta forma, quanto maior for a razão QTZ + CH/FDS + FRX, mais maturo será a rocha sedimentar.

A maturidade mineralógica (**M**) diz respeito à relação entre os constituintes mais resistentes (quartzo e *chert*) e os menos resistentes (feldspatos e fragmentos líticos).

Quanto à porosidade, os tipos identificados foram descritos de acordo com a classificação de Schmidt e McDonald (1979).

2.3.2 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

Os argilominerais foram identificados a partir de análises realizadas por difratometria de Raios-X (fração menor do que 2µm), em 10 amostras que apresentaram alto percentual de argilominerais, mas que não foi possível identificar os tipos sob microscopia óptica.

As análises foram feitas pela professora Carlinda Campelo Farias do Departamento de Geologia da UFPE. Os espectros de difração de Raios-X, destinados à identificação das amostras de argilominerais, foram obtidos com o aparelho Siemens XRD 6000, pertencente ao Departamento de Engenharia Mecânica da UFPE.

Utilizou-se radiação de Cobre, filtro de Níquel 40KV-30 A, e velocidade do goniômetro 1º por minuto. O material foi triturado a 200 mesh - 0,04mm e colocado em lâmina. O método utilizado é o do pó ou de Debye-Scherrer, que baseia-se na Equação de Bragg $2d \sin\theta = n\lambda$ na qual obtêm-se os d_{hkl} da substância sendo conhecidos os λ (lâmbdas) ($\text{Cu} = 1,542 \text{ \AA}$), e os ângulos θ (teta) obtidos pela varredura do goniômetro.

2.3.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

Foram analisadas seis amostras sob a Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectrometria de Energia Dispersiva de Raios X (EDS) no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Departamento de Geologia da UFRN. Para este tipo de análise, as amostras foram previamente metalizadas com ouro e carbono. A finalidade dessa análise é caracterizar melhor os constituintes diagenéticos, como os tipos de cimento e as feições das argilas infiltradas, contribuindo assim, para o entendimento da história de soterramento dos depósitos.

CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA DO ARARIPE

A Bacia do Araripe apresenta uma seqüência tectono-sedimentar predominantemente mesozóica. Ela foi formada a partir de eventos tectônicos responsáveis pela quebra do paleocontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul (Matos, 1992).

A fragmentação do Gondwana promoveu a reativação de falhas preexistentes no embasamento cristalino Pré-Cambriano, originadas durante a Orogênese Brasileira-Pan-africana, desencadeando o desenvolvimento de pequenas bacias sedimentares ao longo das margens atlânticas dos continentes africano e sul-americano. Essa fragmentação causou uma fenda entre o Brasil e a África, a qual deu origem à depressão Araripe-Potiguar.

A abertura do Oceano Atlântico Sul é responsável pela formação dos riftes mesozóicos do Nordeste, cuja arquitetura deposicional é representada por uma série de blocos falhados, formando *grabens* e *horsts* (Figura 3B), que posteriormente foram recobertos por corpos sedimentares tabulares de idade Aptiano-Albiano (Ponte & Ponte Filho, 1996).

Dois modelos principais propõem-se a explicar a evolução dos riftes eocretáceos existentes na bacia: um modelo de distensão NW (Matos, 1992, 1999), e um modelo mais complexo, que envolve uma reativação transcorrente dos lineamentos sinistrais E-W e dos lineamentos dextrais NE (Françolin *et al.*, 1994).

A intensa atividade da Plataforma Sul-Americana criou grandes depressões tafrogênicas possibilitando a formação de centros de deposição, com estruturação típica de riftes juvenis (Figura 3), preenchidas por sedimentos produzidos em ambientes e sistemas diferentes, de idade siluro-devoniana, eojurássica a neocretácica, de seqüências mesozóicas que constituem a seqüência sedimentar do Araripe apresentada na coluna litoestratigráfica.

Tanto no continente sul-americano, como no africano, existem vestígios da separação desses dois continentes acima mencionados.

O compartimento estrutural de estilo rifte na bacia em apreço (Figura 4) resulta da já citada Reativação Vealdeniana (Almeida, 1967).

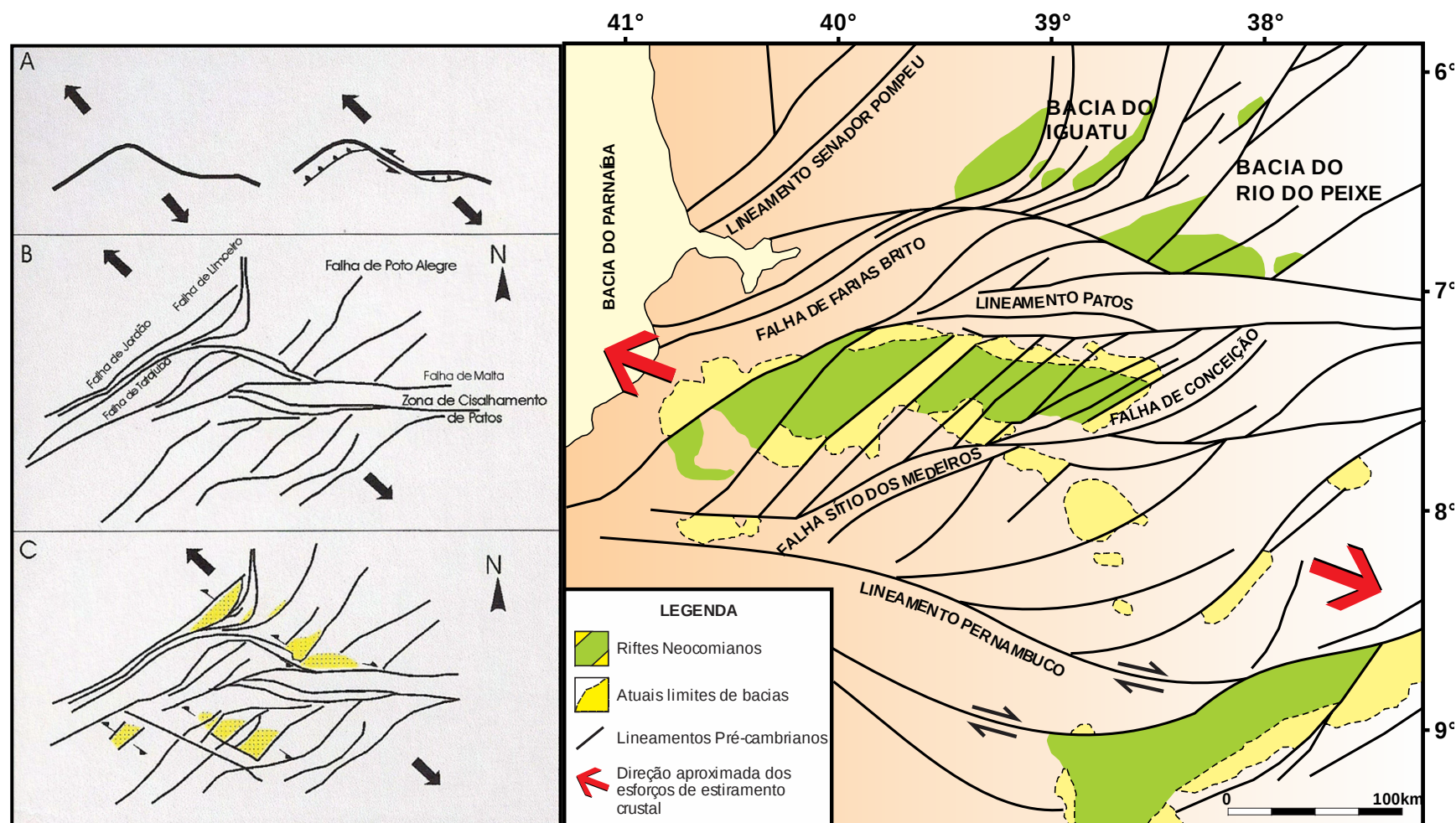


Figura - 3: Tectônica da Bacia do Araripe. A figura à esquerda mostra: A) Modelo da extensão NW-SE de falhas nas bacias (Matos, 1992); B) Centro tectônico pré-rifte; C) Distribuição dos riftes e cenário tectônico. A figura à direita corresponde a um mapa da Bacia do Araripe e outras bacias sedimentares do interior do Nordeste oriental. As setas indicam direções de esforços tensionais, provocando rifteamento no Eo-Cretáceo. Fonte: Ponte & Ponte Filho, 1996a e b.

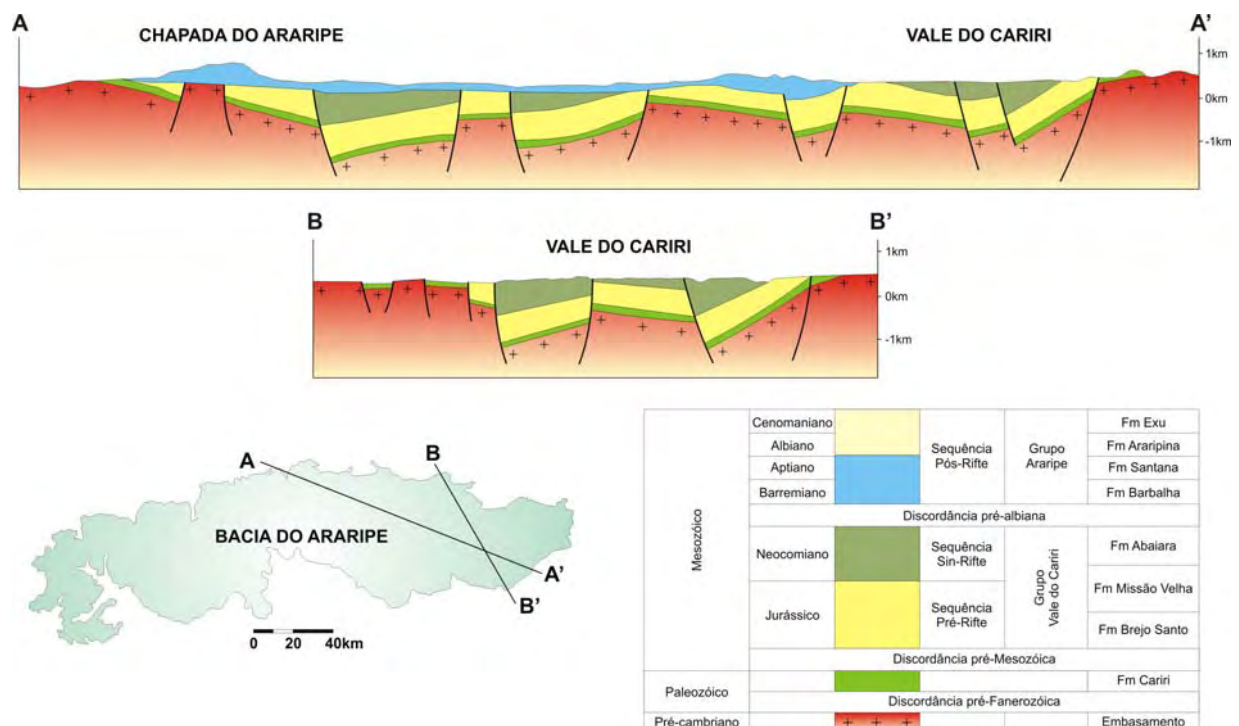


Figura - 4: Arcabouço estrutural apresentando a configuração geométrica da Bacia do Araripe. Adaptada de Ponte, 1990.

3.1.1 PROVÍNCIA DA BORBOREMA

É uma feição tectônica regional pré-cambriana, dominada por intensos dobramentos, segmentada por grandes geofraturas e intrudida por batólitos ígneos, em sua maioria granitídes (Ponte & Ponte Filho, 1996).

Com uma área de aproximadamente 380.000 Km², esta província compreende a parte central do cinturão orogenético Pan-Africano-Brasiliano, o qual foi formado devido a uma convergência e colisão dos Crátons São Luís - Oeste da África e São Francisco-Congo-Kasai, no final do Neoproterozóico. É limitada pelo Cráton do São Francisco, a sul-sudeste, Parnaíba a oeste (recoberta pela Bacia do Parnaíba), o Cráton São Luís, a norte e a leste-nordeste, com a Província Costeira. Divide-se em setores norte, central e sul pelos lineamentos Paraíba (Patos) e Pernambuco.

O arcabouço geotectônico da Província da Borborema apresenta uma crosta continental muito fragmentada, separada por falhas e lineamentos, em unidades tectônicas menores, formando uma estruturação em mosaico (Brito Neves, 1975), onde ocorrem concentrações supracrustais e infracrustais distintas (Jardim de Sá, 1984). Tais concentrações proporcionaram comportamentos rúpteis e dúcteis distintos durante a fragmentação do Supercontinente Gondwana.

A Província da Borborema constitui-se de faixas de supracrustais dispersas num terreno gnáissico-migmatítico, com *trends* estruturais a norte e sul das zonas de cisalhamento E-W de Pernambuco e Paraíba (Jardim de Sá, 1984). Estas faixas formam os Sistemas de Dobramentos resultantes da superposição de vários eventos tectônicos, metamórficos e magmáticos, em sedimentos e rochas vulcânicas acumuladas durante o Proterozóico Médio e Superior (Almeida e Hasui, 1984, *apud* Souza, 2006).

Segundo Santos & Brito Neves (1984, *apud* Souza, 2006), o regime compressional NW que originou os lineamentos prosseguiu com o soerguimento do terreno, trazendo-o a níveis crustais de comportamento frágil.

As unidades litológicas da Província da Borborema consistem de terrenos arqueanos a mesoproterozóicos, compostos por uma associação de gnaisses, migmatitos e granitos, sobre os quais encontram-se faixas de coberturas metassedimentares, como quartzitos, filitos, ardósia, e outras rochas de metamorfismo de baixo grau, além de rochas metavulcanossedimentares.

De acordo com Almeida (1977), a Bacia do Araripe encontra-se implantada sobre a Província da Borborema e é delimitada, a norte, pelo Lineamento de Patos; a sul, pela Falha Sítio dos Moreiras; a leste, pela Falha de Conceição e, a noroeste, pela Falha de Farias Brito. Compõe parte da porção oeste da Zona Transversal, mais precisamente, na parte sul da faixa do Terreno Piancó-Alto Brígida, que se apresenta na região como uma faixa de dobramentos de idade Neoproterozóica, caracterizadas por rochas com baixo grau de metamorfismo, intrudida por plutonismos brasileiros (Brito Neves *et al.*, 2000).

3.1.2 ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia geral das bacias da margem leste brasileira, assim como as pequenas bacias inseridas no interior do Nordeste do Brasil pode ser representada por estágios de evolução de bacias. Neste contexto, Chang *et al.* (1988) reconheceram três importantes estágios rifte, em resposta à dinâmica das placas tectônicas durante o início da fragmentação do Gondwana, denominados de sin-rifte I, II e III. Os estágios sin-rifte I e II foram desenvolvidos sob regime de esforços predominantemente distensionais e sin-rifte III foi desenvolvido em regime transtensional (Soares & Rossetti, 2005).

O estágio sin-rifte I (Neojurássico) representa o início da deformação distensional; nesta fase ocorre a deposição de siliciclásticos em ampla e rasa depressão, observada nas bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Sergipe/Alagoas e do Araripe.

Já o estágio sin-rifte II teria ocorrido no Eobarremiano-Neocomiano e caracteriza-se pela geração da maioria dos riftes, além de três direções principais de abertura: Gabão-Sergipe-Alagoas, Recôncavo-Tucano-Jatobá e Cariri-Potiguar que são bacias do tipo

rifte, controladas por falhas normais de direção NE-SW e separadas por altos internos do embasamento. Este estágio é o mais importante, pois representa um período de intenso rifteamento, originando *meio-grabens*.

O terceiro estágio, sin-rifte III, caracteriza-se por um período de maior taxa de subsidência no eixo Sergipe/Alagoas.

A Bacia do Araripe é do tipo rifte interior e sua sedimentação e evolução sofreu influência do rifteamento causado pela separação das placas continentais da América do Sul e da África. Sua deposição sedimentar ocorreu desde o Siluro-Devoniano, com os arenitos da Formação Mauriti, até o Cenomaniano, com os arenitos da Formação Exu.

A sequência estratigráfica da bacia em apreço será descrita aqui com base nos trabalhos de Ponte e Ponte Filho (1996), onde os mesmos reconhecem quatro tectono-sequências estratigráficas distintas (Figura 5) limitadas por discordâncias. Cada tectono-sequência representa uma fase da evolução do rifte. No presente trabalho adota-se a nomenclatura Formação Mauriti, proposta por Gasparly e Anjos (1964).

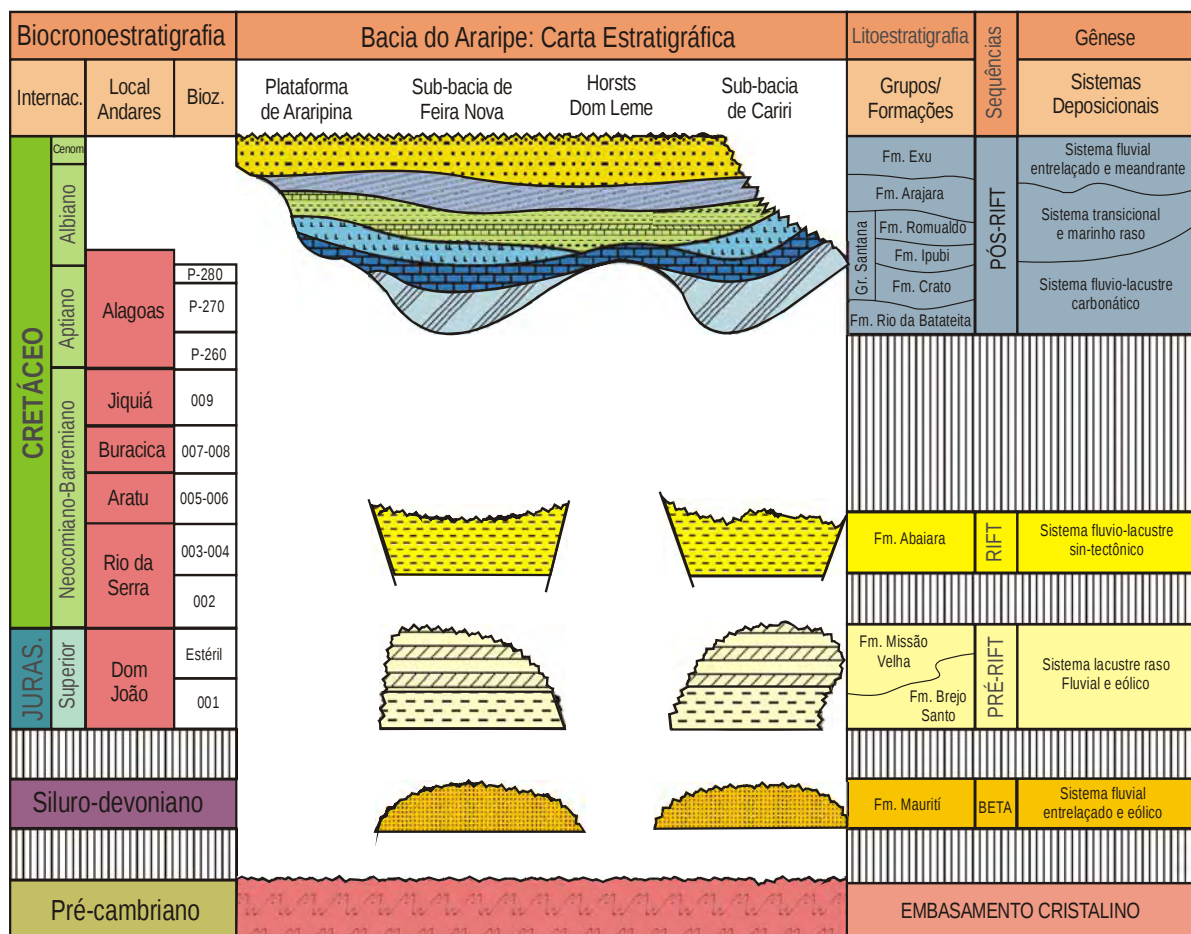


Figura - 5: Carta estratigráfica, biocronoestratigráfica, litoestratigráfica e genética da Bacia do Araripe (modificada de Ponte, 1992b).

3.1.2.1 SEQUÊNCIA BETA

Esta sequência é representada exclusivamente pela Formação Mauriti, a qual aflora na porção leste da bacia, contorna o Vale do Cariri e ocorre além dos limites do referido vale, isoladamente, em dimensões variadas (Neumann, 1999).

A Sequência Beta, de provável idade siluriana, apresenta-se depositada discordantemente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano. A idade siluriana atribuída para esta unidade é determinada a partir de correlações estratigráficas e semelhanças litológicas com a Formação Ipu, do Grupo Serra Grande (Bacia do Parnaíba) e a Formação Tacaratu (Bacia do Jatobá), tendo em vista que, até a presente data, não foram encontrados fósseis que pudessem fornecer uma datação absoluta.

3.1.2.1.1 Formação Mauriti

Esta formação encontra-se posicionada na base da coluna estratigráfica, repousando diretamente sobre o embasamento de rochas pré-cambrianas. Ela funcionou como um embasamento para a formação do rifte do Araripe, tendo em vista que a mesma já existia quando ocorreu a reativação das já citadas falhas. Apresenta-se bastante litificada, indicando o alto grau diagenético pelo qual passou. É também muito fraturada, cortada pelas falhas que formaram o rifte do Araripe.

A unidade Mauriti representa um registro residual de uma extensa sedimentação que se deu em grande parte do nordeste brasileiro. Seu pacote sedimentar apresenta uma espessura média de 100 m (Neumann, 1999). Litologicamente é constituída por arenitos cuja granulometria varia de grossos conglomeráticos a finos, e eventuais níveis conglomeráticos seixosos intercalados, e raras camadas delgadas de lamitos arenosos.

Com base nas feições como estruturas, texturas e seqüências deposicionais, Feitosa (1987) admite que a sedimentação da Formação Mauriti ocorreu em um sistema fluvial *braided*, sob condições de climas áridos e semi-áridos.

De acordo com De Ros (1985), neste tipo de sistema, a sedimentação ocorre necessariamente no complexo de canais entrelaçados de baixa sinuosidade e rápida migração lateral que, entrelaçados por barras longitudinais, constroem uma larga planície aluvial arenosa. A sedimentação fina limita-se a lentes descontínuas de preenchimento dos canais abandonados pela rápida migração lateral dos talwegues e a eventuais níveis de transbordamento sobre as áreas mais elevadas da planície aluvial.

3.1.2.2 SEQUÊNCIA PRÉ-RIFTE (JURÁSSICO A NEOCOMIANO)

Esta sequência registra a fase inicial, precursora do episódio de rifteamento. Representa um ciclo de sedimentação continental transgressivo-regressivo, que se inicia por sistemas fluviais-eólicos e lacustres, culminando, no topo, em sistemas fluviais regressivos. É composta pelas formações Brejo Santo e Missão Velha. Ela foi depositada durante o Neojurássico quando ocorreu a subsidência mecânica no interior da Região do Nordeste brasileiro, gerada por estiramento litosférico.

3.1.2.2.1 Formação Brejo Santo

Registra a fase inicial do rifteamento, sendo composta por folhelhos, argilitos e siltitos vermelhos, calcíferos, com algumas manchas esverdeadas. Apresenta bastante fóssil, como ostracodes típicos do Andar Dom João, além de conchostráceos e fragmentos de vertebrados, principalmente de peixes.

3.1.2.2.2 Formação Missão Velha

É composta litologicamente por arenitos grossos pobremente selecionados, quartzosos, por vezes feldspáticos. A associação de fácies dessa unidade indica que seus sedimentos foram depositados em ambiente lacustre raso associado a sistemas fluviais entrelaçados de pequeno a médio porte, devido à intercalação de camadas contendo laminação plano paralela com arenitos maciços e com estratificação cruzada acanalada e tabular de pequeno a médio porte.

3.1.2.3 SEQUÊNCIA SIN-RIFTE (NEOCOMIANO)

Esta sequência é representada pela Formação Abaiara, e corresponde ao estágio de ruptura crustal que originou o Oceano Atlântico. A propagação dos esforços para o interior do continente promoveu a reativação de grabens por processos de subsidência mecânica. Na bacia em apreço, só há o registro da fase inicial desse ciclo.

3.1.2.3.1 Formação Abaiara

Compõe-se de arenitos finos intercalados com siltitos. A assembléia fossilífera é constituída por ostracodes não-marinhos e palinomorfos continentais. Apresenta sedimentos de origem continental representados por tratos de sistema lacustre raso

sucedido por camadas contendo estratificação cruzada acanalada e tabular de médio porte indicando tratos de sistema fluvial.

3.1.2.4 SEQUÊNCIA PÓS-RIFTE (APITIANO-ALBIANO)

Na Bacia do Araripe esta seqüência é contemporânea as supersequências Transicional e Marinha das bacias marginais, e seu registro sedimentar é completo mostrando um ciclo transgressivo-regressivo. Essa seqüência é depositada discordantemente sobre a Formação Abaiara, sendo composta pelas formações Rio da Batateira, Crato, Ipubi, Romualdo, Arajara e Exu, que sumariza o Grupo Araripe de Ponte e Ponte Filho (1996) e, que finalizam a história deposicional da Bacia do Araripe, durante o Aptiano-Albiano.

3.1.2.4.1 Formação Rio da Batateira

É composta por fácies arenosas, com granulometria que varia de fina a média, intercalada por folhelhos, contendo delgados níveis conglomeráticos. Algumas fácies arenosas contêm estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte, outras mostram estruturas sigmoidais (pequeno porte), provavelmente associadas a sistemas deltaicos progradantes.

3.1.2.4.2 Formação Crato

Compreende camadas interestratificadas de calcários micríticos laminados, com folhelhos, freqüentemente calcíferos devido à abundância de ostracodes, alguns ricos em matéria orgânica, com teores de carbono orgânico total em torno de 25%. O sistema deposicional desta formação é lacustre com baixo aporte de terrígenos e influência marinha.

3.1.2.4.3 Formação Ipubi

Esta unidade caracteriza os evaporitos do sistema lacustre Aptiano-Albiano e é composta por depósitos de gesso e anidrita, intercalados com lutitos escuros. Esta litologia apresenta pouca variação composicional, mostrando variação lateral com folhelhos verdes e alguns arenitos finos. Esta unidade foi depositada numa bacia restrita de ambiente costeiro, com forte influência continental e sujeito às variações relativas do nível do mar, em condições de clima árido.

3.1.2.4.4 Formação Romualdo

É uma formação bastante estudada devido ao seu abundante conteúdo fossilífero, principalmente por suas concreções calcárias, freqüentemente contendo fósseis de peixes de espécies marinha. Esta formação é constituída por lutitos de cor cinza-esverdeado com níveis de concreções carbonáticas, calcários e arenitos finos (Neumman, 1999). Estes sedimentos foram depositados durante o Aptino-Albiano.

3.1.2.4.5 Formação Arajara

É composta litologicamente por siltitos, folhelhos e arenitos, contendo fósseis de água doce, como conchostráceos e alguns moluscos, além de polinormos continentais. Tanto a associação de fácies, quanto o conteúdo fossilífero indicam um retorno às condições continentais no Lago Araripe.

3.1.2.4.6 Formação Exu

Esta unidade é considerada afossilífera, a salvo, por alguns palinormos identificados em amostras da base dessa formação, que permitiu data-lá como tendo iniciada sua deposição no Albiano médio.

Alguns autores dividem a Formação Exu em duas unidades distintas: a primeira composta por ritmitos de argilito e silito laminados, além de corpos lenticulares de arenitos, e argilitos, característicos da porção distal de um sistema de leques aluviais; a segunda unidade é composta por arenitos com estratificações cruzadas acanalada e planares típicas de ambiente fluvial entrelaçado.

A Figura 6 refere-se a um mapa geológico da Bacia do Araripe, mostrando a geologia da parte N e NE da bacia em apreço.

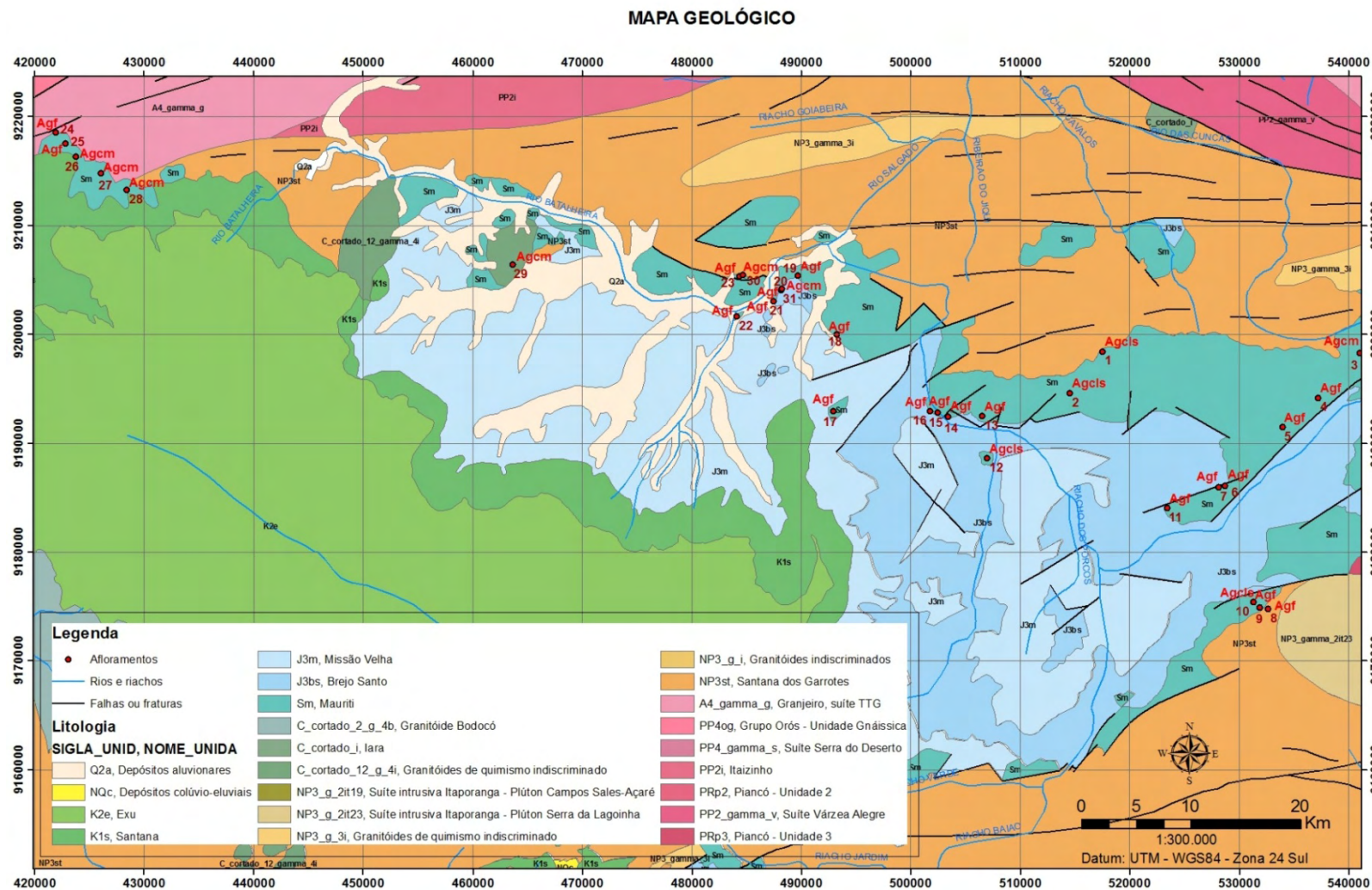


Figura - 6: Mapa geológico da Bacia do Araripe (parte norte e nordeste), onde encontram-se plotados os diversos pontos visitados, bem como as fácies sedimentares identificadas em cada ponto. Modificado de Gomes & Santos, 2001

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA, ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS E SISTEMA DEPOSICIONAL

A definição de fácies tem várias conotações, como por exemplo, “conjunto de feições que caracteriza uma rocha sedimentar, sejam elas cor, granulação, estruturas internas, geometria deposicional, espessura, fósseis e paleocorrentes, conferindo aspecto diferente dos corpos rochosos adjacentes” (Della Fávera, 2001). Também pode ser definida como: “parte de uma rocha ou sedimento que se diferencia das outras partes, vertical e lateralmente adjacentes, através de sua geometria, espessura, litologia (cor, textura) estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes e conteúdo fossilífero (Lúcia Valença, comunicação verbal, 2009)”.

Por outro lado, uma associação de fácies consiste em um agrupamento de fácies geneticamente relacionadas, cujas características e inter-relações, são estudadas por meio de seções sedimentológicas verticais, em afloramentos ou através de testemunhos de sondagem, possibilitam interpretar o ambiente de sedimentação.

De acordo com Miall (1990), análise de fácies compreende o estudo e interpretação de texturas, estruturas sedimentares, assembléias de fósseis e associações litológicas de rochas sedimentares, em escala de afloramentos, testemunhos de sondagens ou pequeno segmento de uma bacia. Ainda, conforme esse autor, cada fácies representa um único evento deposicional.

Com relação a sistema deposicional, segundo Tucker (1991), há muitos fatores que controlam e afetam os sedimentos depositados, e que determinam o tipo de rocha sedimentar e o tipo de fácies. Os controles primordiais são: (i) os processos de deposição, (ii) o ambiente deposicional, (iii) o contexto tectônico e (iv) o clima.

De acordo com o autor supracitado, muitos atributos de uma fácies são reflexo dos processos deposicionais e do ambiente. Há um grande número de ambientes em que fácies semelhantes e as associações de fácies sejam produzidas. Os processos deposicionais deixam o seu registro no sedimento na forma de estruturas sedimentares e texturas. Alguns desses processos são típicos de um determinado ambiente, ao passo que os outros funcionam em vários ambientes.

É importante ressaltar que neste trabalho serão abordados apenas os sistemas de leques aluviais e fluvial entrelaçado, tendo em vista que, apenas eles foram identificados na área de estudo, tanto por trabalhos anteriores, como Feitosa (1987), bem como pela pesquisa do presente trabalho.

Leques aluviais constituem sistemas deposicionais caracterizados por canais fluviais distributários de grande mobilidade lateral. Formam-se em planícies ou vales largos onde rios, provenientes de relevos altos adjacentes, se espalham adquirindo padrão radial (Assine, 2008). Segundo esse autor, os leques podem ser classificados em dois tipos bem definidos: **1 - leques dominados por fluxos de gravidade**; e **2 - leques fluviais**.

- 1- Os leques dominados por fluxos de gravidade são formados pela interação de processos gravitacionais e fluviais. Depósitos de fluxos de gravidade são produzidos por movimentos de massa sedimento/água originados a partir de dois processos: a) fluxo de detritos (*debris flow*); e b) fluxo fluidificado (*sediment fluidal flow*). Os depósitos tendem a apresentar as seguintes características: são pobremente selecionados, apresentam aspecto maciço, barras de cascalhos grossos que originam conglomerados com clastos sustentados; quando dominados por fração areia, a migração de barras arenosas produz depósitos com estratificações planar e acanaladas.
- 2- Leques fluviais são sistemas de baixo gradiente e podem ser: a) leques de rios entrelaçados; e b) leques de rios de baixa sinuosidade/meandrantos. Os leques de rios entrelaçados originam-se do acúmulo de areias e cascalhos no leito, com desenvolvimento de barras de vários tipos que produzem fácies com estratificação cruzada. Ocorrem em ambientes úmidos, áridos e semi-áridos.

De acordo com Assine (2008), os leques aluviais estão sempre presentes nos tratos deposicionais de bacias rifte, e constituem sistemas proximais adjacentes às falhas que definem a geometria da bacia, sendo muito comum nas sequências rifte das bacias cretáceas da margem continental brasileira.

De acordo com Walker e Cant (1984), o sistema fluvial entrelaçado possui um arranjo deposicional marcado principalmente pela presença de sedimentos grossos, resultante de intensas descargas. Esse modelo é marcado por feições deposicionais como: ciclos com granodecrescência ascendente, iniciados na base por depósito de preenchimento de canal, barras transversais e longitudinais, além de planície arenosa.

Os depósitos residuais de canais apresentam textura grossa, podendo conter estratificações cruzadas acanaladas; na parte intermediária da sequência vertical, ocorrem sedimentos grossos com estratificações cruzadas, os quais são sotopostos a sedimentos menos grossos, com estratificações cruzadas de baixo ângulo, caracterizando os depósitos de topo de barras. A parte superior da sucessão é representada por depósitos pelíticos, intercalados com arenitos.

É importante destacar que sedimentação eólica também ocorre associada ao sistema fluvial, pois o vento constitui um poderoso agente transportador de partículas sedimentares, com atuação registrada em praias, planícies fluviais, solos, entre outros ambientes. As principais características de sedimentação eólica são: presença de estratificações cruzadas festonadas ou tabulares de grande porte e em ângulo alto, arenitos finos a médios bem selecionados, bimodalidade, *climbing-ripples*, entre outras.

As rochas sedimentares da Formação Mauriti foram originalmente individualizadas por Feitosa (1987), com base em descrição de afloramentos, em três fácies sedimentares, denominadas informalmente de Fácies A, B e C. A **Fácies “A”**, corresponde a arenitos conglomeráticos róseo-esbranquiçados, cinza-esverdeados e amarelados, com estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte; a **Fácies “B”** compreende arenitos médios a grossos cinza-esverdeados, esbranquiçados e amarelados, com estratificações cruzadas acanaladas de médio a pequeno porte; quanto à **Fácies “C”**, a mesma caracteriza-se pela ocorrência de arenitos conglomeráticos em lobos sigmoidais, amarelo-esbranquiçados a cinza-esverdeados, com estratificações cruzadas acanaladas de médio a pequeno porte, apresentando níveis conglomeráticos.

Estas fácies foram interpretadas por Feitosa (1987) como depositadas em um sistema fluvial do tipo *braided*, sob condições de clima seco, evidenciado pelo retrabalhamento eólico presente na Fácies “B”.

Os afloramentos estudados por Feitosa (1987) foram reanalisados neste trabalho, a partir de informações obtidas em trabalho de campo, onde foram observadas as principais características dos afloramentos, destacando-se aspectos como cor, textura, estruturas sedimentares, geometria dos pacotes, etc.

Para a associação de fácies, empregou-se a classificação de litofácies sedimentares de ambientes fluviais proposta por Miall (1978). Entretanto, foram adicionadas à referida classificação, novas fácies, diferentes das estabelecidas por Miall (1978), identificadas nas seções levantadas, mas não contempladas na classificação já citada. Nessa classificação, são utilizados elementos arquiteturais por uma associação de fácies típica e por uma geometria específica para cada elemento, onde o autor considera as relações genéticas entre fácies e as condições hidrodinâmicas responsáveis pela sua deposição.

As fácies identificadas no presente estudo são denominadas de Fácies de arenitos grossos a conglomeráticos com lobos sigmoidais (**Agcls**), Fácies de arenitos grossos conglomeráticos a médios (**Agcm**) e Fácies de arenitos grossos a finos (**Agf**). A ocorrência das mesmas pode ser observada no mapa da Figura 7.

Com base nas evidências de campo e dentro da concepção de associação de fácies, na Formação Mauriti é possível caracterizar: **associação de fácies de leques aluviais, associação de fácies de preenchimento de canais fluviais entrelaçados, subfácies associadas à frente deltaica e subfácies associada a depósitos de lençóis de areia eólicos.**

A Tabela 2 resume as principais características faciológicas identificadas em cada fácies e subfácies dos arenitos da Formação Mauriti. As demais características destas fácies e suas associações de fácies identificadas estão descritas adiante.

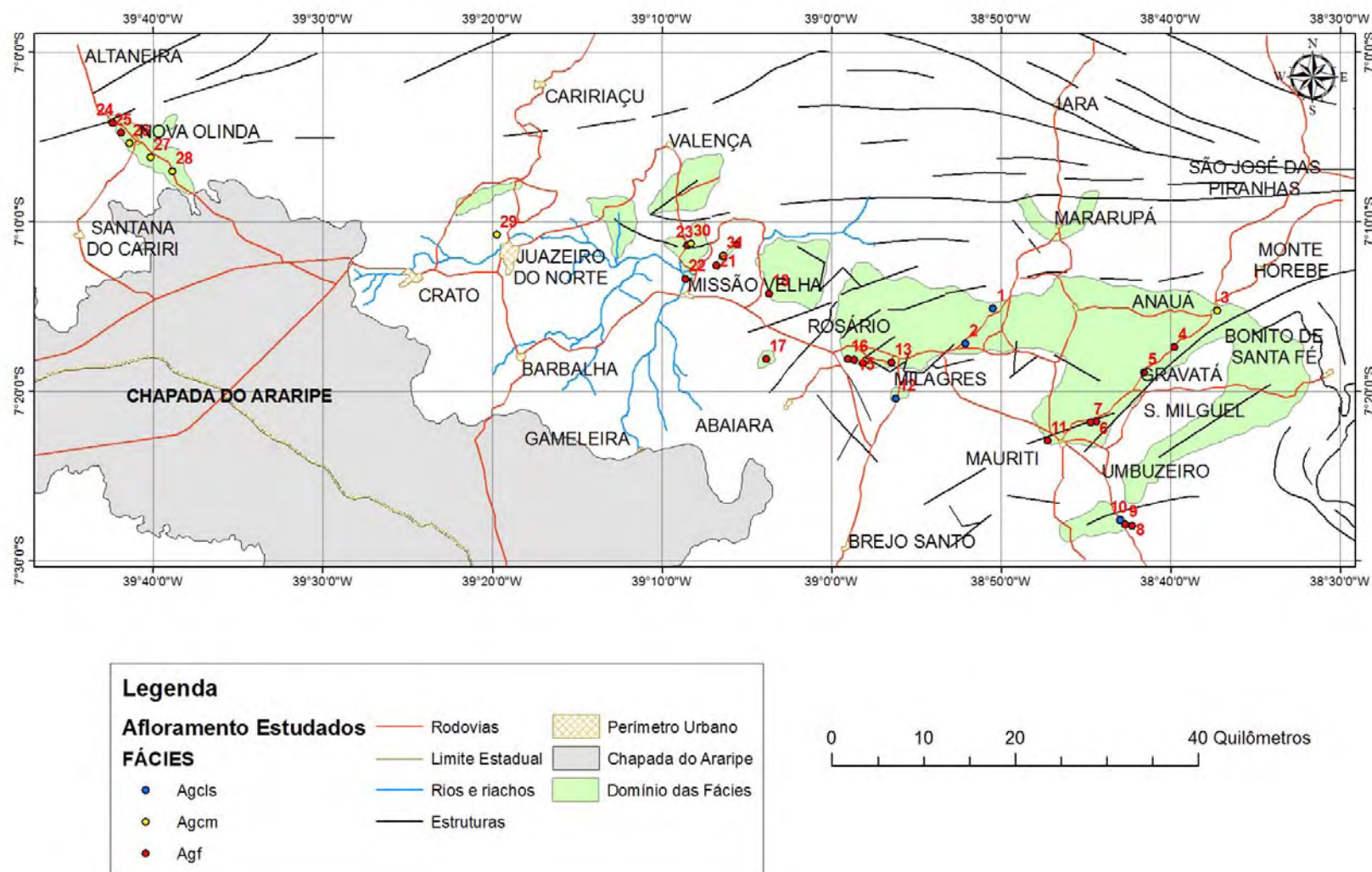


Figura - 7: Rodovias e acesso aos afloramentos estudados com suas respectivas fácies.

Tabela - 2: Principais características faciológicas identificadas nas fácies dos arenitos da Formação Mauriti.

Fácies	Descrição Geral
Fácies Agcls	Arenitos grossos com níveis conglomeráticos e ciclos de arenito médio a fino, com granodecrescência ascendente, estratificações cruzadas planares de pequeno porte e acanaladas de médio a pequeno porte, além de corpos arenosos com aspecto maciço e ondulações nas porções pelíticas. Corresponde a um subarcóseo, na cor avermelhada, e às vezes, esbranquiçada, com grãos angulosos a subarredondados, pobremente selecionados. Os sedimentos da Subfácies Agcls apresentam-se mais finos, melhor selecionados e arredondados, com estrutura pós-deposicional do tipo dobras convolutas. A associação de fácies sugere um sistema deposicional fluvial de canais entrelaçados, associada a depósito de leques aluviais proximais, transportado por fluxos de detritos, com alta energia (Fácies Agcls), e associação de frente deltaica (Subfácies Agcls).
Fácies Agcm	Arenitos médios a grossos conglomeráticos, com estratificações cruzadas acanaladas de grande a médio porte e cruzadas planares de médio porte, com granodecrescência ascendente. Trata-se de um subarcóseo, que possui uma cor variando de branco-acinzentada, acinzentada-esverdeada e esverdeada, com estratificações cruzadas acanaladas de grande a médio porte e planares de grande a pequeno porte. Esta fácies apresenta características de zonas de borda de falha e está associada a um sistema fluvial entrelaçado (<i>braided</i>), associado a depósito de leques aluviais de clima árido ou semi-árido.
Fácies Agf	Arenitos grossos a finos, por vezes com níveis conglomeráticos, com granodecrescência ascendente, estratificações cruzadas acanaladas de médio e pequeno porte, planares de grande a pequeno porte. Corresponde a um quartzarenito na cor branco-acinzentada, amarelada, avermelhada e cinza-esverdeada; são pobremente selecionados nos níveis conglomeráticos, e moderadamente bem selecionados, nos níveis arenosos médios; os grãos são subangulosos a subarredondados. Corpos arenosos maciços e <i>climbing-ripples</i> ocorrem na Subfácies Ae, cujos grãos são mais finos, arredondados e bem selecionados, com evidência de retrabalhamento eólico, representada por bimodalidade. Ocorre também, clastos argilosos (<i>rip up mud clasts</i>) bem arredondado e de baixa esfericidade. com coloração verde e vermelha.

4.1.1 Fácies Agcls - Arenitos grossos a conglomeráticos com lobos sigmoidais

Trata-se de arenitos grossos a conglomeráticos, com intercalações de pelitos, cujo tamanho de grãos varia de areia fina a muito grossa (este último predominando), constituídos essencialmente por grãos de quartzo, angulosos a subarredondados e, subordinadamente, por feldspatos. Estes arenitos arcoseanos apresentam cores avermelhada, em virtude da presença de óxido de ferro e, às vezes, esbranquiçada.

As estruturas sedimentares mais freqüentes são estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte. Subordinadamente ocorrem cruzadas planares de pequeno porte, em geometria sigmoidal. Também encontram-se corpos arenosos de grande extensão lateral com aspecto maciço, compondo geometria tabular. Já nas porções pelíticas, são comuns estratificações onduladas.

Nos afloramentos 1 e 10, esta fácies ocorre em contato erosivo com rochas xistosas, bastante caulinizadas, do embasamento (Figura 8A). O pacote sedimentar apresenta ciclos granodecrescentes ascendentes, iniciados, na base, por níveis conglomeráticos com seixos predominantemente quartzosos, angulosos e imbricados, (sustentados por matriz arenosa) (Figura 8B). Sobrepostos a estes níveis, ocorrem arenitos grossos, pobremente selecionados, sustentados por matriz siltica-argilosa, constituídos dominantemente por grãos de quartzo, com sets de estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte, seguidas por arenitos médios com estratificações cruzadas planares de pequeno porte, de baixo ângulo, com gradação normal, evidenciando variações nos níveis de energia (Figura 8C).

Em geral, pode-se dizer que, a fácies mostra uma baixa maturidade mineralógica, evidenciada pela presença de uma grande quantidade de seixos de feldspatos.

A associação de fácies verificada sugere um sistema deposicional fluvial de canais entrelaçados (**Fácies Agcls**), no qual ocorre associada a depósito de leques aluviais proximais, evoluindo para uma fácies mediana ou distal dos leques, indicando proximidade da área fonte e transporte através de fluxos de detritos, com alta energia. As estratificações cruzadas planares e acanaladas associam-se a pequenas barras longitudinais; os paleopavimentos seixosos, por sua vez, indicam associação com depósitos residuais de canais, característico de ambientes fluviais.

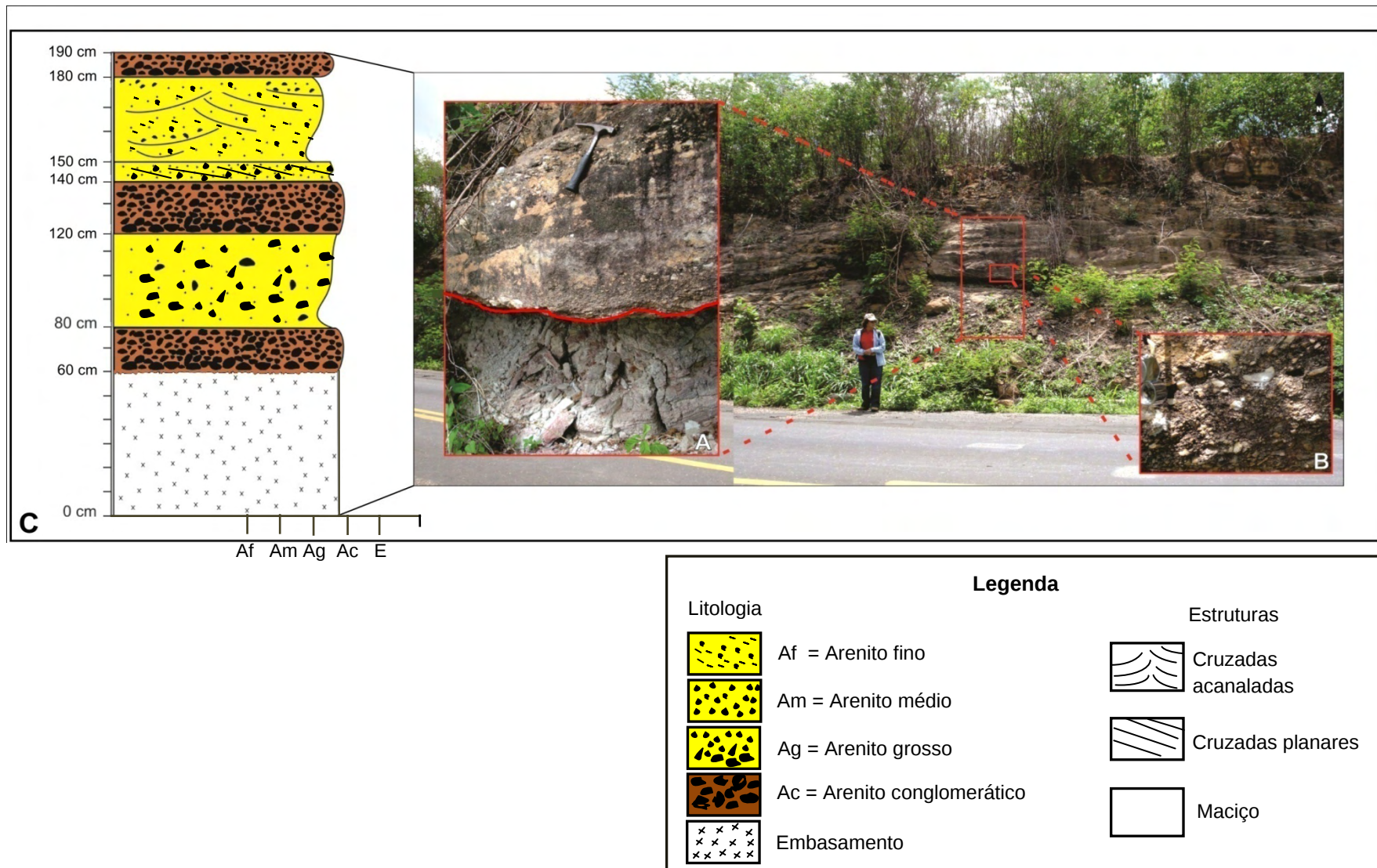


Figura - 8: Perfil estratigráfico do afloramento 1 e aspecto do arenito com geometria em lobos sigmoidais: A) Contato Mauriti/embasamento indicado pela linha vermelha; B) Nível conglomerático com seixos imbricados (Afloramento 1); C) Perfil estratigráfico do afloramento 1.

Embora seja interpretada como depósito de frente deltaica, por alguns autores, como Della Fávera (1984), por exemplo, a geometria sigmoidal também pode indicar depósito de acreção lateral dos rios entrelaçados. Quanto aos corpos maciços, estes permitem inferir planícies aluvionares com grande quantidade de carga arenosa e cascalhenta, depositada por processos episódicos de grande energia, que originaram corpos maciços pobremente selecionados, alternados com corpos de areias com estratificações cruzadas acanaladas.

Conglomerados maciços (**Fácies Gm e Gms**) são comuns na base da associação. Sobrepostos a esses conglomerados ocorrem, respectivamente, arenitos grossos a médios, que apresentam estratificações cruzadas acanaladas (**Fácies St**) e planares (**Fácies Sp**). De ocorrência menos comum, acham-se presentes também arenitos com geometria sigmoidal (**Fácies Ss**).

No afloramento 12, foram identificados ciclos de arenito com granulação média a fina, com padrão granodecrescente ascendente (Figura 9). Os arenitos apresentam estratificações cruzadas acanaladas e planares de médio a pequeno porte, com níveis conglomeráticos dispostos na base das laminais frontais (Figura 9A e B), com geometria sigmoidal. Localmente, dobras convolutas são observadas em direção ao topo dos estratos (Figura 9C).

A análise de parâmetros texturais (granulação, arredondamento e seleção) e de estruturas sedimentares, serviu como suporte, para caracterizar os arenitos do afloramento 12 como **Subfácies** da **Fácies Agcls**. O material dessa **Subfácies**, aqui denominada de **Subfácies Agcls**, apresenta-se com sedimentos mais finos, melhor selecionados, e arredondados, com estruturas pós-deposicionais e abundantes fragmentos líticos, em contraposição com o material da **Fácies Agcls** que possui alta porcentagem de material grosso, pobremente selecionado e poucos fragmentos de rochas.

Na **Subfácies Agcls**, estruturas de deformação, como dobras convolutas geradas por sobrecarga sedimentar pode estar associadas à rápida e volumosa deposição por gravidade, associada a processos de fluidização (**Fácies Sd**). A associação de frente deltaica também compõe sucessões de arenitos com estruturas deformacionais convolutas e de estratificações cruzadas acanaladas.

Segundo Fambrini *et al.* (2009), estruturas deformacionais são interpretadas como decorrente de ação de correntes subaquosas densas que provocam sobrecarga e deformações nas camadas não consolidadas de leito fluvial.

É importante destacar ainda que, a **Fácies Agcls** equivale a “Fácies “C” de Feitosa (1987) e, segundo a autora, apresenta características que sugerem a deposição em um sistema de leques aluviais.

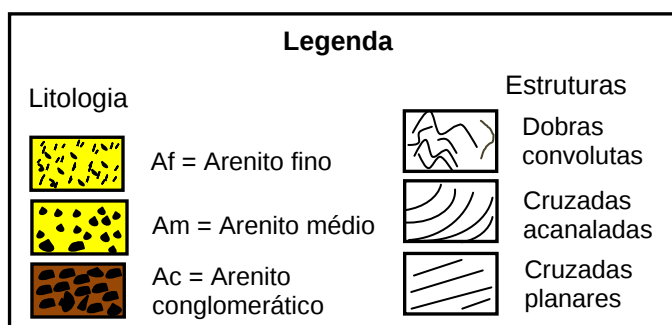
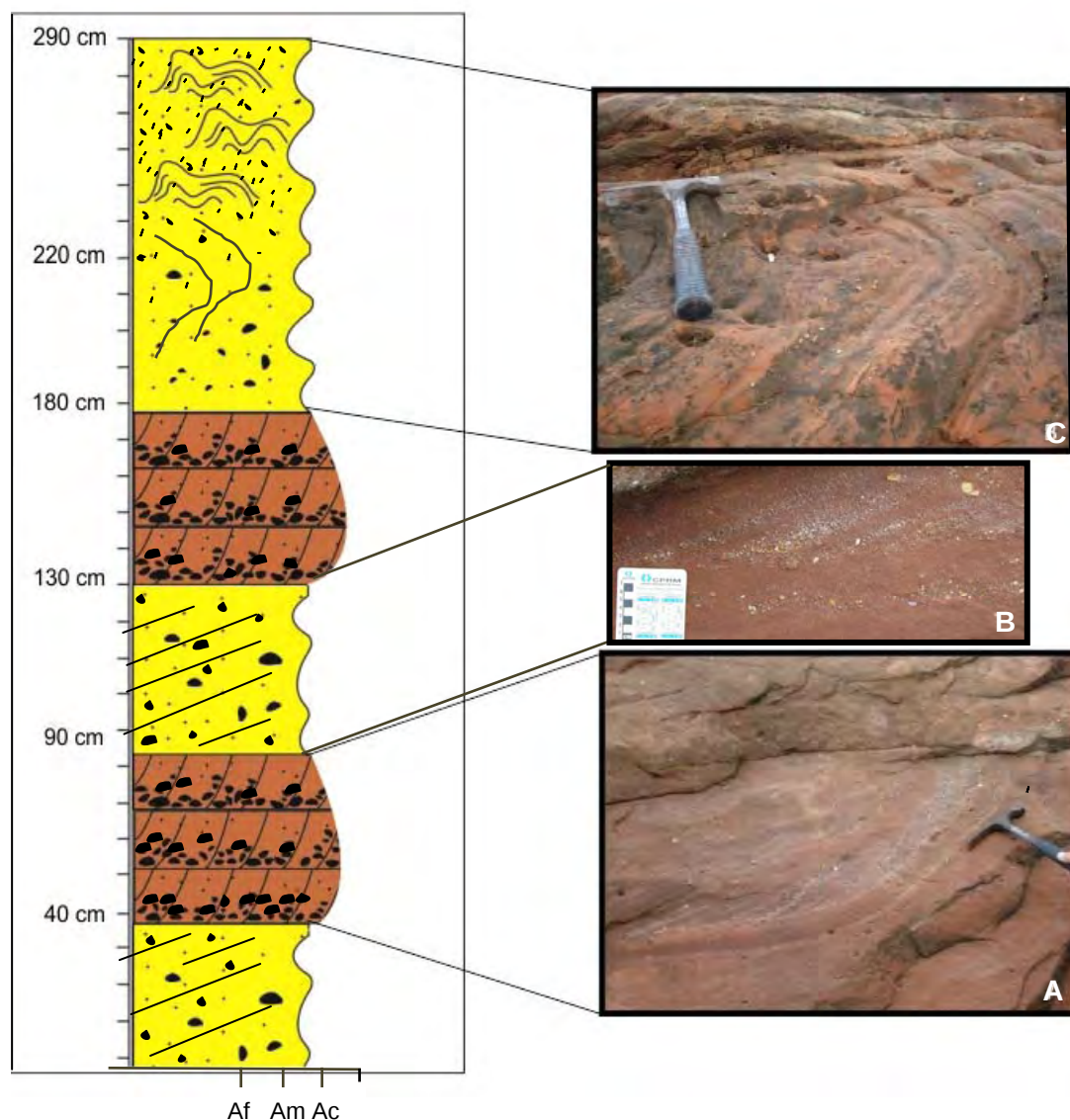


Figura - 9: Seção estratigráfica do afloramento 12, Subfácies Agcls. A) Estratificações cruzadas acanaladas de médio a pequeno porte, com níveis conglomeráticos na base das lâminas frontais; B) Estratificações cruzadas planares de pequeno porte, com níveis conglomeráticos na base das lâminas frontais; e C) Arenito médio a fino, com dobras convolutas.

4.1.2 Fácies Agcm - Arenitos médios a grossos conglomeráticos

A **Fácies Agcm** reúne arenitos médios a grossos conglomeráticos, com grãos variando de seixo até areia média, angulosos a subarredondados, compostos predominantemente por quartzo e subordinadamente por feldspatos e fragmentos líticos. Estas rochas possuem cor variando de branco-acinzentada, acinzentada-esverdeada e esverdeada, com estratificações cruzadas acanaladas de grande a médio porte com geometria em canal (Afloramento 3, Figuras 10 e 12B) e planares de grande a pequeno porte, com baixo ângulo de mergulho (Afloramentos 25 a 28, Figura 11).

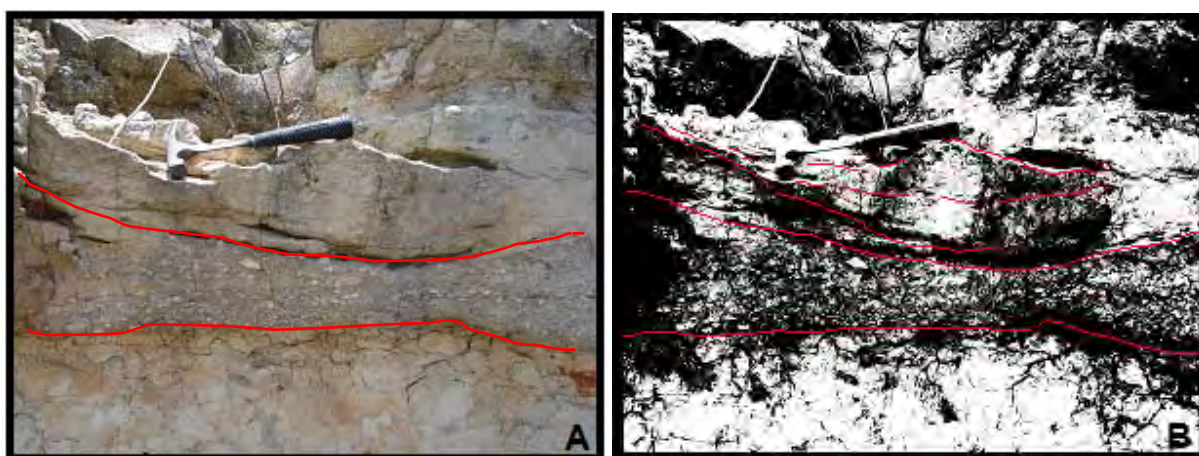


Figura 10: A) Arenito grosso a conglomerático, fraturado, com geometria em canal; e B) Imagem em contraste ressaltando as fraturas.



Figura - 11: A) Estratificações cruzadas planares de médio porte, em arenito com níveis conglomeráticos intercalados; B) Estratificações cruzadas planares de grande porte e baixo ângulo de mergulho (Afloramentos 25 e 28).

Nos afloramentos descritos, observam-se níveis conglomeráticos na base, sem estratificação (maciço) com clastos (grânulos e seixos, alguns com 60mm) pobremente selecionados, de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos do embasamento, angulosos a subarredondados. Em direção ao topo, ocorrem arenitos grossos, em ciclos granodecrescentes ascendentes, predominantemente quartzosos, com estratificações cruzadas acanaladas de grande a médio porte (Figura 12). Esta fácies, no Afloramento 3, está em contato brusco com rochas do embasamento cristalino, alterado e bastante fraturado (Figura 12A).

No afloramento 26, acham-se presentes, também, nódulos argilosos de coloração verde. Análise por difratometria de Raios-X constatou que tais nódulos, bem como a coloração esverdeada comum nessa fácies, são compostos por esmectita, e não por paligorskita, conforme descrito por Feitosa (1987).

Convém reforçar que esta fácies apresenta características de zonas de borda de falha, e que as camadas conglomeráticas constituem depósitos de correntes de alta energia.

A associação de fácies desses depósitos mostra características de um sistema fluvial entrelaçado (*braided*), associado a depósito de leques aluviais de clima árido ou semi-árido que podem ser considerados distributários do sistema fluvial. Estes litotipos são associados à porção proximal dos leques aluviais. Assim como ocorre com a **Fácies Agcls**, na **Fácies Agcm**, as estratificações cruzadas planares e acanaladas associam-se a barras longitudinais e os paleopavimentos seixosos, associam-se a depósitos residuais de canais.

Esta associação é composta predominantemente por arenitos conglomeráticos (**Fácies Gms e Gp**) a muito grossos, com estratificações cruzadas acanaladas (**Fácies St**) e planares (**Fácies Sp**), mostrando eventualmente seixos dispersos. É comum a presença de níveis com concentração de grânulos e seixos (quartzo), formando camadas de conglomerados da **Fácies Gt**, esta, por sua vez, ocorre associada à **Fácies Sp** ocupando os níveis mais basais das barras.

Cabe salientar ainda que, esta fácies corresponde à “Fácies A” de Feitosa (1987), denominada de arenito conglomerático e conglomerado polimítico. A presença dos níveis seixosos, segundo esta autora, pode indicar incursões das partes proximais ou médias de leques aluviais.

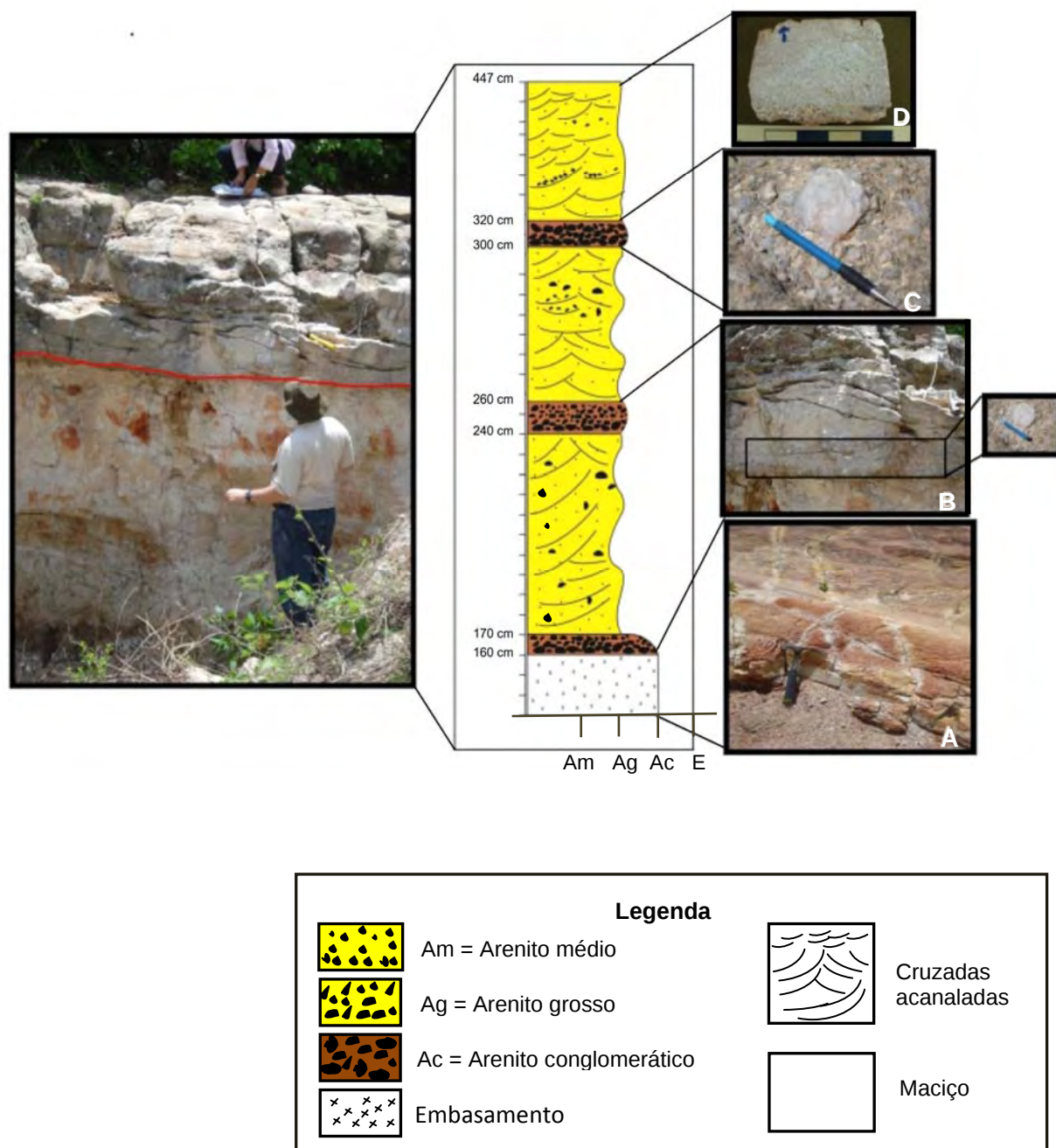


Figura - 12: Seção estratigráfica e detalhe do Afloramento 3, Fácies Agcm. A) Embasamento alterado; B) Arenito grosso fraturado, com detalhe do nível conglomerático com clasto de quartzo (60mm); C) Imensos clastos de quartzo; e D) Detalhe do arenito grosso.

4.1.3 Fácies Agf - Arenitos grossos a finos

A Fácies **Agf** é a mais bem representada em toda a área de estudo. É composta por arenitos com granulação variando de areia grossa a fina, por vezes com níveis conglomeráticos, com granodecrescência ascendente. Apresenta geometria tabular, uma coloração branco-acinzentada, amarelada, avermelhada e cinza-esverdeada. Esses arenitos

são pobremente selecionados nos níveis conglomeráticos, e moderadamente bem a bem selecionados, nos níveis arenosos médios a finos. São constituídos predominantemente por grãos de quartzo, subangulosos a subarredondados e, excepcionalmente, bem arredondados. Localmente são extremamente silicificados, principalmente nas proximidades com zonas de falhas e, em alguns afloramentos, apresentam-se bastante fraturados.

As estruturas sedimentares desta unidade são representadas por estratificações cruzadas acanaladas de médio e pequeno porte, planares de grande a pequeno porte (Figuras 13 A, B e C) e plano-paralelas de pequeno porte.

No afloramento 4, observam-se níveis de seixos quartzosos, na base das laminais frontais. Os arenitos do afloramento 5 apresentam-se intensamente avermelhados (em virtude da cimentação ferruginosa) e fraturados (Figura 13D).



Figura - 13: Arenitos da Fácies Agf. A) Estratificações cruzadas planares de grande a médio porte (Afloramento 14); B e C) Estratificações cruzadas planares de pequeno porte (Afloramentos 13 e 16, respectivamente). O arenito da figura B apresenta-se fraturado (setas); e D) Arenito avermelhado fraturado (setas), com cruzadas planares de pequeno porte (Afloramento 5).

Observam-se, no afloramento 11, estruturas de pequenos *grabens* e *horsts*, sendo os *grabens* preenchidos por conglomerados seixosos. Alguns seixos apresentam-se estirados e com aspecto de grãos provenientes de zonas de falhas (Figura 14).

No afloramento 18, os arenitos possuem estratificações cruzadas planares de grande e médio porte, de alto ângulo de mergulho, com *sets* frontais que atingem centímetros de espessura, estendendo-se por grandes distancias, com geometria lenticular. Níveis de seixos quartzosos ocorrem na base das estruturas e entre os *sets* frontais (Figura 15).

Ressalta-se ainda que, esses arenitos são de ocorrência esporádica, concentrando-se, principalmente em um corte de estrada da Transnordestina (Município de Missão Velha).

A Figura 16 mostra uma seção estratigráfica da Fácies Agf, com granodecrescência ascendente e alguns detalhes.

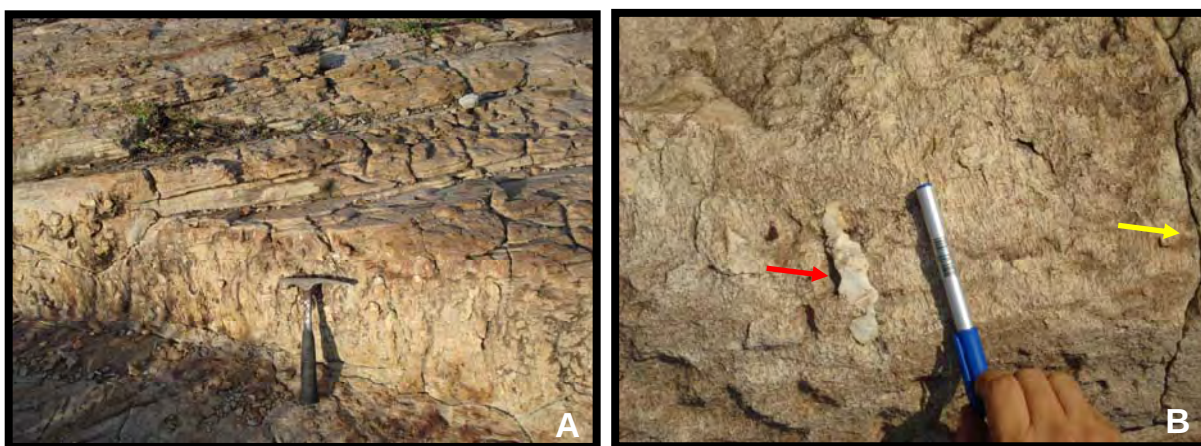


Figura - 14: A) Estruturas de pequenos *grabens*; e B) Rocha fraturada (seta amarela) com seixo estirado (seta vermelha), com aspecto de grão proveniente de zona de falha. Afloramento 11.

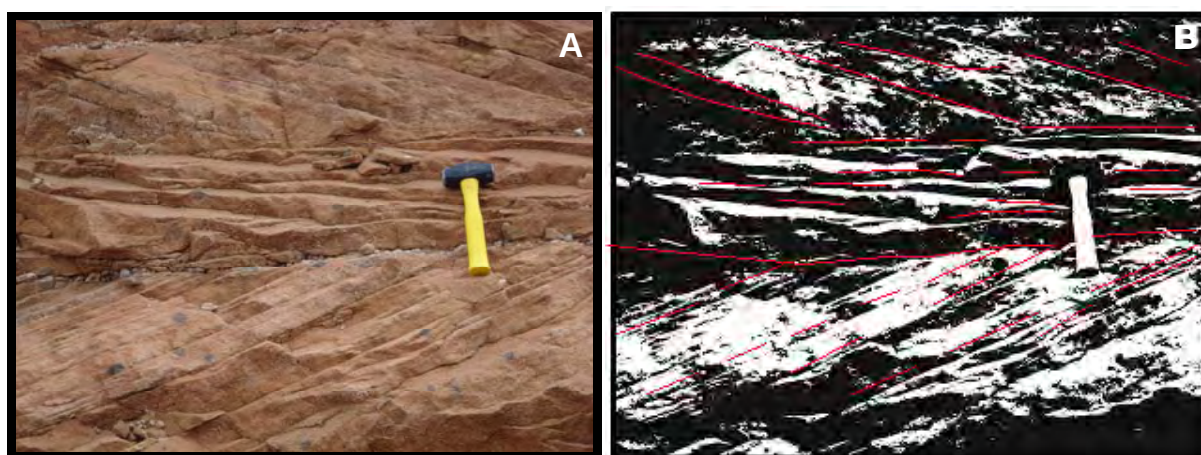
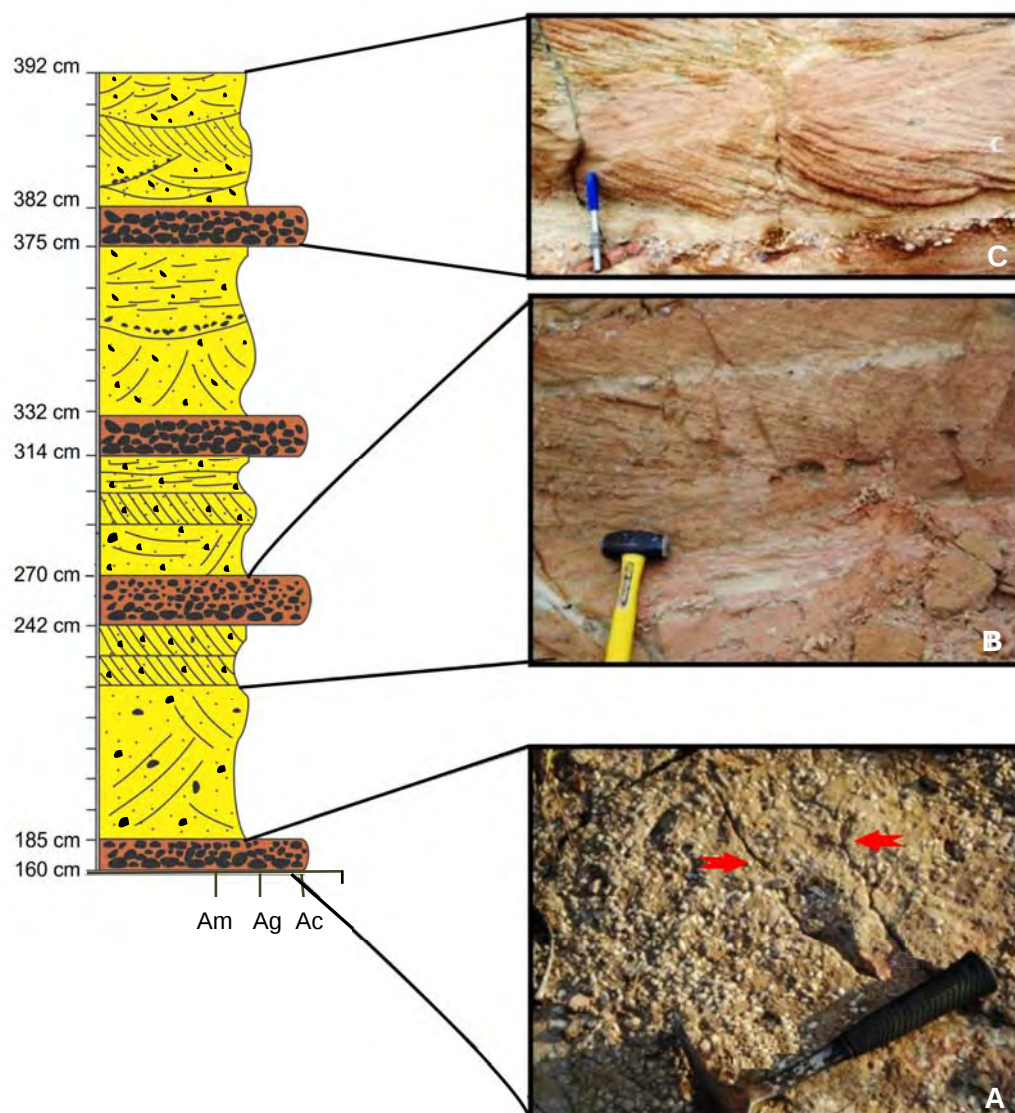


Figura - 15: Arenito com estratificações cruzadas planares da Fácies Agf (Afloramento 18). A) *Sets* com estratificações cruzadas planares de grande porte, de alto ângulo, com níveis conglomeráticos nas lâminas frontais; e B) Imagem em contraste ressaltando os *foresets* das estratificações.



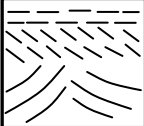
Litologia	Legenda	Estruturas
	Am = Arenito médio	 Cruzadas acanaladas
	Ag = Arenito grosso	 Cruzadas planares
	Ac = Arenito conglomerático	

Figura 16: Seção estratigráfica da Fácies Agf. A) Arenito conglomerático fraturado (setas); B) Arenito grosso com nível conglomerático e estratificações cruzadas planares; e C) Arenito médio com nível conglomerático e estratificações cruzadas planares e acanaladas de pequeno porte.

O afloramento 19 caracteriza uma subfácies dentro da **Fácies Agf**, onde ocorrem arenitos médios na base, moderadamente selecionados, passando gradacionalmente, no sentido do topo, para arenitos finos e siltitos, maciços, bem selecionados, com feição de retrabalhamento eólico, representados por bimodalidade textural, comprovada pela análise petrográfica de lâminas delgadas (Figura 17).

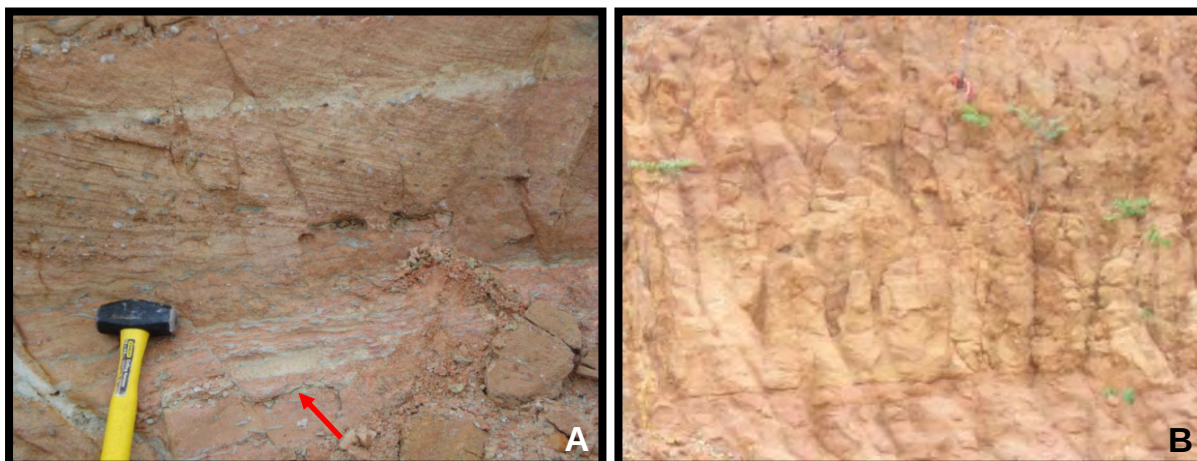


Figura - 17: Afloramento 19. A) Arenito médio na base, moderadamente selecionado (seta), com estratificações cruzadas planares de pequeno porte na parte superior; B) Arenito fino maciço, bem selecionado.

Essa subfácies, aqui denominada **Subfácies Ae (Arenito eólico)**, ocorrem em camadas de espessura métrica a centimétrica, em geometria tabular e continuidade lateral extensa. As estruturas sedimentares predominantes são estratificações cruzadas planares e acanaladas de pequeno porte (*vide* Figura 17A e 18A).

A seção da **Subfácies Ae**, no afloramento 19, contém na base, um arenito maciço com contato plano, com uma camada de argilito vermelho de espessura centimétrica, seguido por um nível conglomerático constituído por grânulos e seixos de quartzo, e clastos argilosos (*rip up mud clasts*) bem arredondado e de baixa esfericidade, com coloração verde e vermelha. Ocorrem laminações cruzadas cavalgantes (*climbing-ripples*) nos níveis de arenito fino, acompanhando as estratificações cruzadas planares de pequeno porte que encontram-se sobrepostas aos referidos *climbing-ripples*. Percebe-se também, nesse afloramento, microfalhas (estruturas rúpteis) centimétricas com feições de pequenos *grabens* e *horsts* (Figura 18).

As microfalhas ocorrem associadas às bandas de deformação, afetando os arenitos. Provavelmente, as bandas de deformação, por sua vez, estão associadas à evolução de uma zona de falha de caráter regional. É importante enfatizar que as bandas de deformação e as microfalhas podem influenciar a percolação de fluidos hidrotermais (Figura 19).

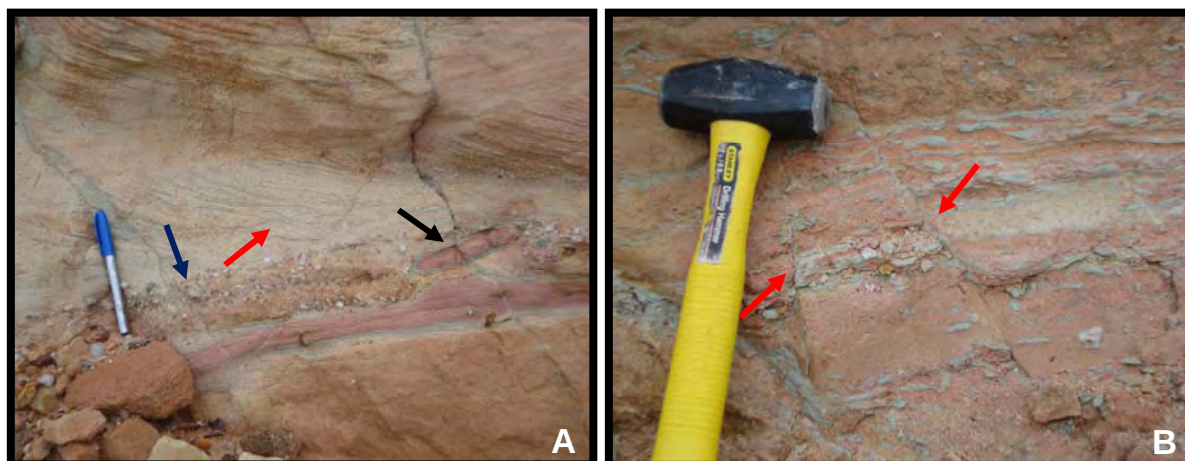


Figura - 18: Afloramento 19. A) Arenito com estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno porte, *rip up mud clasts* (seta preta), laminações cruzadas cavalgantes (*climbing-ripples*) (seta vermelha) e nível conglomerático (seta azul); e B) Microfalhas gerando pequenos *grabens* e *horsts* (setas).

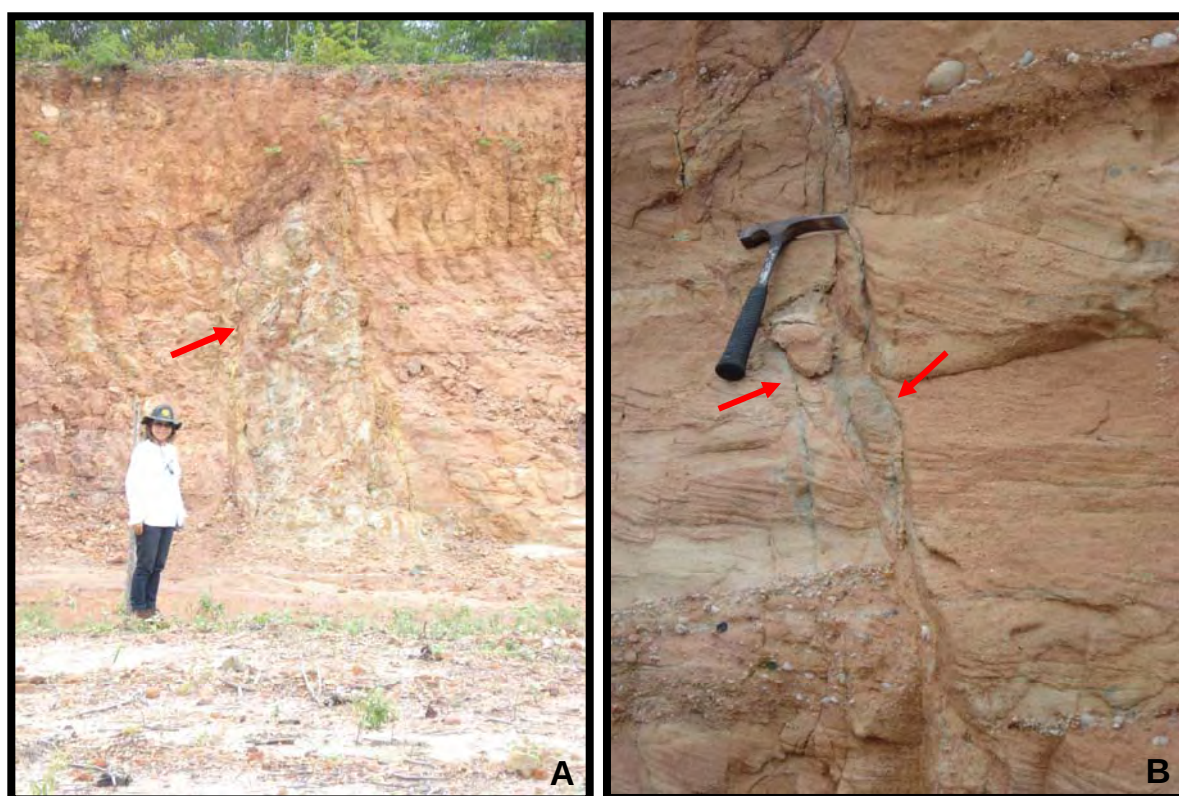


Figura - 19: Afloramento 19. A) Aspecto do afloramento. A seta mostra percolação de fluidos hidrotermais; e B) Arenito com fraturas preenchidas por sílica (setas), provavelmente devido à percolação de fluidos hidrotermais.

Os afloramentos 20, 21 e 22 reúnem arenitos maciços com granulação média a grossa, com coloração cinza, bastante silicificados, com níveis conglomeráticos. É bastante comum, no afloramento 22, a presença de bandas de deformação com bandas entrelaçadas de espessura centimétrica e de pequena escala. As fraturas preenchidas por sílica (bandas entrelaçadas) podem ser atribuídas à percolação de fluidos hidrotermal, em uma zona de falha (Figura 20). Contudo, é necessário salientar que ainda carece de estudos que possibilite definir com maior precisão a origem dessa sílica, tendo em vista que, o objetivo desse trabalho não é enfocar caracterização de elementos deformacionais de falhas, como bandas de deformação.

No entanto, é importante mencionar que para alguns autores, como Aydin (1978), bandas de deformação são pequenas falhas que se desenvolvem em materiais granulares e porosos, sendo uma das estruturas mais comuns encontradas em arenitos. Para Borba (1996), estes processos de deformação apresentam, sob o relevo, feições acentuadas, com cores esbranquiçadas, devido ao fraturamento dos grãos de quartzo.

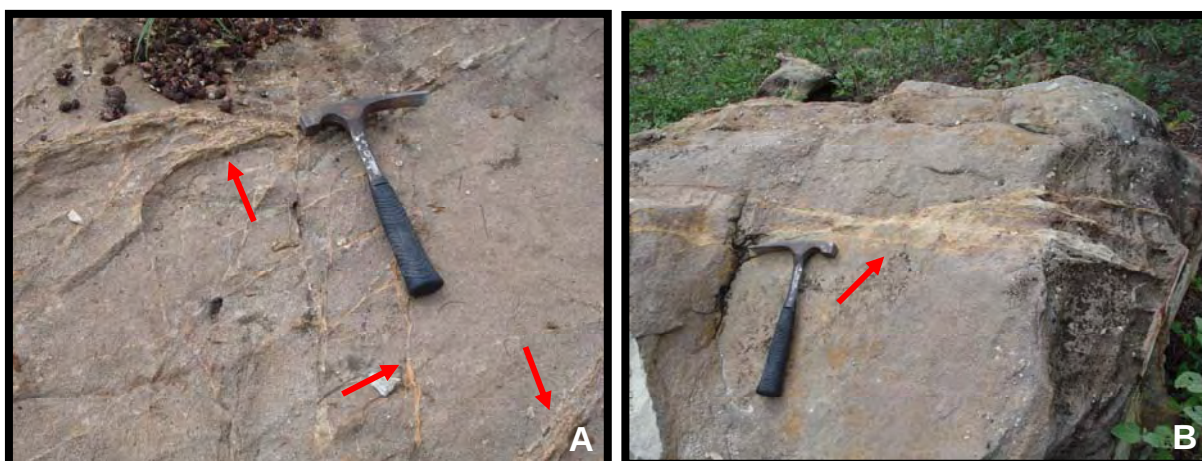


Figura - 20: A e B) Arenito silicificado com fraturas preenchidas por sílica (setas) e grãos de seixos dispersos (afloramento 22).

Os litotipos da **Fácies Agf** são característicos de depósitos de regime de energia moderada; associam-se a preenchimento de canal fluvial de padrão entrelaçado (parte mediana) e depósitos de topo de barras (sedimentos mais finos com estratificações cruzadas de baixo ângulo). Por sua vez, a **Subfácies Ae** pode estar associada a depósitos de rompimento de diques marginais e depósitos eólicos (retrabalhamento de sedimentos fluviais).

O ciclo da **Fácies Agf** começa com arenitos grossos a médios, por vezes conglomeráticos, com estratificações cruzadas acanaladaas (**Fácies St**) e/ou planares (**Fácies Sp**), muitas vezes contendo seixos de quartzos dispersos. Em direção ao topo, os arenitos mantêm-se com litologia dominante, porém, com variação textural de granodecrescência ascendente, com granulação média a fina e presença constante das **Fácies St e Sp**, sendo que, localmente ocorre estratificação plano-paralela (**Fácies Sh**). Embora menos comum, a **Subfácies Ae** associa-se as litofácies **Sl** e **Se** (com ondulações) e a depósitos de lençóis de areia eólicos, em virtude do retrabalhamento de sedimentos fluviais. Vale ressaltar ainda que, esta fácies corresponde à fácies B de Feitosa (1987).

Com base na proposta de Miall (1978), foi possível identificar 11 litofácies principais na Formação Mauriti, descritas na Tabela 3.

Para caracterização das unidades deposicionais, Miall (1985), propõem um novo modelo usando um método de análise de fácies, denominada de Análise dos elementos de Arquitetura, onde o autor caracteriza oito elementos arquiteturais, os quais são classificados como: canal (CH), forma de leito do tipo barras conglomeráticas (GB), depósitos de fluxos gravitacionais (SG), forma de leito arenosa (SB), macroforma de acreção frontal (DA), depósito de acreção lateral (LA), lençóis de areias laminados (LS) e depósitos de finos de planície de inundação (OF). Entretanto, adicionou-se nesse trabalho, um elemento extra que reúne fácies interpretada como gerada por processos eólicos, totalizando nove elementos arquiteturais. Um resumo desses elementos arquiteturais encontra-se na Tabela 4.

Tomando como base esses elementos arquiteturais da Tabela 4, e comparando com a proposta de sistema fluvial entrelaçado de Walker e Cant (1984), percebe-se que na área estudada ocorrem cinco elementos arquiteturais dos oito definidos por Miall (1985), sendo eles: formas de leito tipo barras conglomeráticas (GB), formas de leito arenosas (SB), sedimento de fluxo gravitacional (SG), macroformas de acreção frontal (DA) e depósito de acreção lateral (LA).

A caracterização das fácies e subfácies, anteriormente descritas, bem como as associações de fácies, permitem reconhecer que os arenitos estudados apresentam evidências de que foram depositados por sistema fluvial entrelaçado (*braided*), associado a um sistema de leques aluviais de clima semi-árido. Desta forma, é possível se admitir que esses arenitos sejam de fato, de sistema fluvial entrelaçados, conforme proposto por Feitosa (1987).

Tabela 3 – Principais litofácies identificadas nos arenitos da Formação Mauriti e suas características. Os códigos apresentados na primeira coluna correspondem à proposta da nomenclatura de Miall (1978). *Subfácies que ocorrem subordinadas.

Código de Litofácies	Fácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gms	Conglomerados maciços, suportado por matriz	Agradacional	Depósitos de fluxos de detritos
Gm	Conglomerados pobremente acamados, com seixos	Acamamento horizontal, imbricação	Barras longitudinais, depósitos residuais, depósitos tipo peneira (sieve)
Gt	Arenitos grossos a conglomeráticos	Estratificações cruzadas acanaladas e tabulares	Preenchimento de canais
Gp	Arenitos grossos, com níveis conglomeráticos	Estratificações cruzadas tabulares	Barras longitudinais, crescimento deltaico de antigas barras remanescentes
St	Arenitos grossos a médios	Estratificações cruzadas acanaladas isoladas ou agrupadas	Dunas (regime de fluxo inferior)
Sp	Arenitos muito grossos a médios	Estratificações cruzadas tabulares isoladas ou agrupadas	Barras lingóides transversais e ondas de areia (regime de fluxo superior)
*Sd	Arenitos finos a médios	Estruturas deformacionais, como laminações convolutas	Depósitos gerados por sobrecarga sedimentar, associados à rápida e volumosa deposição por gravidade e processos de fluidização
Sh	Arenitos médios a finos, maciços	Estratificações cruzadas tabulares e plano-paralelas	Fluxo acamado planar (regime de fluxo superior)
Sl (*Ae)	Arenitos siltíticos, finos a médios, intercalados com horizontes pelíticos, bem selecionados e arredondados	Estrutura maciça, estratificações cruzadas de baixo ângulo, <i>climbing-ripples</i> e laminações granulométricas bimodais	Preenchimento de sulcos, erosão de topo de dunas, antidunas e depósitos de lençóis de areia eólicos, em virtude do retrabalhamento de sedimentos fluviais
Se	Arenitos médios	Estratificações cruzadas tabulares, sulcos erosionais, com intraclastos	Preenchimento de sulco
Ss	Arenitos médios a finos	Lobos sigmoidais	Preenchimento de sulco

Tabela 4 – Síntese dos Elementos Arquiteturais de Depósitos Fluviais. Modificado de Maill (1985). *LE (elemento extra).

Elementos Arquiteturais	Símbolos	Principais assembléias de litofácies	Geometria e relacionamento
Canais	CH	Várias combinações	Interdigitação, lente ou camadas; base erosional, côncava para cima; escala e forma altamente variáveis, superfícies internas de erosão secundárias côncavas para cima são comuns
Formas de leito tipo barras conglomeráticas	GB	Gm, Gp, Gt	Lente, lençol; corpos geralmente tabulares; geralmente interdigitado com SB
Formas de leito arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl Sr, Se, Ss	Lente, camada, lençol, cunha; ocorre com o preenchimento de canal, <i>crevasses splays</i> , topo de barras
Macroformas de acreção frontal	DA	St, Sp, Sh, Sl Sr, Se, Ss	Lente repousando em superfície plana ou base dos canais, com superfícies internas de segunda ordem convexas para cima e superfícies limitantes superior
Depósitos de acreção lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl Se, Ss; sendo menos comum Gm, Gt e Gp	Cunha, camadas, lobo; caracterização por superfícies internas da acreção lateral
Sedimento de fluxo gravitacional	SG	Gm e Gms	Lobo, camada; tipicamente interdigitados com GB
Lençóis de areia eólicos	*LE	Ae	Retrabalhamento de barras arenosas por processos eólicos
Lençóis de areia laminados	LS	Sh, Sl; St menor proporção de Sp, Sr	Camada e lençol
Depósitos finos de planície de inundação	OF	Fm, Fl	Lençóis finos a grossos; geralmente interdigitados com SB; pode preencher canais abandonados

4.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

4.2.1 EMBASAMENTO

Como já mencionado no capítulo que se refere à geologia regional da Bacia do Araripe, o embasamento desta bacia é constituído por terrenos metassedimentares, metavulcanossedimentares, gnáissicos, migmatíticos e graníticos.

Os tipos litológicos identificados no embasamento da bacia na área estudada foram: **quartzó monzonito**, **biotita-filito**, **quartzó filito**, **gnaisse** e **quartzó-xisto**.

É importante ressaltar que os afloramentos do embasamento foram definidos sem nível de detalhe macroscópico, sendo enfocados apenas os componentes principais que constitui as rochas do referido embasamento.

4.2.1.1 Quartzó Monzonito

Estas rochas encontram-se localizadas na cidade de Juazeiro do Norte, nas proximidades do Horto, porção nordeste da Bacia, em contato com a Formação Mauriti (afloramento 29). Este granito apresenta uma textura granular hipidiomórfica, com tons cinza rosado, constituído por hornblenda comum (10%), biotita (10%), epidoto (03%), titanita (03%), microclina (30%), mirmequita (30%), quartzó (09%) e plagioclásio (05%). Os minerais acessórios estão representados pelo zircão, titanita, apatita e óxidos de ferro (Figura 21). Esta rocha é rica em microclina, com cristais anedrais de quartzó; apresenta-se holocristalina, com tamanho de cristais médio a grosso.

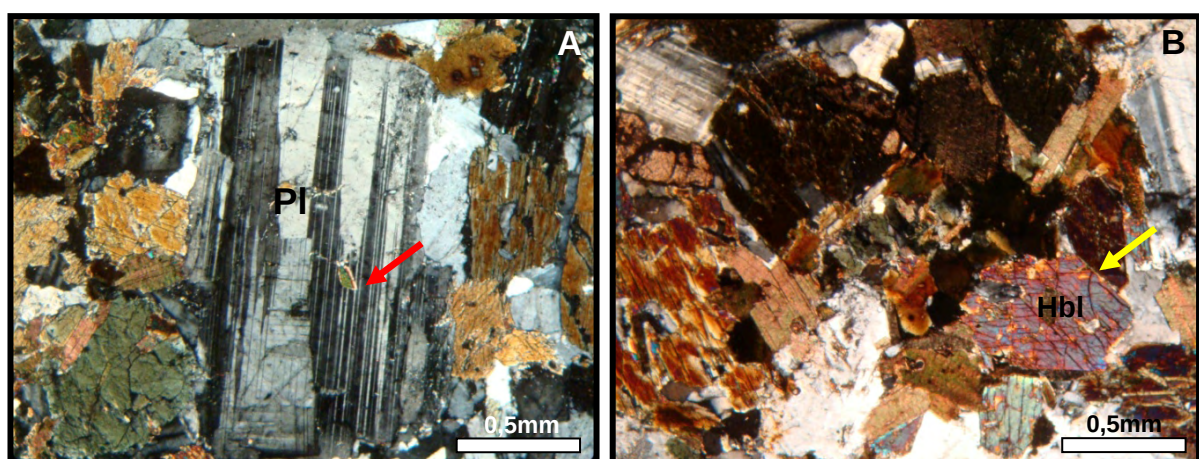


Figura - 21: Fotomicrografia do quartzó monzonito. A) Fenocristal de plagioclásio com sua geminação polissintética (seta) (5X - NC); e B) Cristal de hornblenda mostrando sua clivagem formando um ângulo aproximado de 120° (seta) (5X - NC).

4.2.1.2 Biotita-filito

A presença deste tipo de rocha é muito comum na área, aflorando principalmente, na localidade Conceição (Umburana), próximo ao Município de Mauriti e Sítio Caldeirão, Município de Missão Velha (afloramento 30). Apresenta uma textura lepidoblástica, constituída pelos seguintes minerais: clorita (5%), biotita verde (75%), quartzo (10%) e opacos (09). Corresponde a uma rocha metamórfica de baixo grau (Figura 22). A rocha apresenta um aspecto milonitizado com minerais estirados marcando uma foliação.

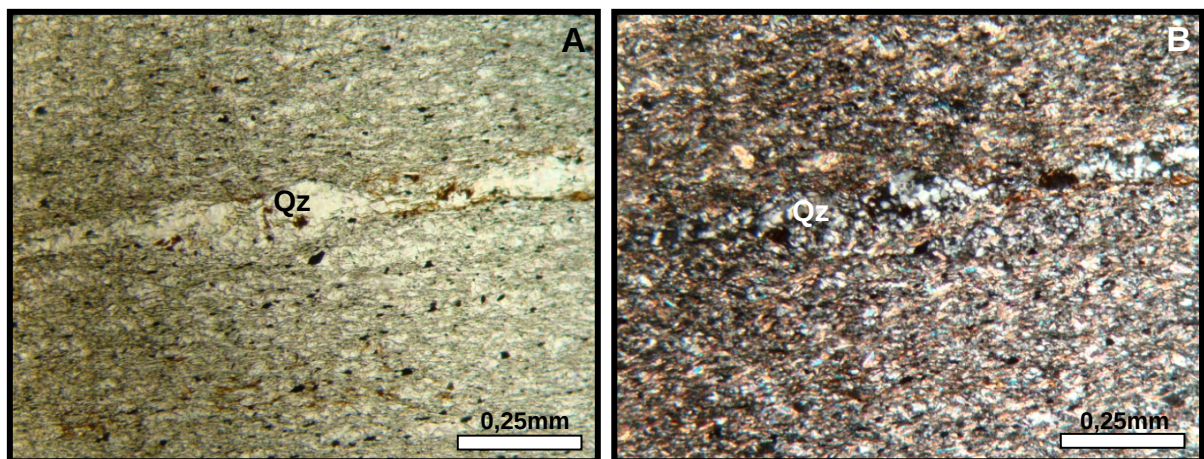


Figura - 22: Fotomicrografia (A e B) da rocha biotita filito com fratura preenchida por veio de quartzo e por provável óxido de ferro (10X - N// e 10X - NC, respectivamente). Observam-se cristais estirados e orientados.

4.2.1.3 Quartzo-filito

Este tipo litológico foi observado no afloramento 31. Trata-se de uma rocha metamórfica de baixo grau, cuja textura é lepidoblástica e microporfioblástica (Figura 23). Sua composição mineralógica é constituída por muscovita (70%), quartzo (15%), opacos (08%) e pelos acessórios turmalina e hematita. A rocha apresenta algumas fraturas preenchidas por óxido de ferro e veios de quartzo. Estes veios mostram-se paralelos à foliação da rocha e com extinção ondulante.

Vale salientar ainda que, próximo a esse afloramento, ocorre também, rocha metamórfica de alto grau do tipo gnaiss, com estrutura bandada, constituída principalmente por quartzo e feldspatos. Alguns gnaisses encontram-se fraturados, cujas fraturas, às vezes são preenchidas por veios de pegmatitos.

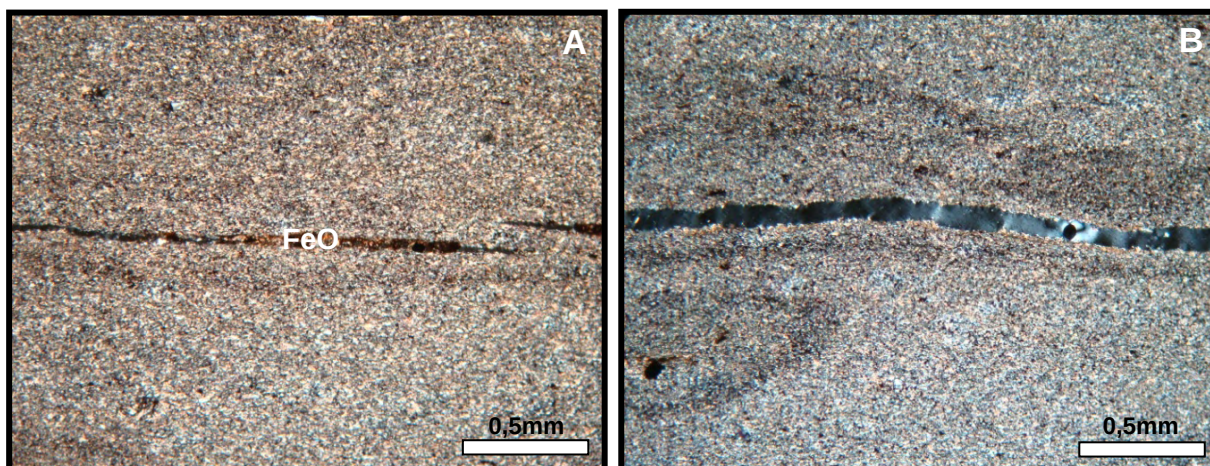


Figura - 23: Fotomicrografia do quartzo fítilo. A) Rocha com fratura preenchida óxido de ferro (5X - N//); e B) Rocha com fratura preenchida por veio de quartzo com extinção ondulante (5X - NC).

4.2.1.4 Gnaiss

Esta rocha está exposta nas proximidades do Município de Nova Olinda. Sua textura é porfiroblástica e os minerais constituintes são representados pelo quartzo (50%), feldspatos (microclina e micropertita com 25%, plagioclásio com 25%), biotita (10-13%), opacos e zircões (5%). Esta rocha apresenta como minerais acessórios: clorita, granada, anfibólio, opacos, epidoto, entre outros (Figura 24). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante, indicando, provavelmente, que sofreu um processo inicial de deformação. Por vezes, observa-se na lâmina, a presença de uma massa amarronzada, provavelmente argilosa.

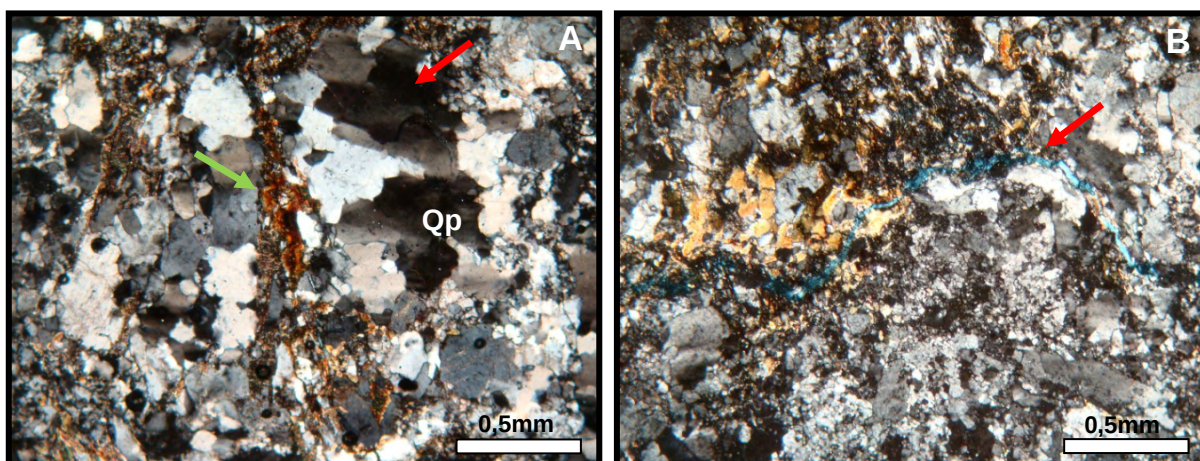


Figura - 24: Fotomicrografia mostrando aspectos do gnaiss. A) Quartzo policristalino (Qp) com extinção ondulante (seta vermelha), contatos suturado, côncavo-convexo e reto, além de uma massa amarronzada (? , seta verde) (5X - NC); e B) Pequenos cristais de quartzo mono e policristalino, massa amarronzada (?) e fratura (cor azul) originando porosidade (seta) (5X - NC).

4.2.1.5 Quartzo-xisto

Corresponde a uma rocha metamórfica bandada de médio a alto grau, com foliação e textura lepidoblástica, com predomínio de quartzo entre seus minerais constituintes. Esta rocha é composta pelos seguintes minerais: muscovita (20-30%), quartzo (45%), biotita (05-10%), opacos (05-10%) e epidoto (05%). Este tipo litológico aflora próximo ao Município de Mauriti, na localidade de Conceição (Figura 25).

Os cristais de quartzo que são predominantes apresentam extinção ondulante, indicando, provavelmente, o início de um processo de deformação.

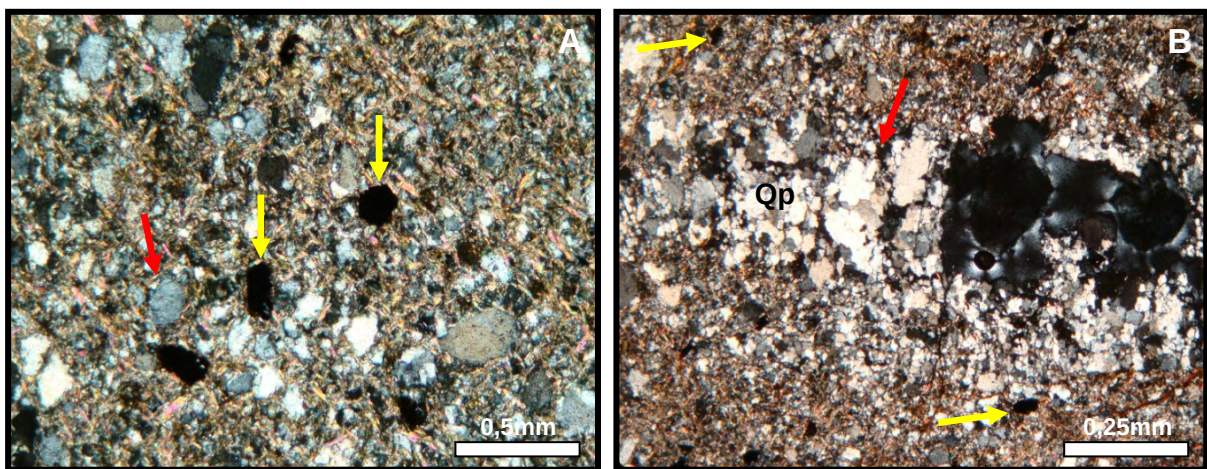


Figura - 25: Fotomicrografia da rocha quartzo xisto. A) Observam-se grãos de quartzo (setas vermelhas) e de minerais opacos (setas amarelas) (5X - NC); e B) Destacam-se grão de quartzo policristalino (Qp) (seta vermelha) e minerais opacos (setas amarelas) (10X - NC).

4.2.2 ARENITOS DA FORMAÇÃO MAURITI

Os parâmetros petrográficos analisados foram: composição detrítica, tipo de extinção, granulação, seleção e arredondamento de grãos, índice de empacotamento, maturidades textural e mineralógica, e matriz-cimento. Todos os constituintes da rocha (grãos, poros, matriz e cimento), foram contados levando-se em consideração o volume total das rochas.

A descrição detalhada dos tipos de matriz, cimento e outros constituintes diagenéticos, bem como o tipo de porosidade, serão abordados no subcapítulo de diagênese. Quanto à proveniência dos arenitos da Formação Mauriti, será reportada no subcapítulo de proveniência.

4.2.2.1 TEXTURA E COMPOSIÇÃO

4.2.2.1.1 Fácies Agcls - Arenitos grossos a conglomeráticos com geometria sigmoidal

Nestes arenitos, com tamanho dos grãos entre 1.8 e 0.6 mm, subangulosos a subarredondados e mal selecionados, o quartzo constitui o mineral predominante, com média de 86.92%, apresentando-se tanto na forma monocristalina (85.22%), com extinção ondulante, como policristalina (1.7%), com extinção fortemente ondulante, e às vezes imediata (reta). O quartzo é representado pelos tipos plutônico, vulcânico, metamórfico e quartzo de veio, este último, caracterizado por inclusões fluidais (vacúolos) (Figura 26).

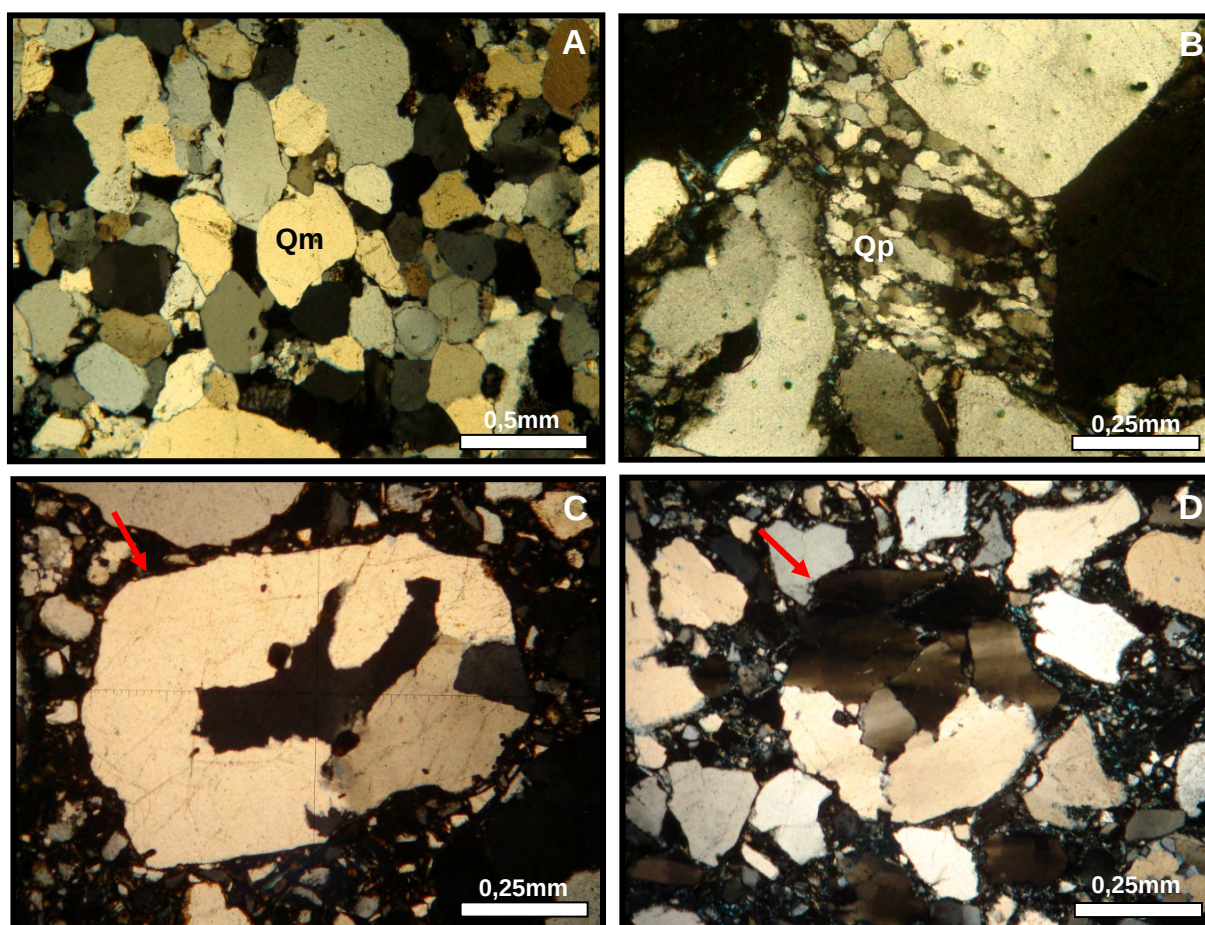


Figura - 26: Microfotografia apresentando grãos de Quartzos. A) monocristalino plutônico (Qm), com extinção imediata (5X - NC); B) policristalino (Qp) de origem metamórfica, com extinção fortemente ondulante, em forma equante e alongada (10X - NC); C) Monocristalino vulcânico (seta) (10X - NC); e D) policristalino plutônico (seta) (10X - NC).

Em geral, os grãos monocristalinos são maiores do que cada indivíduo que constitui o conjunto policristalino. Alguns apresentam inclusões de zircão, turmalina, rutilo, muscovita e titanita; comumente, mostram-se com pequenos vacúolos (ou inclusões fluidais) que, geralmente, se origina em baixa temperatura, como veios hidrotermais.

Muitos grãos de quartzo monocristalinos encontram-se fraturados e algumas dessas fraturas estão preenchidas por óxido/hidróxido de ferro e sílica, outras apresentam-se sem preenchimento, gerando porosidade secundária por fraturamento. É importante enfatizar que, tanto os quartzos mono quanto os policristalinos mostram golfos de corrosão (Figura 27).

Os grãos policristalinos exibem formas equantes e alongadas ligados por contatos retos a crenulados. Eles são de origem predominantemente metamórfica de alto grau e, subordinadamente, ígnea, com extinção ondulante (*vide* figuras 26B e D).

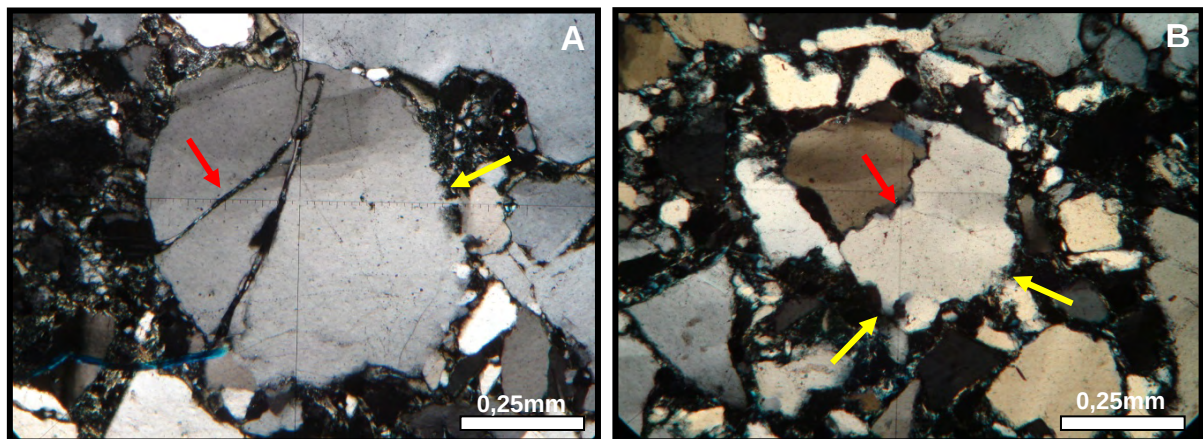


Figura - 27: Fotomicrografia apresentando grãos de Qz. A) Grão de quartzo monocristalino fraturado (seta vermelha), sem preenchimento, originando porosidade secundária, e com golfos de corrosão (seta amarela) (10X - NC); e B) Grãos de quartzo monocristalinos com contatos suturados (seta vermelha) e golfos de corrosão (setas amarelas) (10X - NC).

Subordinadamente ocorrem grãos de feldspatos como segundo componente detrítico mais abundante, com uma média de 5.5%. O tipo de feldspato mais comum nessa fácies é o K-feldspato, representado principalmente pela microclina; em segundo lugar, pelo plagioclásio, seguido do ortoclásio e pertita. A maioria encontra-se bem preservados, no entanto, outros mostram-se fraturados, sericitizados e argilizados (Figura 28). Às vezes, alguns plagioclásios apresentam-se dissolvidos com intensidades variadas. É comum os grãos de ortoclásio apresentarem crescimento secundário, ressaltado pelo aspecto límpido nas bordas.

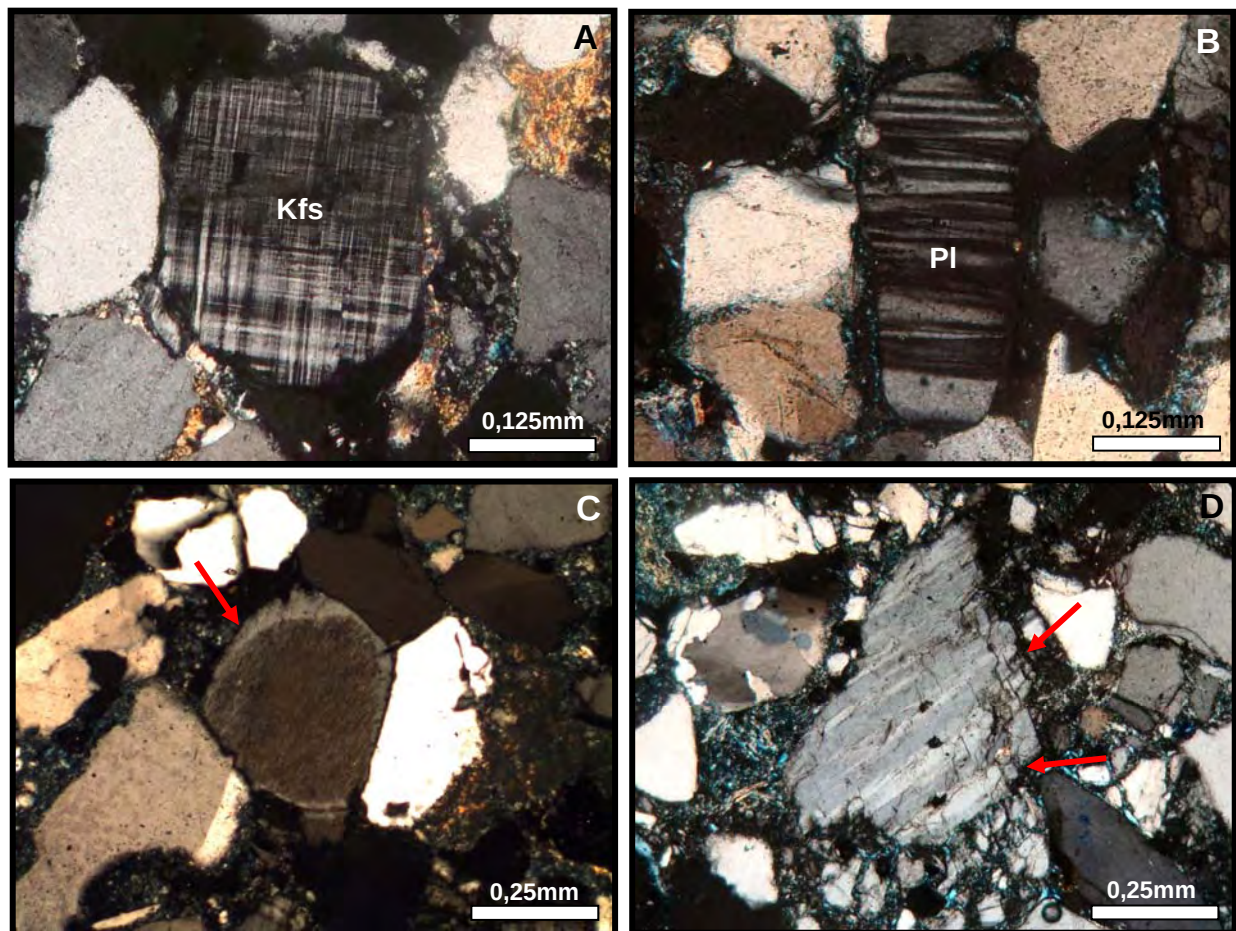


Figura - 28: Fotomicrografia mostrando a variedade composicional dos grãos feldspáticos. A) Microclina fraturada (20X - NC); B) Plagioclásio bem conservado (20X - NC); C) Ortoclásio com crescimento secundário (seta) (10X - NC); e D) Pertita com fraturamento nos bordos (setas) (10X - NC).

Quanto aos fragmentos de rocha, estes perfazem cerca de 1.64% do arcabouço e são representados principalmente pelo *chert*, com tamanhos variados e grãos subarredondados, seguido de fragmentos de rochas vulcânicas, metamórfica (gnaisse) e alterito (Figura 29). De forma pouco representativa, mas também presente, ocorrem fragmentos de quartzitos (rocha metamórfica) e traços de intraclastos argilosos compactados como pseudomatrix.

Nessa fácies predominam os fragmentos de rocha metamórfica (gnaisse) e vulcânicas. Os fragmentos líticos possuem dimensões maiores que os demais componentes do arcabouço, provavelmente, indicando proximidade da área fonte.

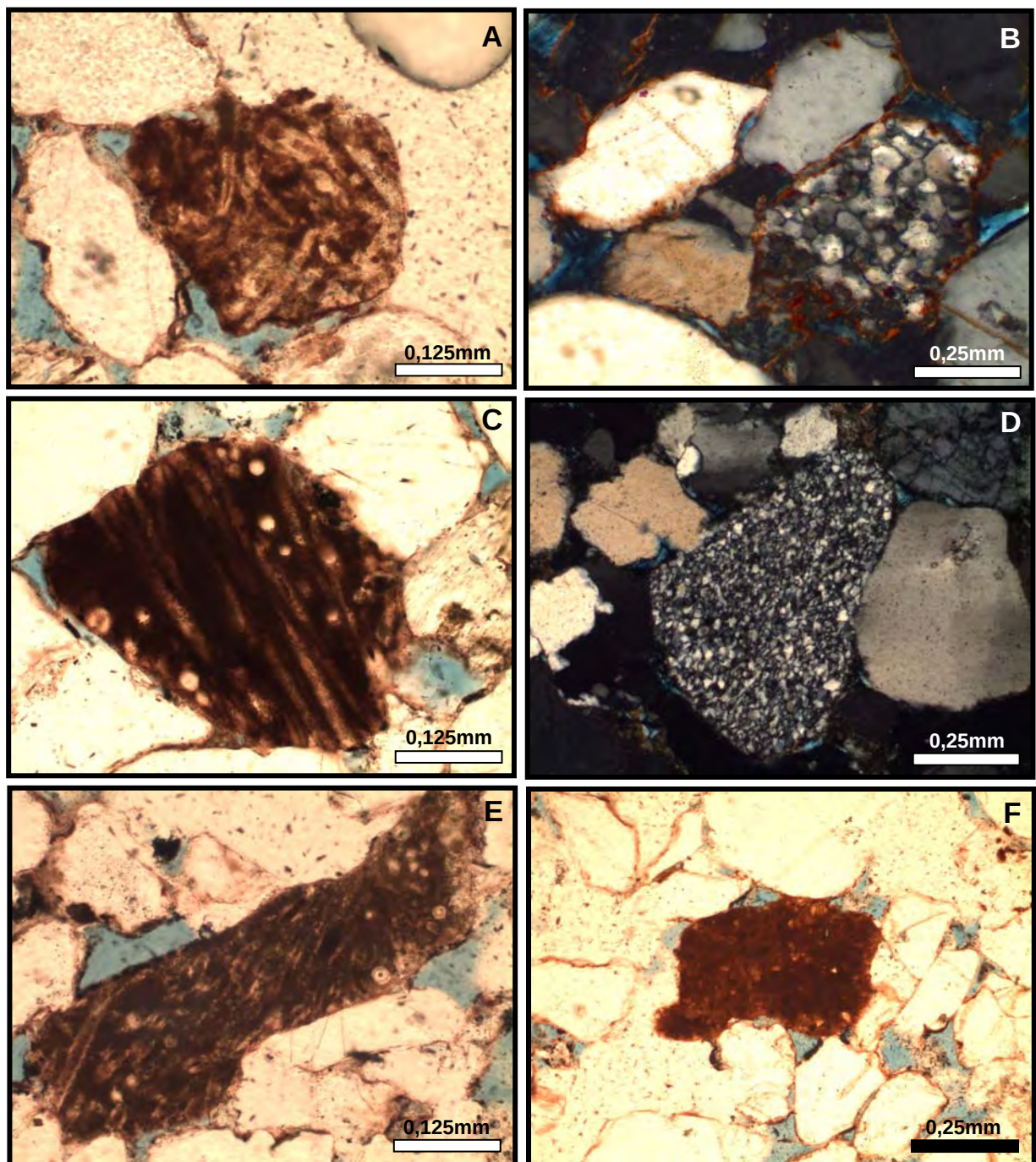


Figura - 29: Fotomicrografia de fragmentos de rochas. A) Rocha vulcânica alterada (20X - N/I); B) Rocha quartzito (10X - NC); C) Rocha vulcânica alterada (20X - N/I); D) *chert* (10X - NC); E) Rocha vulcânica alterada (20X - N/I); e F) Alterito (10X - N/I).

Os minerais acessórios mais frequentes são os opacos (hematita e pirita) com média de 4%, muscovita com aproximadamente 0.78%, anatásio que perfaz 0.38% e zircão com uma média de 0.33%. Também ocorrem, em menores proporções, titanita (0.16%), anfíbólio (0.1%), biotita (0.11%), epidoto (0.03%), turmalina (0.02%) e calcedônia (0,01) (Figura 30).

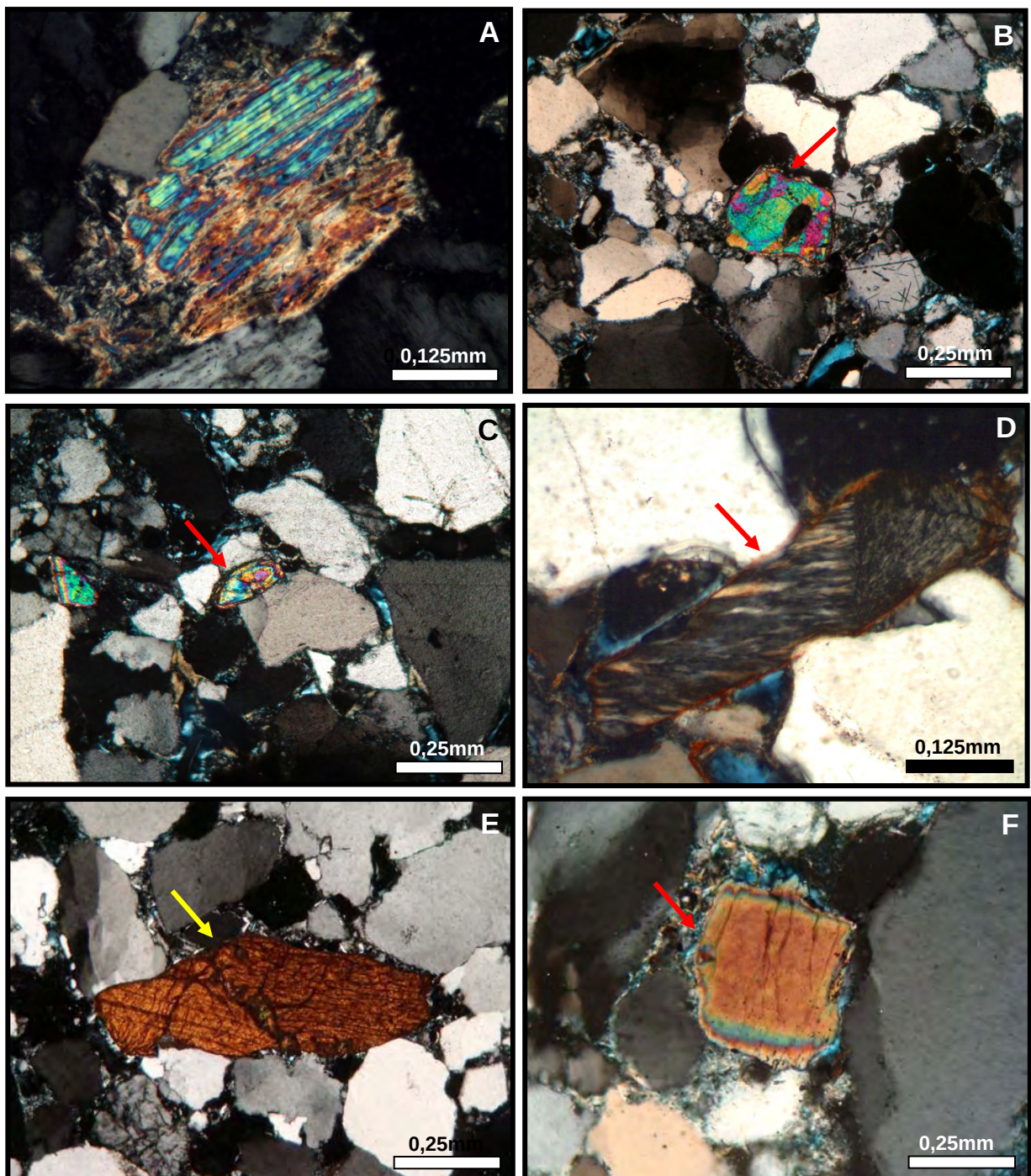


Figura - 30: Fotomicrografia dos minerais acessórios identificados nos arenitos da Fácies Agcls. A) Muscovita (20X - NC); B) Epidoto (seta) (10X - NC); C) Zircão (seta) (10X - NC); D) Calcedônia (seta) (20X - NC); E) Titanita entre grãos de quartzo (seta) (10X - NC); e F) Grão de turmalina (seta) (10X - NC).

Os minerais ultra-estáveis, como o zircão, titanita e a turmalina, ocorrem, nas formas euédrica (zircão) e prismática (turmalina e titanita). Os zircões apresentam terminações piramidais, com alto relevo e com coloração amarelada a esverdeada. A titanita mostra-se

com relevo alto e pleocroísmo marrom; a turmalina ocorre com coloração marrom à verde, às vezes com forma arredondada e com relevo alto.

A presença de muscovita é muito comum em todas as amostras que constitui essa fácies, sendo em frequências variáveis, enquanto que, os demais minerais acessórios presentes têm ocorrência esporádica.

Estes arenitos apresentam arcabouço sustentado por uma matriz detrítica argilosa, com cimento predominantemente de óxido/hidróxido de ferro e sílica. Em relação à maturidade textural, pode-se dizer que os arenitos são imaturos, tendo em vista que seu teor de matriz ultrapassa 5% (Folk, 1968) e que os grãos do arcabouço são angulosos e mal selecionados. Em relação à maturidade mineralógica, são considerados imaturos com base na relação entre os constituintes mais resistentes (quartzo e *chert*) e os menos resistentes (feldspatos e fragmentos líticos), onde o resultado de **M** foi igual a 19%. Já o empacotamento varia de frouxo a fechado (IP entre 36 e 79), com grãos flutuantes, contatos pontuais, retos, côncavo-convexos e suturados (Figura 31).

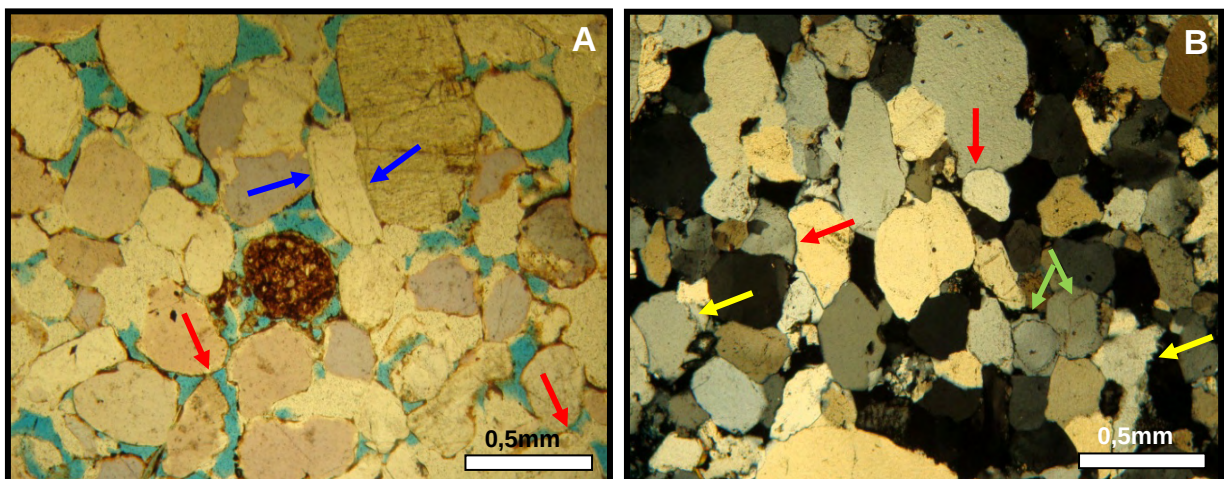


Figura - 31: Fotomicrografia com aspectos do empacotamento. A) Empacotamento aberto com contatos pontuais (setas vermelhas) e retos (setas azuis) (5X - N/I). Observar, no centro da foto, um grão de alterito; e B) Empacotamento fechado mostrando contatos côncavo-convexos (setas vermelhas), suturados (setas amarelas) e crescimento secundário de quartzo (setas verdes) (5X - NC).

4.2.2.1.2 Fácies Agcm - Arenitos grossos conglomeráticos a médios

Nos arenitos grossos conglomeráticos a médios, o quartzo é o principal constituinte, totalizando 71.3%. A grande maioria dos grãos de quartzo é do tipo monocristalino (68%), especialmente o plutônico com extinções ondulante e imediata (reta). Esses grãos são angulosos a subarredondados e mal selecionados. Alguns são de origem vulcânica (em quantidade maior em relação aos da **Fácies Agcls**), seguido do policristalino (3.3%) de

origem metamórfica, com extinção imediata (reta) e fortemente ondulante (Figura 32). Os grãos monocristalinos apresentam-se maiores do que cada indivíduo que compõe os policristalinos.

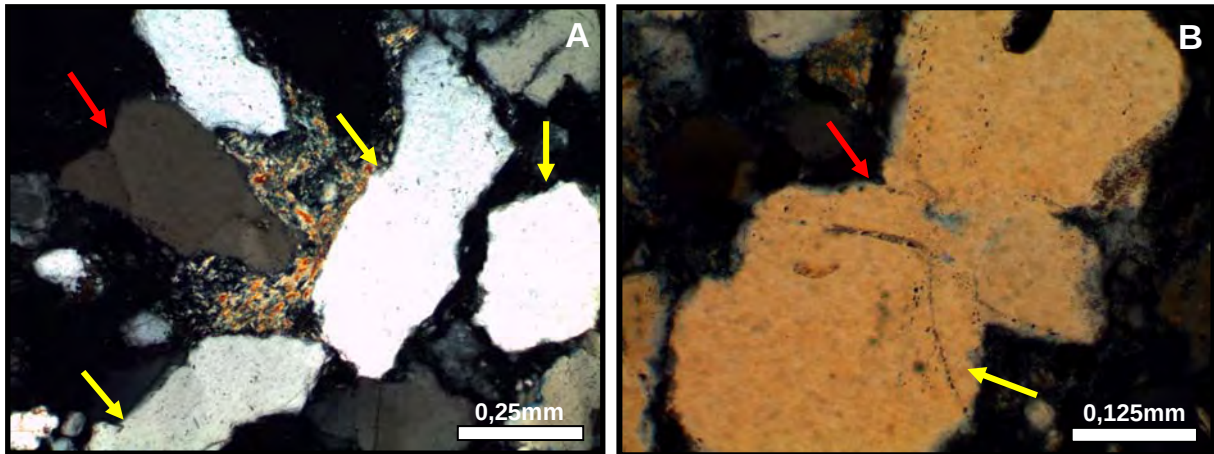
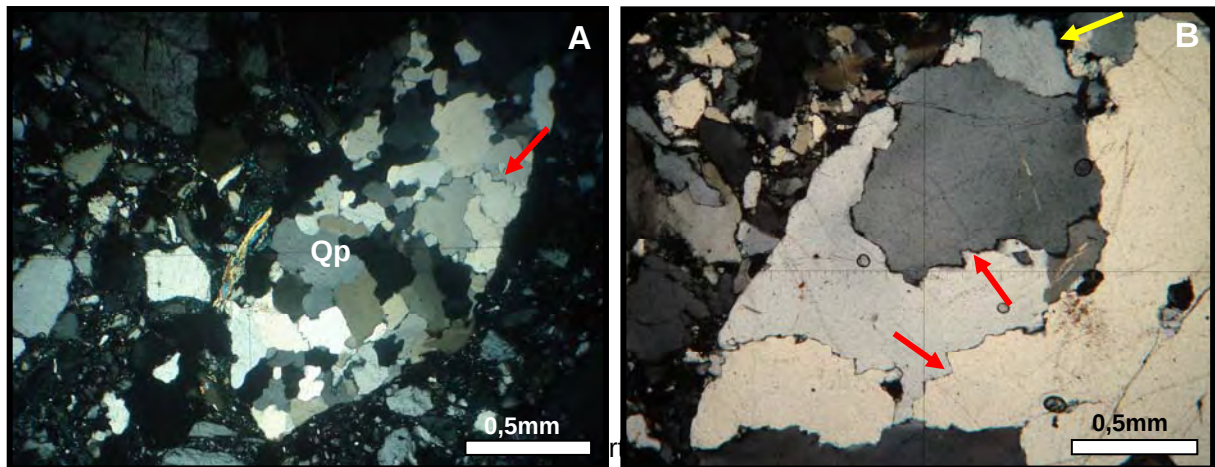


Figura - 32: Fotomicrografia de grãos de quartzo. A) Quartzo monocristalino plutônico com extinção imediata (seta vermelha) e grãos angulosos a subarredondados (setas amarelas) (10X - NC); e B) Quartzo monocristalino vulcânico (seta vermelha), com crescimento secundário de quartzo (seta amarela) (20X - NC).

Os grãos policristalinos, de origem metamórfica, apresentam cristais com formas alongadas e equantes (formando um mosaico), ligados por contatos retos e levemente retos, às vezes com contatos suturados, e com extinção ondulante (Scholle, 1979). É importante salientar que, assim como ocorre na *Fácies Agcls*, aqui também é muito comum a presença de grãos mono e policristalinos com feições de golfo de corrosão (Figura 33).

O segundo constituinte mais abundante corresponde aos feldspatos, com uma média de 14 %, muitos encontram-se bem preservados. Ao contrário da **Fácies Agcls**, o tipo de feldspato mais comum nessa fácies é o plagioclásio, seguido do K-feldspatos (microclina e ortoclásio). Geralmente os plagioclásios ocorrem bem preservados e maclados, no entanto, ocasionalmente, observa-se K-feldspatos e plagioclásios fraturados (Figura 34).

Em quantidades inferiores em relação aos grãos de quartzo e feldspatos, mas de grande importância como componente petrográfico, estão os fragmentos de rocha. Eles somam cerca de 10.4%, representados principalmente por *chert* (9.9%), e secundariamente por fragmentos de rochas metamórficas, como gnaiss e quartzito (0.47%) e vulcânica (0.03%). Esses fragmentos de rocha apresentam tamanhos bem maiores do que os demais componentes do arcabouço, provavelmente, por estar próximo à área fonte. Nessa fácies predominam os fragmentos de gnaiss e *chert* (Figura 35).



policristalino metamórfico em forma equante, com contatos suturados (seta vermelha) (5X - NC); e B) Grão de quartzo policristalino ígneo com contatos suturados (setas vermelhas) e feições de golfos de corrosão (seta amarela) (5X - NC).

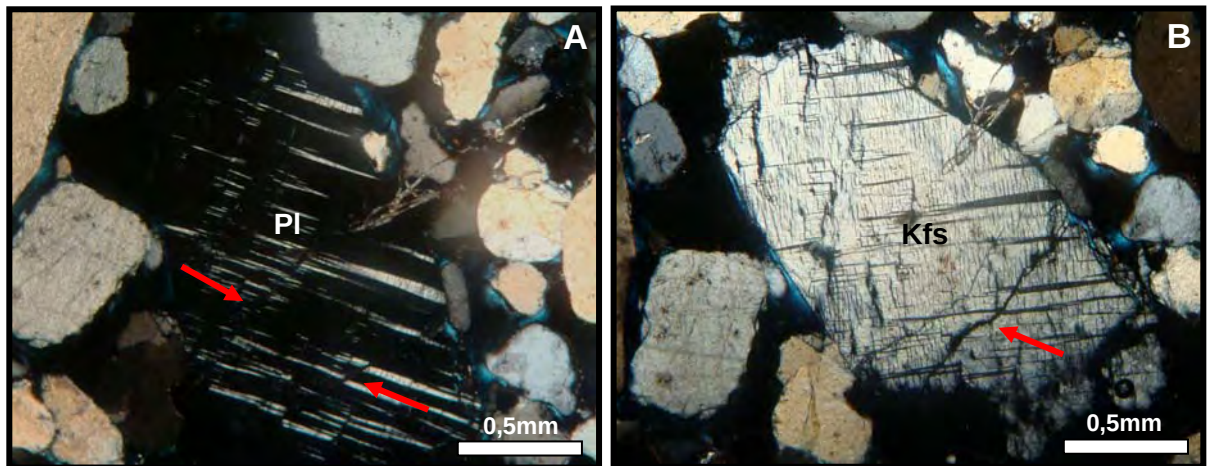


Figura - 34: Fotomicrografia de grãos de feldspatos. A) Plagioclásio bem preservado, mas com algumas fraturas (setas) (5X - NC); e B) Microclina fraturada (seta) (5X - NC).

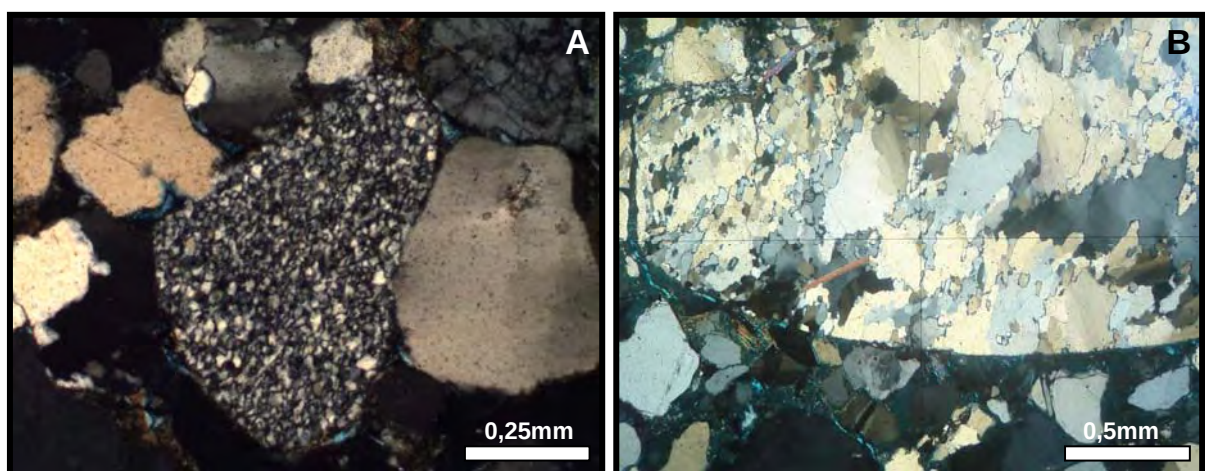


Figura - 35: Fotomicrografia de fragmentos de rocha. A) Fragmento de *chert* (10X - NC); B) Mega fragmento de gnaiss (5X - NC).

Dentre os minerais acessórios, os mais freqüentes são os opacos (hematita e pirita) com média de 1.7%, muscovita (1.4%), anatásio (0.08%), titanita (0.1%), zircão (0.19%) e rutilo (0.1%). Ocorrem ainda, sendo que em menores proporções, a biotita (0.08%), granada (0.02%), anfibólio (0.02) e o epidoto (0.6%, Figura 36).

Nessa fácies, os zircões destacam-se, principalmente, na forma prismática com coloração amarelada a rosa e, subordinadamente, na forma euédrica; ora ocorrem isolados como grãos, ora inclusos em grãos de quartzo. Já o rutilo, este ocorre em forma de agulhas e, também, inclusos em grãos de quartzo.

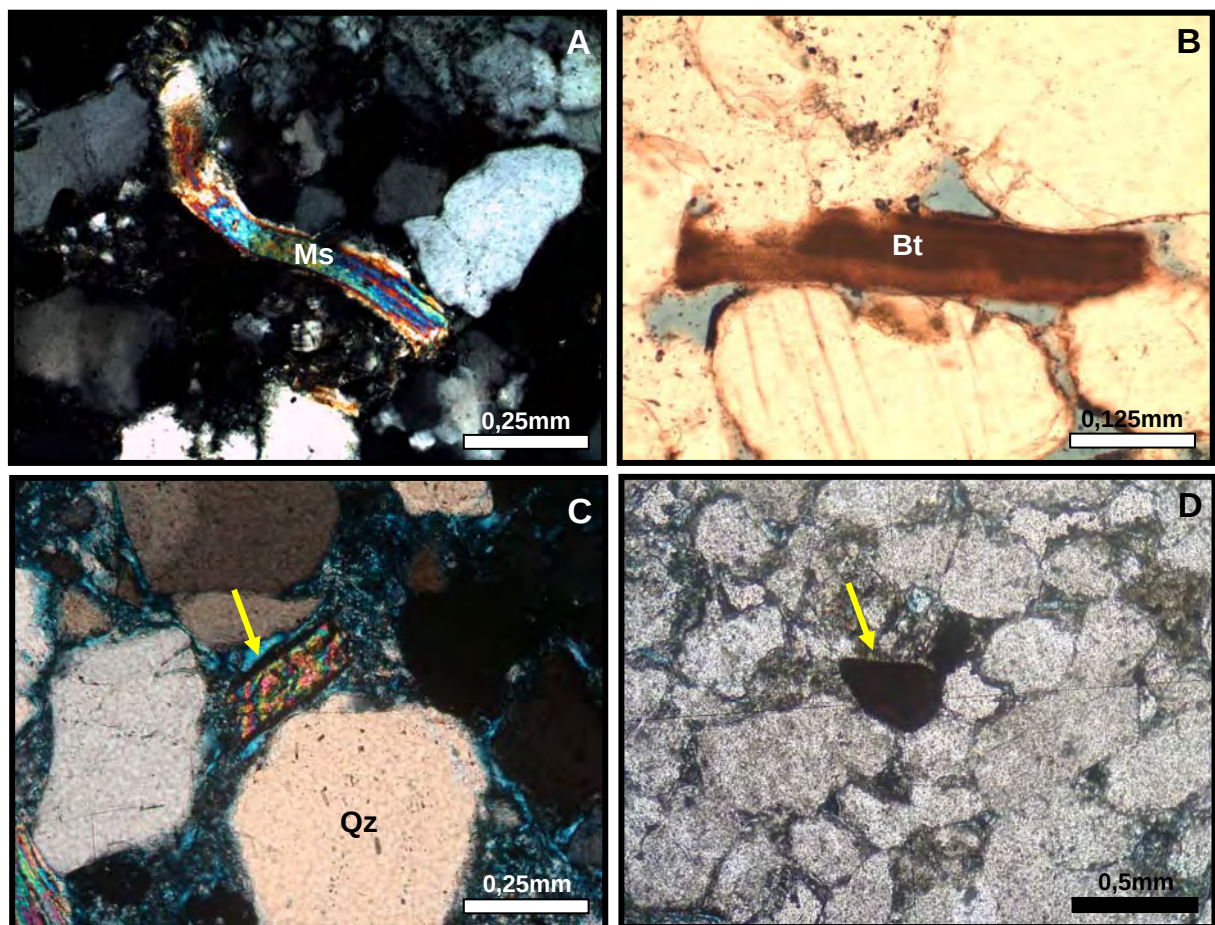


Figura - 36: Fotomicrografia dos minerais acessórios dos arenitos da Fácies Agcm. A) Muscovita dobrada (10X - NC); B) Biotita alterada, ferruginizada (20X - N/I); C) Zircão com forma prismática (seta) (10X - NC); e D) Opaco: hematita (seta) (5X - N/I).

Os minerais mais instáveis, como o anfibólio e o epidoto, encontram-se bem preservados e na cor verde (Figura 37). Os epidotos ocorrem de forma disseminada entre os grãos de quartzo e apresentam-se na forma arredondada.

Estes arenitos são sustentados por uma matriz arenítica, detrítica argilosa, com cimento de óxido/hidróxido de ferro e sílica (predominando), e em menor proporção, ocorre

cimento de feldspato, sob a forma de crescimentos secundários. Quanto à maturidade textural, são considerados imaturos, em virtude do seu teor de matriz ultrapassar os 5% e apresentar grãos angulosos a subarredondados, pobremente selecionados. Com relação à maturidade mineralógica, esses arenitos também são imaturos, de acordo com os constituintes mais resistentes (quartzo e *chert*) e os menos resistentes (feldspatos e fragmentos líticos), onde o resultado de **M** foi igual a 16%, com teores de feldspatos bem preservados e fragmentos líticos consideráveis.

Em termos de empacotamento, ocorrem dois tipos: frouxo, com valores entre 28 e 36, com grãos flutuantes e contatos pontuais; fechado, cujos valores variam entre 82 e 97, com contatos retos, suturados e côncavo-convexos (Figura 38).

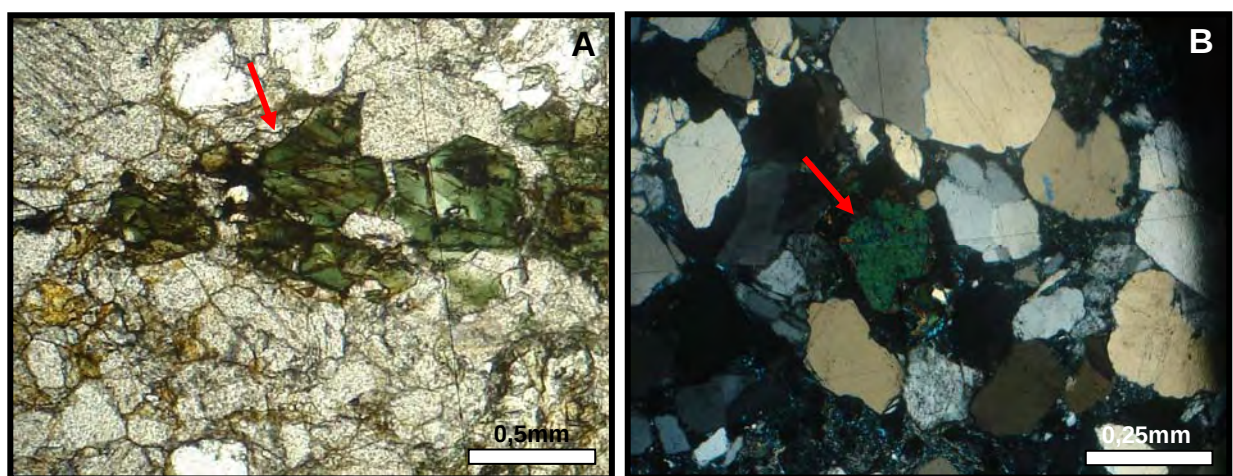


Figura - 37: Fotomicrografia dos minerais acessórios dos arenitos da Fácies Agcm. A) Anfibólio (seta) (5X - N/I); e B) Epidoto (seta) (10X - NC).

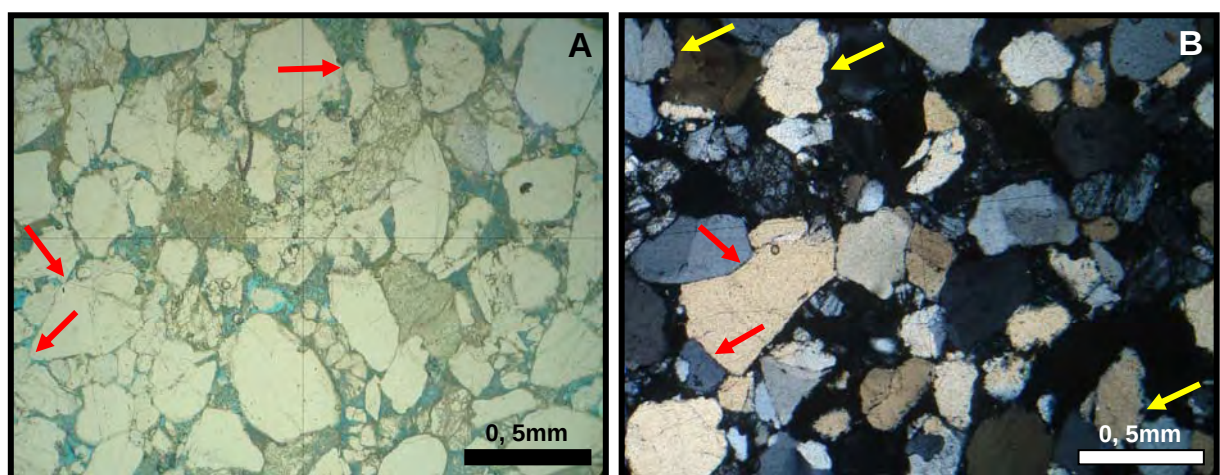


Figura - 38: Fotomicrografia com aspectos do empacotamento. A) Empacotamento aberto com grãos flutuantes e contatos pontuais (setas) (5X - N/I); e B) Empacotamento fechado mostrando contatos retos (setas vermelhas) e suturados (setas amarelas) (5X - NC).

4.2.2.1.3 Fácies Agf - Arenitos grossos a finos

O constituinte detrítico mais abundante nestas rochas é o quartzo, com um total de 82.64%. O tipo mais comum de quartzo é o monocristalino (81.19%), principalmente o plutônico, com extinção ondulante, em segundo lugar está o quartzo policristalino (1.45%), principalmente de origem metamórfica (Figura 39 A e B). O quartzo do tipo policristalino ocorre raramente, estando mais presente nas frações mais grossas.

Os grãos de quartzo monocristalinos exibem formas que variam de subangulosos a subarredondados na maioria das amostras e, em menor frequência, arredondados, com uma certa bimodalidade dos grãos. Eventualmente, os arenitos apresentam-se bem a moderadamente selecionados, característica típica de influência eólica (Figura 39C e D).

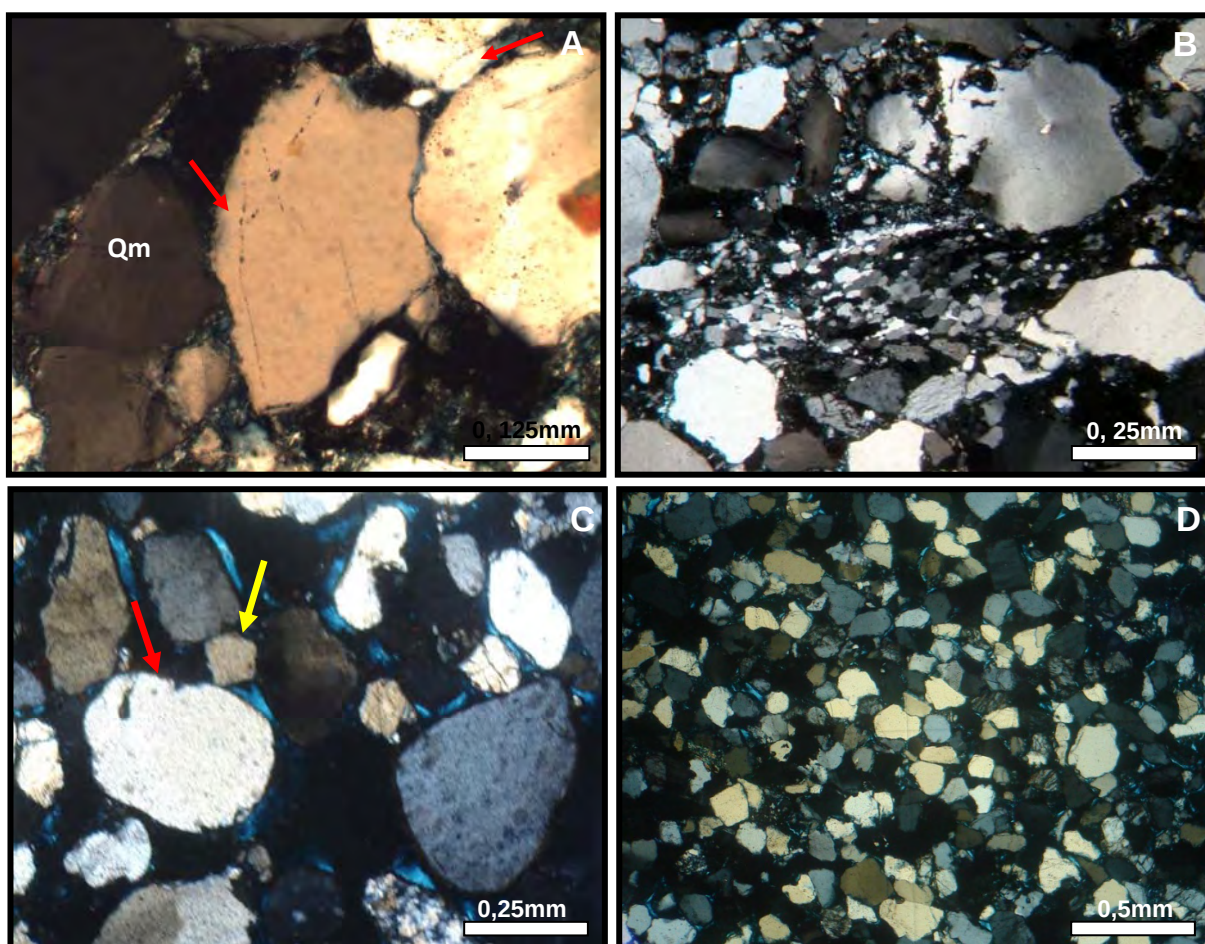


Figura - 39: Fotomicrografia de grãos de quartzo que constitui o arcabouço dos arenitos da Fácies Agf. A) Quartzo monocristalino plutônico com crescimento secundário de quartzo (setas) (20X - NC); B) Quartzo policristalino metamórfico em forma alongada, de origem metamórfica (10X - NC); C) Arenito com bimodalidade textural, com grãos arredondados na moda areia média (seta vermelha), a subarredondados na moda areia fina (seta amarela) (10X - NC); e D) Arenito fino bem selecionado (5X - NC) .

A forma de ocorrência mais comum dos policristalinos é em grãos equantes com contatos retos entre os grãos, e alongados com extinção fortemente ondulante, típico de metamorfismo de alto grau (Scholle, 1979).

O segundo mineral detrítico mais abundante é representado pelos feldspatos (4.5%), sendo a grande maioria, do grupo do K-feldspato. Ocorrem em quantidades inferiores em relação às amostras das fácies grossas (Figura 40).

Quanto aos fragmentos de rocha, seu somatório mostra uma média de 0.8% e são representados por *chert*, rochas metamórficas (gnaisse) e litoclastos argilosos esmagados (Figura 41). Alguns fragmentos de rocha gnáissica estão parcialmente alterados, ficando apenas os remanescentes mais resistentes, especialmente grãos de quartzo.

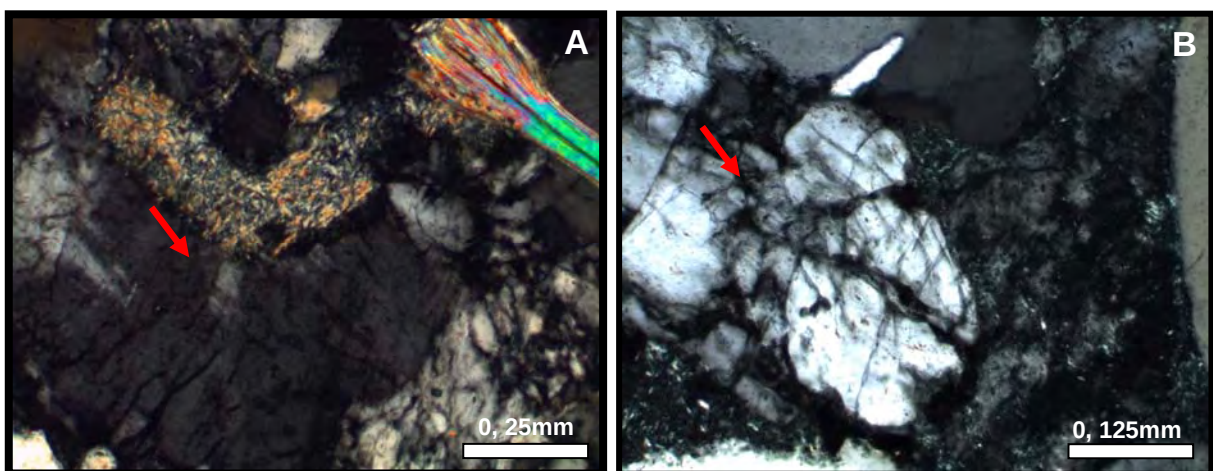


Figura - 40: Fotomicrografia de grãos de feldspatos. A) Ortoclásio fraturado (seta) (10X - NC); e B) Microclina fraturada (seta) (20X - NC).

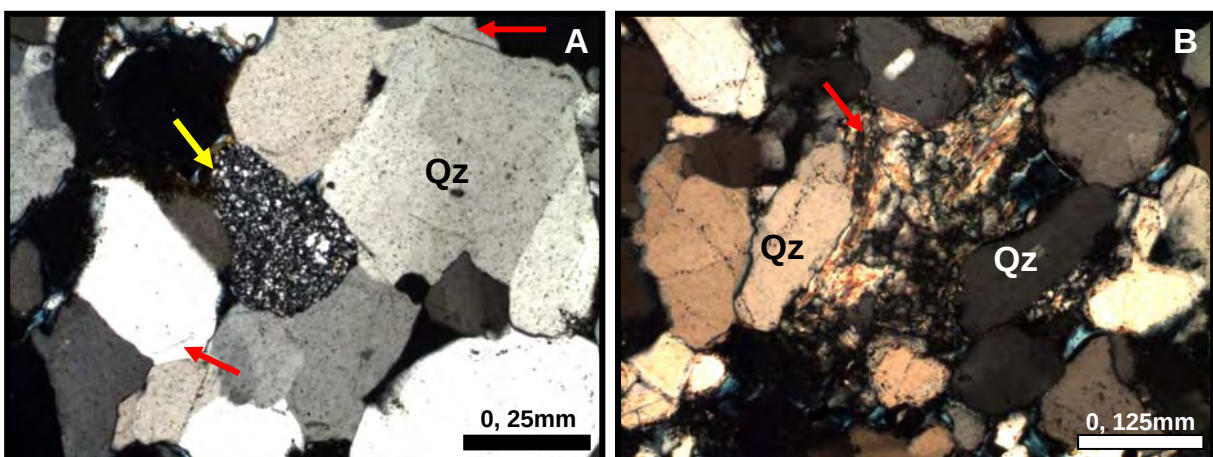


Figura - 41: Fotomicrografia de fragmentos de rocha. A) *Chert* (seta amarela): observar também, grãos de quartzo monocristalino com crescimento secundário (setas vermelhas) (10X - NC); B) litoclasto argiloso esmagado entre grãos de quartzo (seta vermelha) (20X - NC).

Os constituintes acessórios são representados por 9.5% de opacos (hematita e pirita), muscovita (1.34%), zircão (0.68%), rutilo (0.1%), titanita (0.06%), anfibólio (0.04%), turmalina (0.3%) granada (0.02%) e epidoto (0.02%) (Figura 42).

As turmalinas geralmente apresentam-se em formas prismáticas, algumas vezes ocorrem apenas como fragmentos, sendo de coloração alaranjada e esverdeada. Quanto aos zircões, nessa fácies normalmente eles mostram-se na forma arredondada a subarredondada, esporadicamente, na forma prismática. Também é muito comum a inclusão de cristais de zircão e rutilo em grãos de quartzo monocristalino. A titanita ocorre na forma prismática, com relevo alto e na cor marrom. Já os epidotos e anfibólios, às vezes mostram-se fraturados, alterados, tornando-se difícil sua identificação.

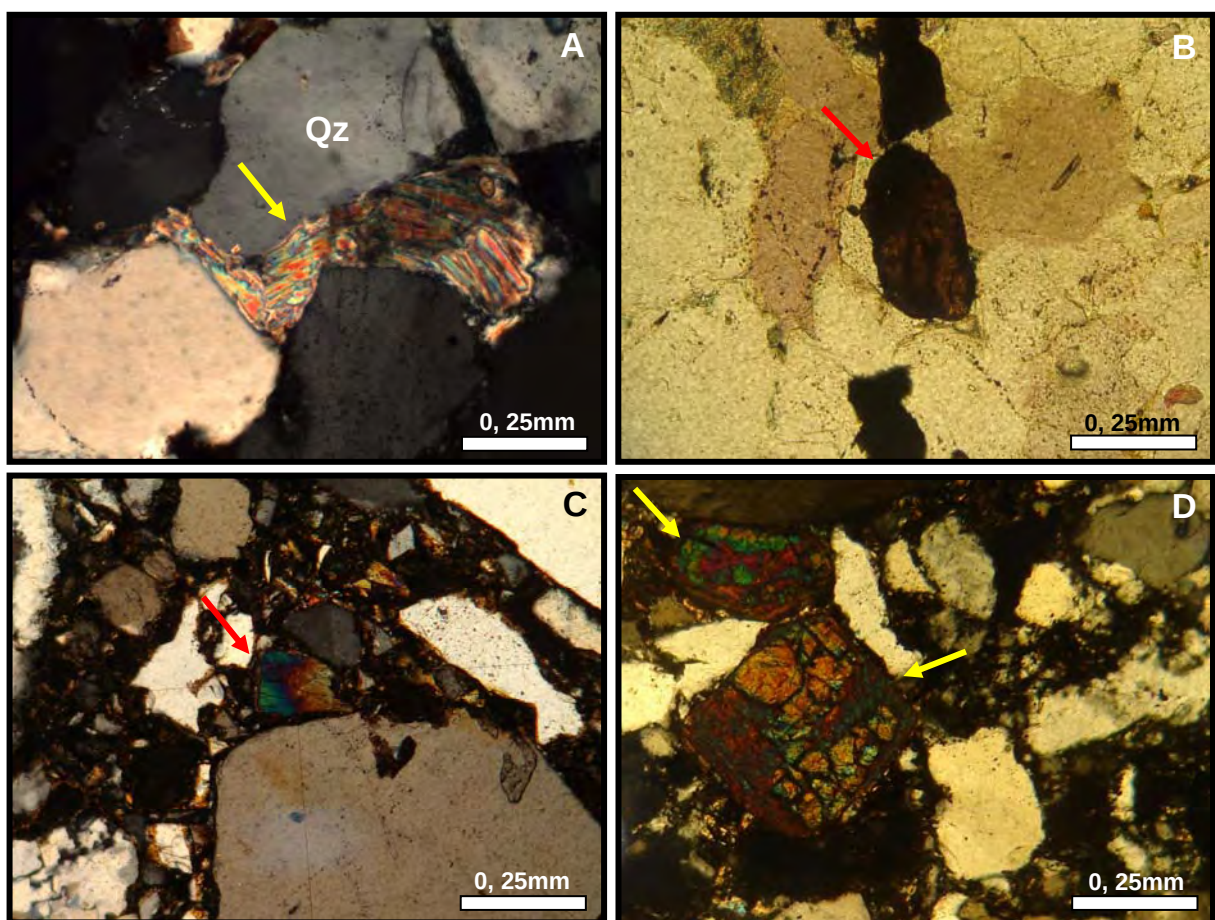


Figura - 42: Fotomicrografia dos minerais acessórios identificados nos arenitos da Fácies Agf. A) Muscovita dobrada (seta) entre os grãos de quartzo (10X - NC); B) Cristal de titanita (10X - N//) (seta); C) Fragmento de turmalina (seta) (10X - NC); e D) Zircões na forma arredondadas (setas) (10X - NC).

Embora predomine um arcabouço sustentado pelos grãos, ocorre excepcionalmente, textura sustentada pela matriz. Esta, por sua vez é quase inexistente na maioria das

amostras que compõe esta fácies, mas ocorre caracterizada por argila infiltrada. Quanto ao cimento, o mesmo é representado basicamente por óxido/hidróxido de ferro e sílica.

Do ponto de vista textural, os arenitos dessa fácies são considerados submaturados, em função do conteúdo de argila (< 5%), seleção granulométrica e arredondamento. Quanto à maturidade mineralógica, são considerados maduros, cujo resultado da proporção de constituintes mais resistentes (quartzo e *chert*) e os menos resistentes (feldspatos e fragmentos líticos), foi *M* igual a 30, com quantidades significativas de grãos de quartzo em relação aos feldspatos.

Com relação ao empacotamento, o tipo predominante nesta fácies é o fechado, com intervalos entre 85 e 100, predominando contatos suturados e côncavo-convexos, e às vezes, contatos retos. Com raras exceções ocorre empacotamento normal, com intervalo entre 44 e 53 (Figura 43).

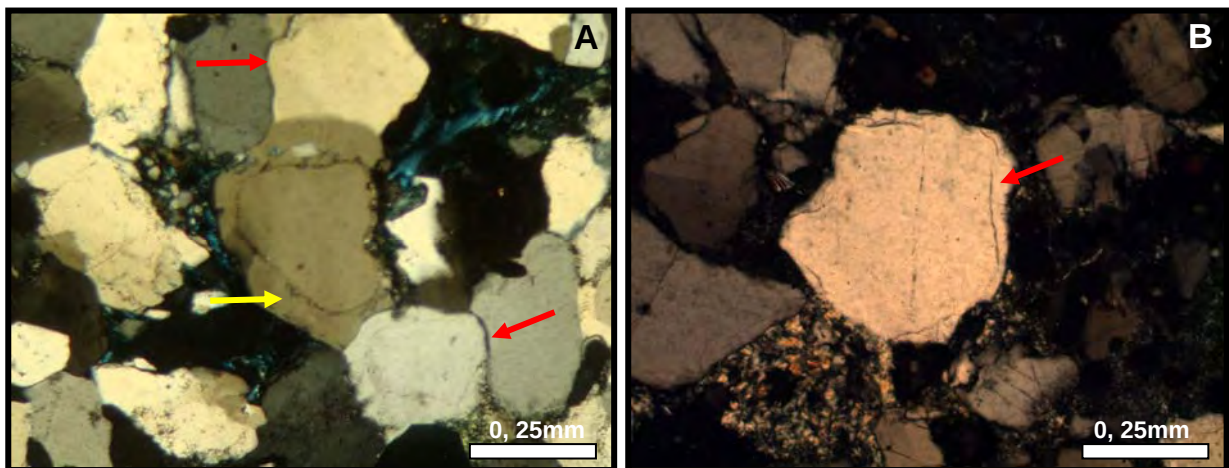


Figura - 43: Fotomicrografia mostrando os tipos de empacotamento identificado na Fácies Agf. A) Empacotamento fechado, com contatos côncavo-convexos (setas vermelhas), além de crescimento secundário de quartzo (seta amarela) (10X - NC); e B) Empacotamento normal. Observar grãos de quartzo com crescimento secundário (seta) (10X - NC).

4.2.2.2 POROSIDADE

Existem dois tipos principais de porosidade: primária e secundária. A porosidade primária é produzida durante a deposição dos sedimentos (estágio eogenético) e é representada pelos poros inter e intrapartículas. O volume percentual deste tipo de porosidade é difícil de ser inferida, uma vez que nem sempre ela representa a porosidade original da rocha, visto que, na maioria das vezes os processos diagenéticos causam a precipitação de minerais no interior destes espaços e redução do tamanho dos poros por compactação e/ou aumento por geração de porosidade secundária.

A porosidade primária depende primeiramente da maturidade textural do sedimento, que por sua vez é controlada pelo processo e ambiente deposicional e, em segundo lugar, pela maturidade composicional. O aumento da porosidade está relacionado ao tamanho, seleção, arredondamento e empacotamento do grão, além do teor de argila. Desta forma, à medida que aumenta o tamanho do grão, que a seleção é melhor, que os grãos são mais arredondados, e o empacotamento é menor, e que reduz o teor de argilas, tem-se assim, maior porosidade primária.

Com relação à porosidade secundária, esta se desenvolve durante a diagênese (mesodiagênese) pela dissolução dos grãos, do cimento e pelo fraturamento da rocha, causada pelo tectonismo. Este tipo de porosidade é reconhecida por: (1) grãos parcialmente dissolvidos, (2) cutículas de argila não dissolvidas em formato de grão, (3) poros agigantados, (4) moldes de grãos marcados por resíduos opacos ou pelos contornos do cimento (Jesus, 2004).

Águas de formação ácidas o suficiente para gerar a porosidade secundária podem ser originadas pela liberação de solventes orgânicos dos lamitos adjacentes aos arenitos. Outra fonte possível de águas ácidas é a infiltração de água meteórica, através de falhas e/ou fraturas, na telodiagênese, que dá origem como subproduto a caulinita (Jesus, 2004). Em geral, os grãos que mais sofrem dissolução são os feldspatos, minerais máficos, vulcânicos, bioclastos, e cimentos de carbonato, zeólita, argilas e sulfatos.

A porosidade dos arenitos da Formação Mauriti é basicamente de origem primária, predominando poros interpartículas (Figura 44A), em relação aos intrapartículas. Estas últimas tendem a diminuir nas fácies “**Agcm**” e “**Agcls**”, nas amostras mais próximas à superfície, concentrando-se na fácies “**Agf**”, principalmente nas amostras próximas ao embasamento.

Verifica-se que a porosidade secundária nas amostras analisadas é bastante diversificada, variando desde pequenos poros originados do fraturamento de grãos rígidos, da dissolução de feldspatos e por contração de argila. As fraturas de grãos, principalmente de quartzo e feldspatos, ora apresentam-se abertas e sem preenchimento, ora preenchidas por óxido de ferro e sílica (Figura 44B).

Em menor proporção, mas também bem representada, encontra-se a porosidade intragranular em grãos alveolados de feldspatos (dissolução de feldspatos), principalmente os K-feldspatos. A avaliação ao MEV-EDS revelou uma composição química de silicato de alumínio potássico, cuja composição é: c, o, al, si, k, ca, conforme mostra o espectroqualitativo. Embora de forma rara, observa-se porosidade intragranular gerada por contração de argila (Figura 45) e por alteração de biotita. A porosidade secundária por contração de argila origina-se quando agregados maciços (massas compactas) são desidratados, ocorrendo na mesodiagênese.

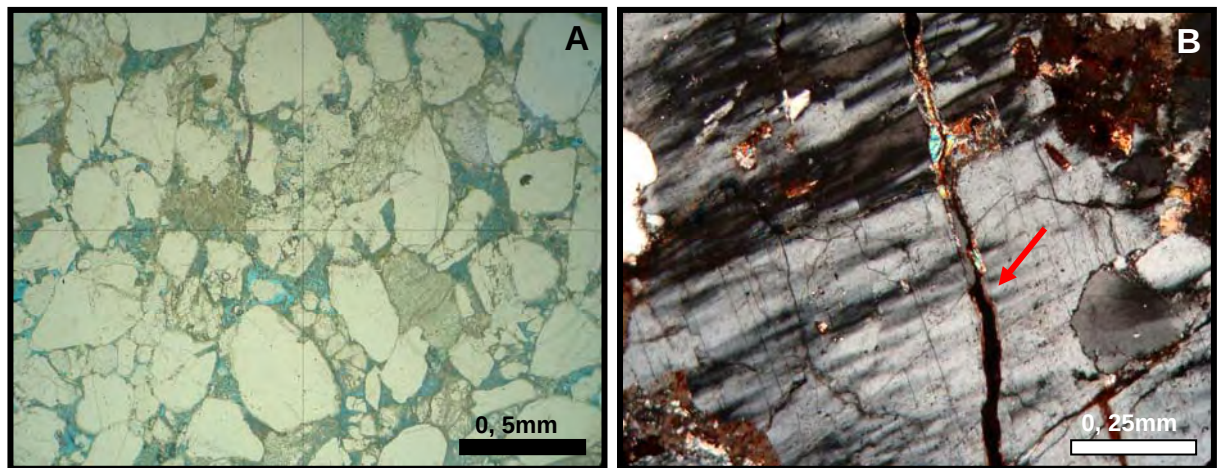


Figura - 44: Fotomicrografia mostrando tipos de porosidades verificadas nos arenitos estudados. A) Porosidade primária interpartícula (a cor azul representa a porosidade) (5X - N//); e B) Porosidade secundária do tipo fratura (seta), em grão de K-feldspato, preenchida por óxido de ferro (10X - NC).

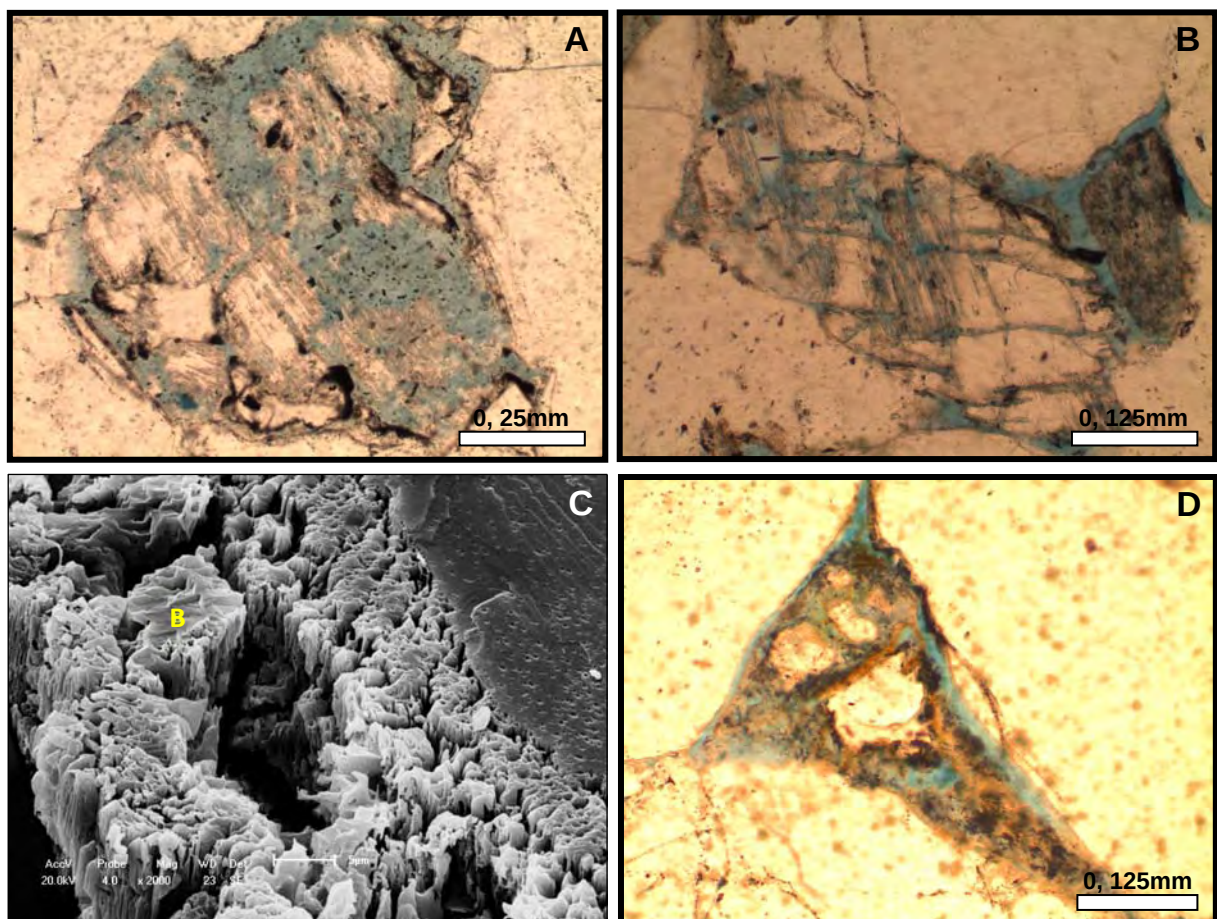


Figura - 45: Fotomicrografia mostrando porosidade secundária. A e B) Porosidade (cor azul) intragranular do tipo alveolado (centro do grão), oriunda da dissolução de grão de feldspato (10X - N// e 20X - N//, respectivamente); e C) Imagem de MEV referente à figura A. O centro do grão corresponde a dissolução em grão de plagioclásio; e D) Porosidade intragranular originada por contração de argila (20X - N//).

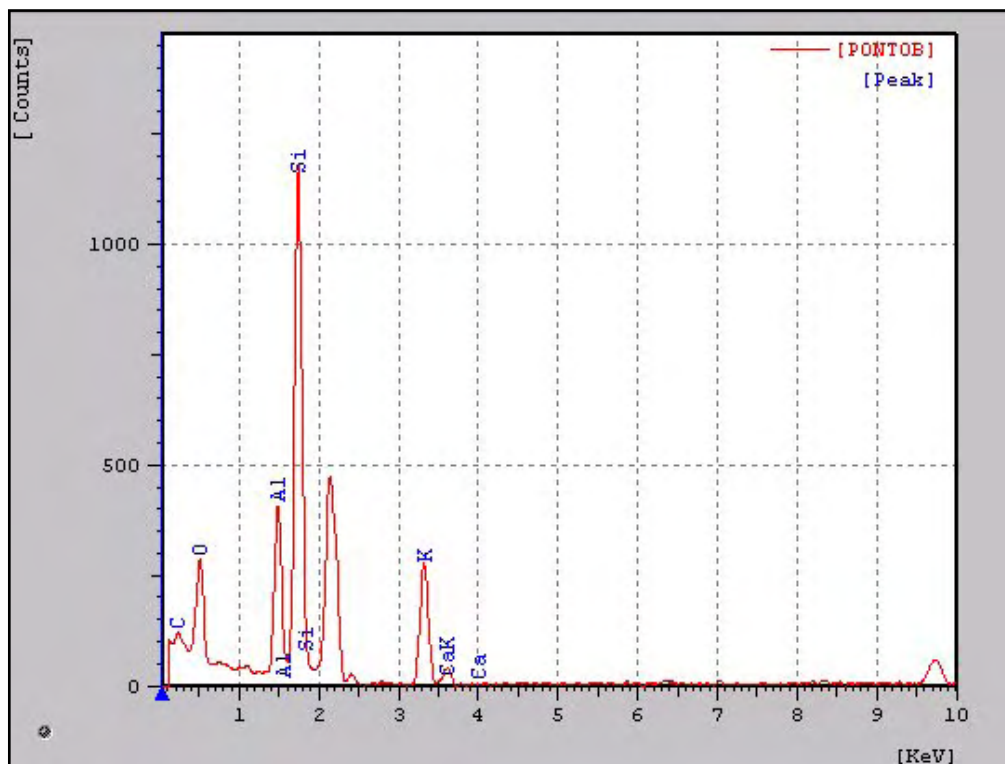


Figura - 46: Espectroqualitativo (EDS), referente a imagem de MEV da Figura 45 C (ponto **B**).

Os arenitos que foram parcialmente cimentados durante a eodiagênese tiveram sua porosidade reduzida pela compactação e, posteriormente, pela cimentação por crescimentos secundários de quartzo e feldspato, cimentação por caulinita, pirita e anatásio. Portanto, foi no regime da mesodiagênese que originou-se a grande parte dos cimentos desses arenitos.

4.2.2.3 ARGILOMINERAIS

Argilominerais diagenéticos são importantes componentes em arenitos, tendo em vista que exerce um significativo controle sobre a porosidade e permeabilidade dos reservatórios. Sendo assim, sua caracterização mineralógica é de grande relevância para compreensão da diagênese, evolução e padrões de distribuição destas argilas.

Análises por difratometria de Raios-X (Figuras 47 e 48) e MEV, com EDS, revelaram que a assembléia dos argilominerais encontrada nos arenitos Mauriti é constituída por caulinita, esmectita, ilita, clorita e interestratificados de ilita-esmectita e clorita-esmectita. As caulinitas constituem o argilomineral mais abundante em quase todas as amostras, especialmente as de profundidades mais rasas, mais próximas à superfície. De ocorrência

subordinada, mas também bem representativa, principalmente nas amostras mais superficiais, encontram-se as esmectitas; de ocorrência mais rara, estão as ilitas e cloritas. Esses argilominerais ocorrem como matriz detrítica e infiltrada, cimento e como substituição.

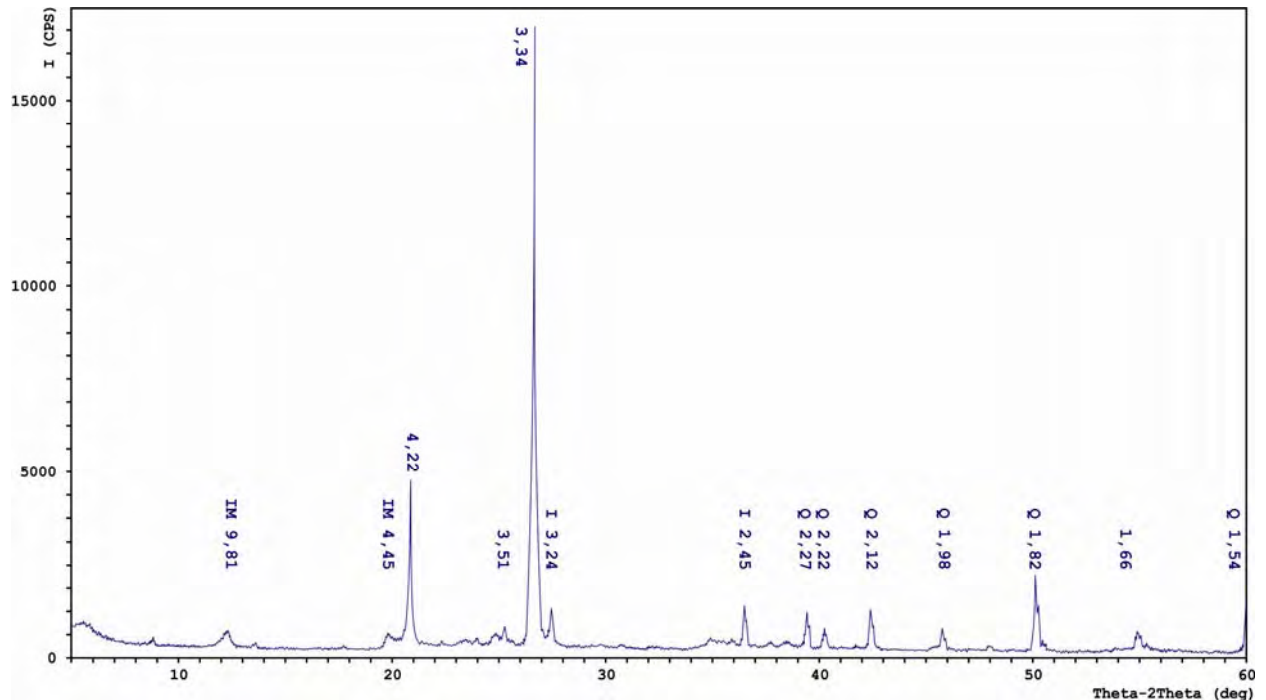


Figura - 47: Difratoograma de Raios-X, fração < 2 μ , mostrando a presença de illita (IM) e quartzo (Q). Amostra de superfície da Fácies Agcm.

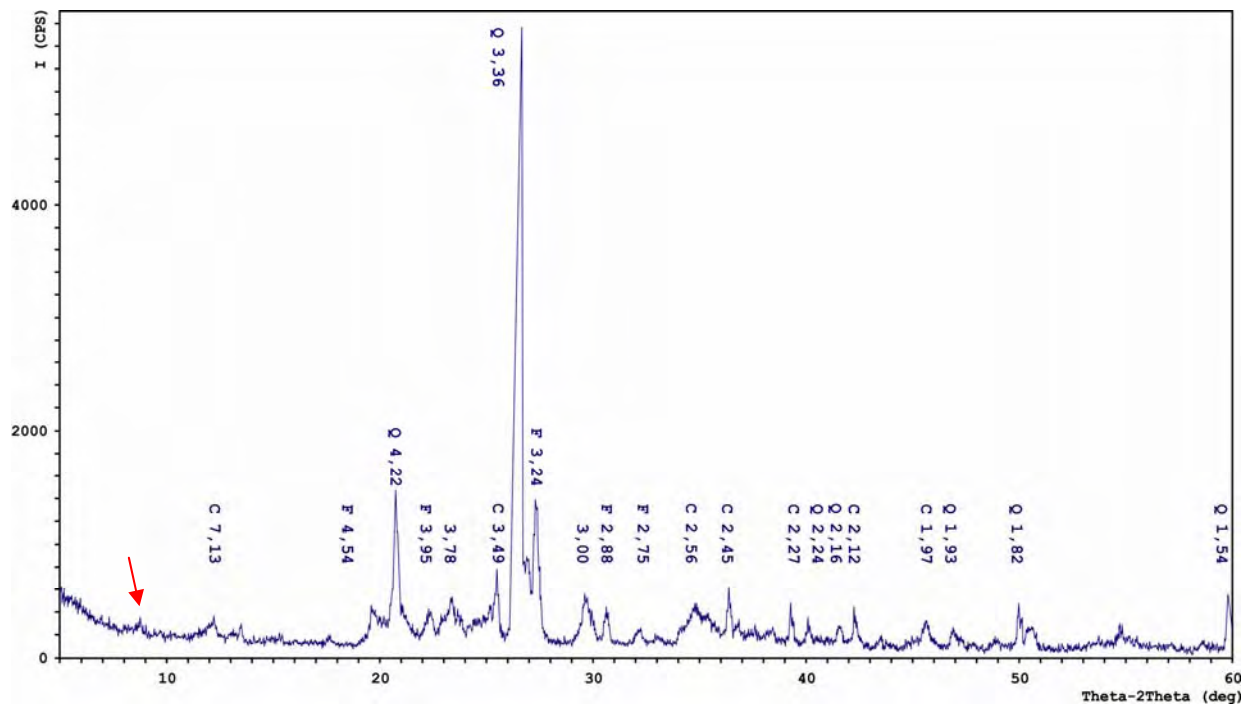


Figura - 48: Difratoograma de Raios-X, fração < 2 μ , mostrando a presença de caulinite (C), quartzo (Q) e traços de clorita (seta). Amostra de superfície da Fácies Agcls.

Segundo Michelli (2003), as caulinitas são produtos do intemperismo, formam-se nos solos sob condições de pH ácido, com boa drenagem e intensa lixiviação. Em geral, as caulinitas são mais comuns em regiões de intemperismo tropical, cujo clima é quente e úmido, podendo ocorrer também, em materiais de origem hidrotermal. As caulinitas também podem ser produzidas por percolação de água meteórica no arenito durante os estágios iniciais de soterramento, no caso de sedimentos continentais.

As esmectitas originam-se a partir da alteração de minerais ferromagnesianos, feldspatos cálcicos ou vidro vulcânico, em virtude do processo de intemperismo, ou a partir de soluções hidrotermais. São comuns como produtos de intemperismo de rochas ígneas e metamórficas, ricas em cálcio, magnésio e ferro, em meio onde há pouca lixiviação (Michelli, 2003). A autigênese da esmectita está associada a condições de intemperismo químico inibido, de águas intersticiais alcalinas ricas em sílica e cátions dissolvidos. Desenvolvem-se em ambientes sob condições de climas áridos e semi-áridos, cuja principal característica é a baixa precipitação pluviométrica.

Quanto às ilitas, estas formam-se através da alteração por intemperismo de minerais do grupo das micas, principalmente sericita, oriunda das rochas plutônicas e metamórficas nas áreas constituintes, ou pelo intemperismo de silicatos de alumínio, como feldspatos (dissolução dos K-feldspatos) e outros minerais. Ainda, pode formar-se diageneticamente por precipitação direta de soluções ricas em potássio, ou por transformação de caulinitas e esmectitas (Michelli, 2003).

Com relação à clorita, a sua presença é muito comum em rochas de baixo grau metamórfico, podendo ocorrer também em rochas ígneas e como produto de alteração hidrotermal de minerais ferromagnesianos.

No presente trabalho, grãos de feldspatos potássicos, micas, e em menor proporção, de plagioclásios, ocorrem substituídos parcialmente, às vezes totalmente, por argilominerais.

Nos arenitos estudados, a caulinita ocorre entre os grãos como cimento (preenchendo poros), substituindo grãos detríticos de minerais micáceos (biotitas e muscovitas) e feldspatos, como matriz detrítica e infiltrada, em forma de cutículas com espessuras variadas, circundando totalmente ou parcialmente a superfície dos grãos e como pseudo-matriz gerada pela caulinizacão de feldspato (Figura 49A).

As esmectitas apresentam-se em forma de agregados entre os grãos (matriz detrítica) e, juntamente com as ilitas, ocorrem substituindo grãos detríticos de feldspatos (Figura 49B, C e D). Cabe ressaltar ainda que, estas substituições ocorrem na fase da mesodiagênese.

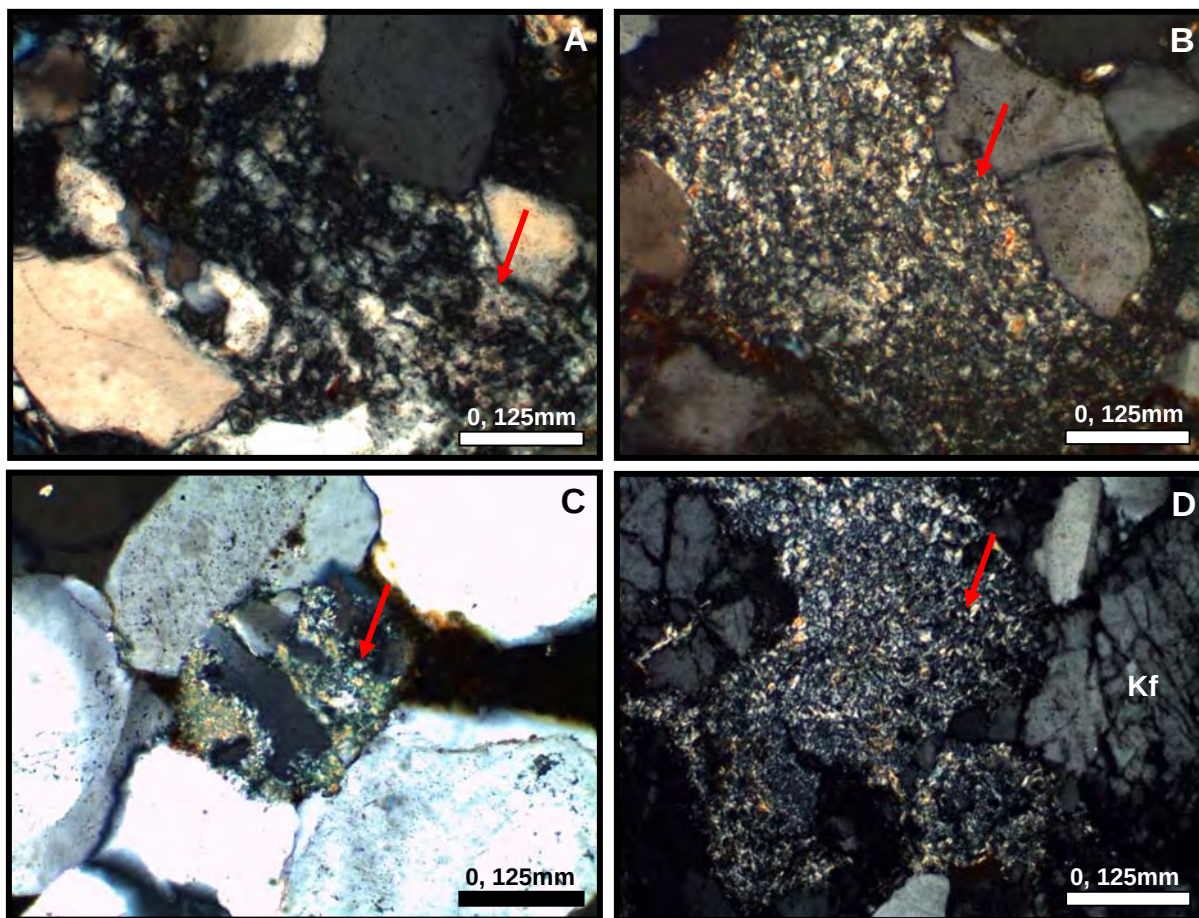


Figura - 49: Microfotografia dos tipos e formas de argilominerais encontrados nos arenitos analisados. A) Caulinização de feldspato com geração de pseudomatrix (seta) (20X - NC); B) Esmeclita (matriz detritica) (seta) entre grãos de quartzo (20X - NC); C) Grão de feldspato parcialmente alterado para esmeclita (seta) (20X - NC); e D) Substituição de feldspato por illita (seta) (20X - NC).

4.2.2.4 CLASSIFICAÇÃO

Com base no diagrama de Folk (1968), os arenitos estudados da Formação Mauriti são classificados como sendo quartzarenitos e subarcósios.

Os arenitos das **Fácies Agcls** e **Agcm** (arenitos grossos com níveis conglomeráticos) são classificados predominantemente como subarcósios (Figura 50), em virtude da grande presença de feldspatos. Em ambas as fácies, predominam grãos de quartzo monocrystalinos e fragmentos de rocha do tipo *chert*, seguido de rocha gnáissica e vulcânica. Observa-se que a composição dessas duas fácies é levemente quartzosa, e elas constituem as fácies que mais apresentam fragmentos de rocha, sendo que, a fácies **Agcls** apesar de apresentar uma percentagem inferior de fragmentos líticos em relação à fácies **Agcm**, é a que dispõe de maior variedade desses tipos de grãos.

De acordo com esta classificação (Folk, 1968), os arenitos da **Fácies Agf** (arenitos grossos a finos) inserem-se preferencialmente no campo de quartzarenito (*vide* Figura 50). Pode-se notar que sua composição é essencialmente quartzosa, seu percentual de feldspatos é bem inferior aos das fácies anteriores. Também é possível notar que nesta fácies quase não existe fragmento de rocha e seu teor de matriz também é bastante reduzido.

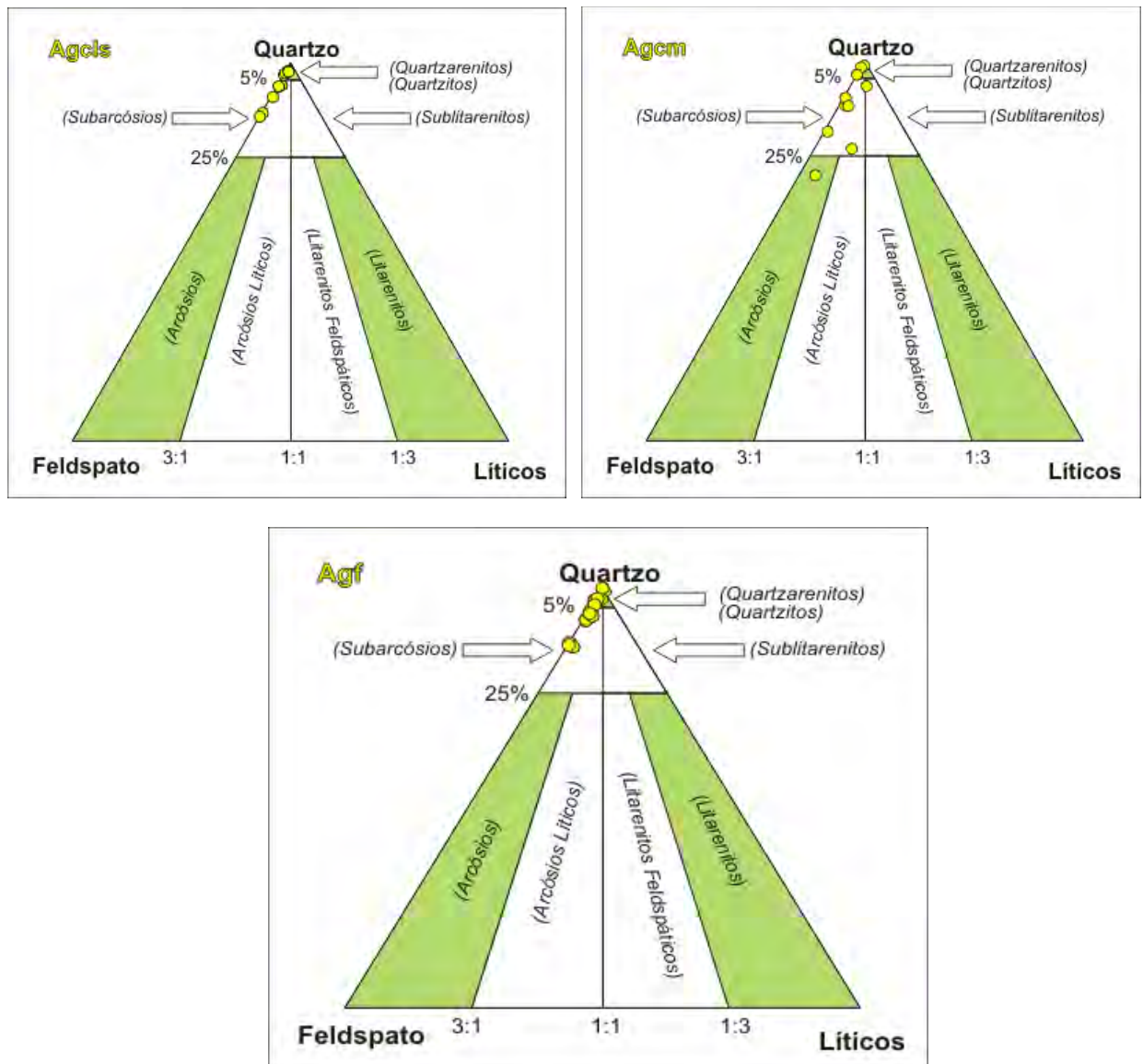


Figura - 50: Classificação dos arenitos das Fácies Agcls, Agcm e Agf, segundo o diagrama de Folk (1968), cujos vértices correspondem a 100% de quartzos (vértice superior do triângulo), 100% de feldspatos (vértice à esquerda do triângulo) e 100% de fragmentos de rochas (vértice à direita do triângulo).

4.3 DIAGÊNESE

4.3.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

A diagênese abrange os processos físicos, químicos e biológicos que alteram os sedimentos, desde a deposição inicial até o limite de transição para o metamorfismo, ocorrendo a baixas temperaturas ($<200^{\circ}\text{C}$) e pressões ($< 2000 \text{ kg/cm}^2$), e na presença de grande quantidade de soluções aquosas, com diferentes valores de salinidade. Morad *et al.* (2000) classificam as alterações diagenéticas com base em limites de soterramento e temperatura, conforme descrito:

1- eodiagênese: onde os processos diagenéticos atuam na, ou próximos à superfície de sedimentação. Engloba as alterações que ocorrem a profundidades de soterramento inferiores a 2 Km e temperaturas inferiores a 70°C , onde a química das águas intersticiais é controlada pelo ambiente deposicional e/ou circulação das águas superficiais. Também, é a fase onde as características deposicionais (textura, estruturas, geometria dos corpos sedimentares) influem no fluxo de fluidos e, constitui a fase principal de expulsão da água e perda de porosidade por compactação;

2- mesodiagênese: envolve as alterações que ocorrem a profundidades de soterramento superiores a 2 Km e temperaturas superiores a 70°C , onde ocorre um efetivo isolamento da superfície e dos fluidos superficiais; é o campo onde fluidos diagenéticos são modificados pelas reações com os minerais. A mesodiagênese é subdividida em rasa (2 a 3 Km de profundidade e temperaturas de 70 a 100°C) e profunda (abaixo de 3 Km e temperaturas maiores que 100°C), tendo em vista que nesse estágio ocorre grande variedade de modificações ligadas às condições físico-químicas específicas (Morad *et al.* 2000); e

3- telodiagênese: compreende os processos que atuam na ou próximo à superfície de erosão. Engloba alterações provocadas por soerguimento do relevo ou da infiltração profunda de águas meteóricas, normalmente em sedimentos que anteriormente passaram pelo estágio mesodiagenético, mas que foram expostos por soerguimento e/ou erosão de camadas suprajacentes (Figura 51).

A intensidade da eodiagênese está relacionada à taxa de sedimentação: quando alta, os sedimentos são rapidamente soterrados e isolados dos efeitos do ambiente superficial; quando baixa, ocorre um longo período de exposição às influências do ambiente superficial (De Ros, 1996).

Por outro lado, as alterações mesodiagenéticas, devido ao restrito fluxo de fluidos durante a diagênese profunda, são muito influenciadas pela porosidade e permeabilidade remanescentes, e apresenta menor relação com ambiente deposicional.

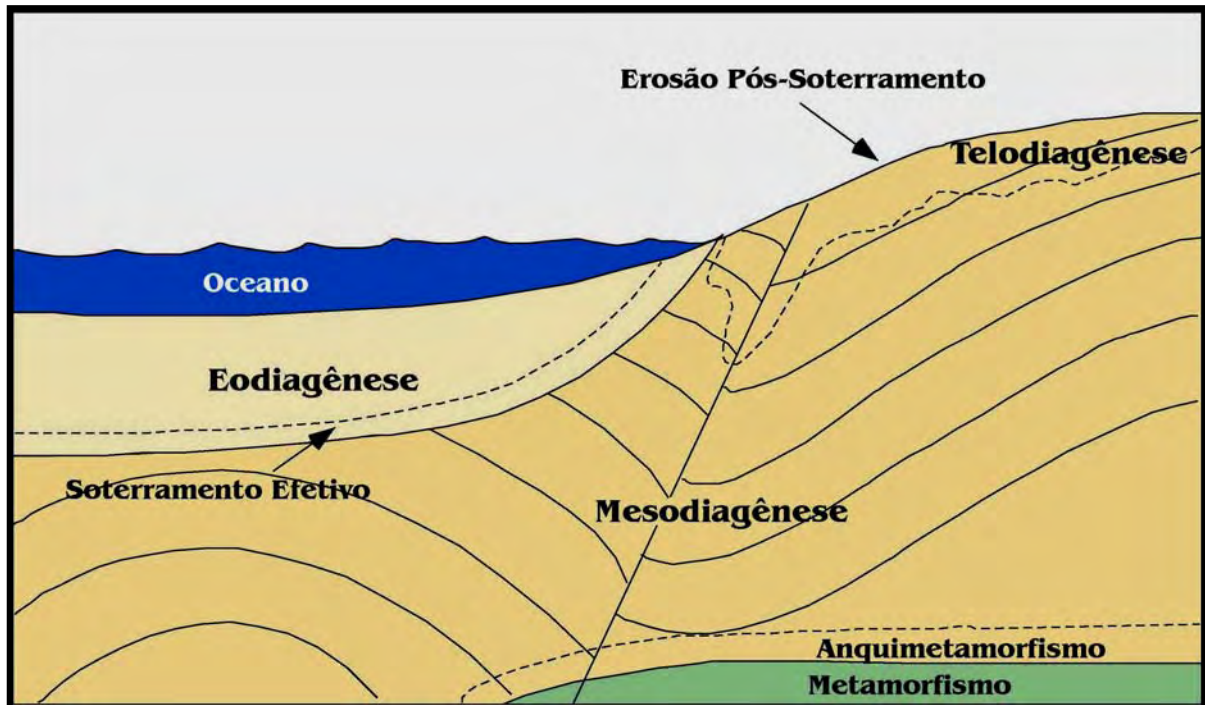


Figura - 51: Distribuição dos estágios diagenéticos. Modificado de Choquett e Pray, 1970 *apud* Jesus, 2004).

Estudando a diagênese de diversos arenitos de composição quartzo-feldspática, De Ros e Moraes (1984) identificaram uma sequência geral de eventos diagenéticos, compreendendo: 1. processos eogenéticos aditivos; 2. compactação mecânica; 3. compactação química; 4. crescimentos secundários de quartzos e feldspatos; 5. cimentação por calcita; 6. geração de porosidade secundária; e 7. redução da porosidade secundária.

4.3.2 EVENTOS DIAGENÉTICOS DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO MAURITI

A história diagenética da Formação Mauriti caracteriza-se por grande variedade de fases. Os processos diagenéticos atuantes desenvolveram-se nos estágios eodiagenéticos, mesodiagenéticos e telodiagenéticos, de acordo com a divisão do campo diagenético de Choquette e Pray (1970) e Morad *et al.*, 2000. Desta forma, as fases da evolução diagenética dos arenitos estudados foram controladas, respectivamente, pelas condições do ambiente deposicional, pelo soterramento efetivo e pelo soerguimento tectônico, também pode ter sido, em parte, favorecida pelo regime hidrogeológico.

Os principais processos e produtos diagenéticos foram: infiltração mecânica de argila; compactação mecânica e química; cimentação por óxido/hidróxido de ferro, crescimento secundário de quartzo e feldspato, anatásio, pirita e caulinita; dissolução de feldspatos; alteração e substituição, sendo, alteração de muscovita, biotita e feldspato, e substituição por caulinita, clorita, illita e opacos e feldspatos, respectivamente; e geração de porosidade secundária.

4.3.2.1 Infiltração Mecânica de Argila

A infiltração mecânica de argila é comum em sistemas deposicionais aluviais desenvolvidos em ambientes de climas áridos/semi-áridos, onde o nível freático profundo, muito abaixo do leito dos canais, permite a infiltração episódica de águas de enxurradas com grande quantidade de argila em suspensão que decanta na superfícies dos grãos, onde aderem (De Ros, 1985).

De acordo com Moraes e De Ros (1990, 1992), as concentrações de argilas mecanicamente infiltradas podem ocorrer tanto na zona vadosa, quanto na freática, sendo que esta última apresenta maior potencial de preservação. As argilas infiltradas e depositadas na zona vadosa ocorrem quando o nível freático encontra-se bastante profundo, ou quando as enxurradas são de pequeno volume. Desta forma, as argilas ficam retidas em filmes aquosos ao redor dos grãos, em forma de meniscos e gotas pendulares.

Por outro lado, a concentração de argila no nível freático se dá quando a velocidade de fluxo das águas de infiltração diminui, ao encontrar a zona saturada, com conseqüente decantação das lamelas na superfície dos grãos. Sendo assim, a zona de acumulação dessas argilas adquire distribuição aproximadamente horizontal, no domínio superior da zona saturada (Moraes & De Ros, 1990). É importante ressaltar que este tipo de infiltração mecânica indica proximidade da superfície deposicional e é típica do estágio eodiagenético, porém pode ocorrer também no estágio da telodiagênese.

As características texturais de identificação das argilas infiltradas, descritas por Moraes & De Ros (1990, 1992) são as seguintes:

- 1- agregados e lamelas formando cristas e pontes ortogonais à superfície dos grãos e agregados pendulares geopetais, característicos de infiltração na zona vadosa;
- 2- cutículas (*coatings*) de espessuras variável envolvendo os grãos do arcabouço e formadas por lamelas orientadas paralelamente à superfície aderida, típica de zona freática;

- 3- agregados maciços intersticiais que obstroem parcial ou totalmente o espaço poroso, em virtude da abundante infiltração de finos.

As argilas infiltradas identificadas nos arenitos da Formação Mauriti são observadas em todas as fácies, numa proporção não muito expressiva (média de 8%). Ocorrem sob as formas de cutículas anisópacas, constituídas por lamelas circundando totalmente ou parcialmente a superfície dos grãos; como meniscos e pontes interligando os grãos, obliterando a porosidade; como agregados pendulares geopetais (p) e agregados maciços (massas compactas), ocupando os espaços intersticiais, obliterando a porosidade da rocha e inibindo o desenvolvimento parcial das fases diagenéticas posteriores (Figura 52).

Ocorrem ainda, como cutículas argilo-ferruginosas que envolvem os grãos, de ocorrência significativa nos arenitos das **Fácies Agcls**. Estas cutículas apresentam cor alaranjada (Figura 53), principalmente nas amostras encontradas próximas à superfície deposicional. Segundo Gesicki (2007), este tipo de morfologia é muito comum em arenitos cujas condições de empacotamento do arcabouço são frouxas e comumente ocorrem próximas à superfície deposicional.

Cutículas de argilas mais espessas (*vide* Figura 52A) estão mais presentes nos sedimentos mais grossos, geralmente apresentando uma coloração avermelhada, devido à presença de óxidos/hidróxidos de ferro, indicando condições oxidantes a que foram submetidas. Já os agregados maciços, às vezes apresentam-se parcialmente alterados, com alternância de cores, que podem inferir condições oxidantes e redutoras do ambiente (Figura 54).

Essas argilas estão associadas, principalmente, às cutículas e agregados compactos. Entretanto, nem sempre é possível identificar tais feições, tendo em vista que, algumas vezes o que se observa é uma massa argilosa amorfa marrom-esverdeada preenchendo o espaço intergranular.

A identificação dessas argilas foi feita pela análise ao MEV, com o auxílio da análise química qualitativa e semi-qualitativa (EDS), cujos resultados revelaram uma composição química de C, Fe, Na, Mg, Al, Si, K, Ti, Fe, indicativa de esmectita potássica com magnésio octaédrico (*vide* Figuras 52F e 55), e interestratificado de esmectita/clorita. A Figura 55 corresponde aos espectroqualitativos EDS da Figura 52 (D e F), e a Figura 56, mostra interestratificado de esmectita/clorita.

Comumente, em climas áridos e semi-áridos, argilas mecanicamente infiltradas apresentam uma composição original predominantemente esmectítica, sendo que, com a diagênese subsequente, a esmectita gradualmente se transforma em interestratificados de illita-esmectita e clorita-esmectita.

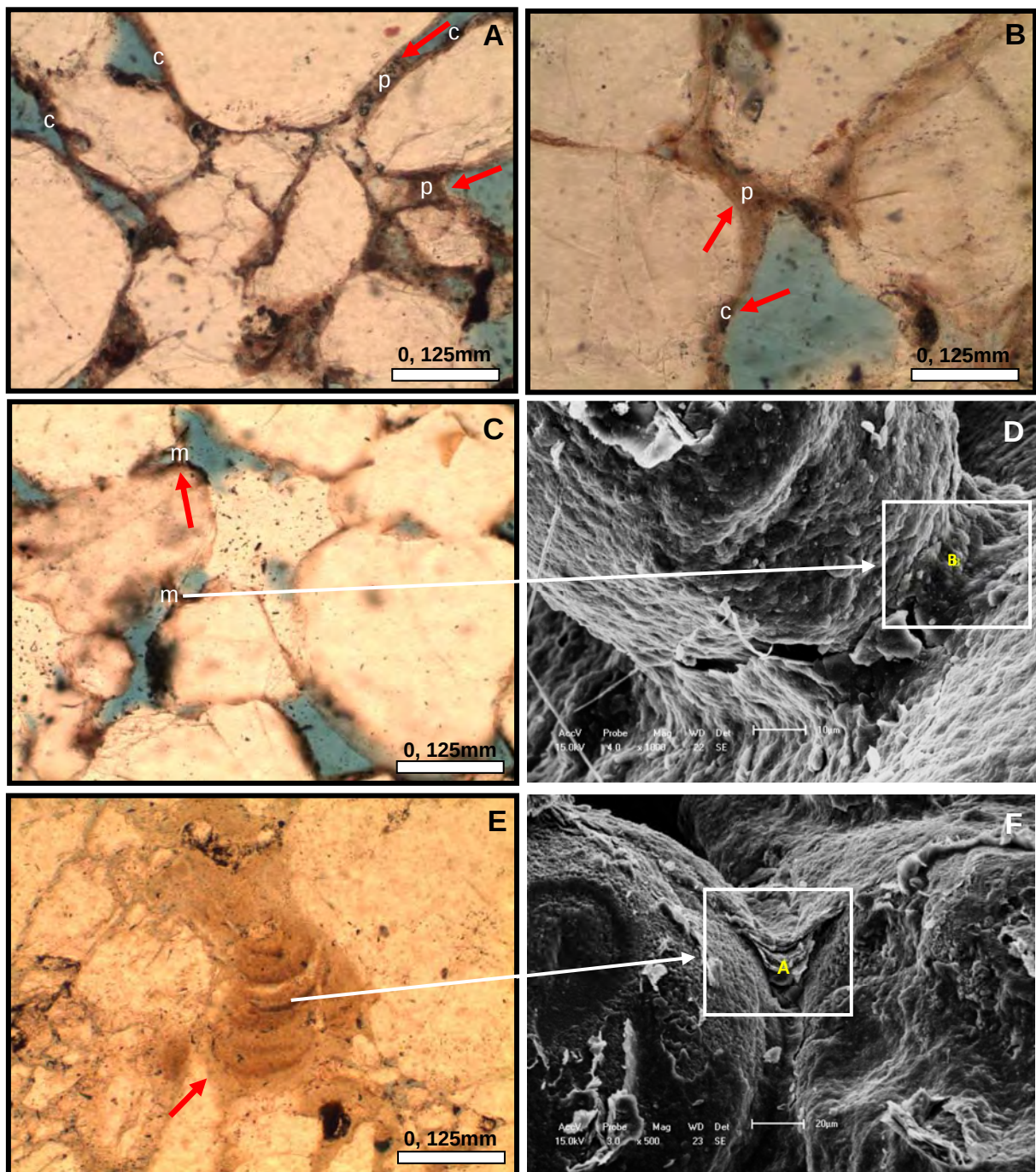
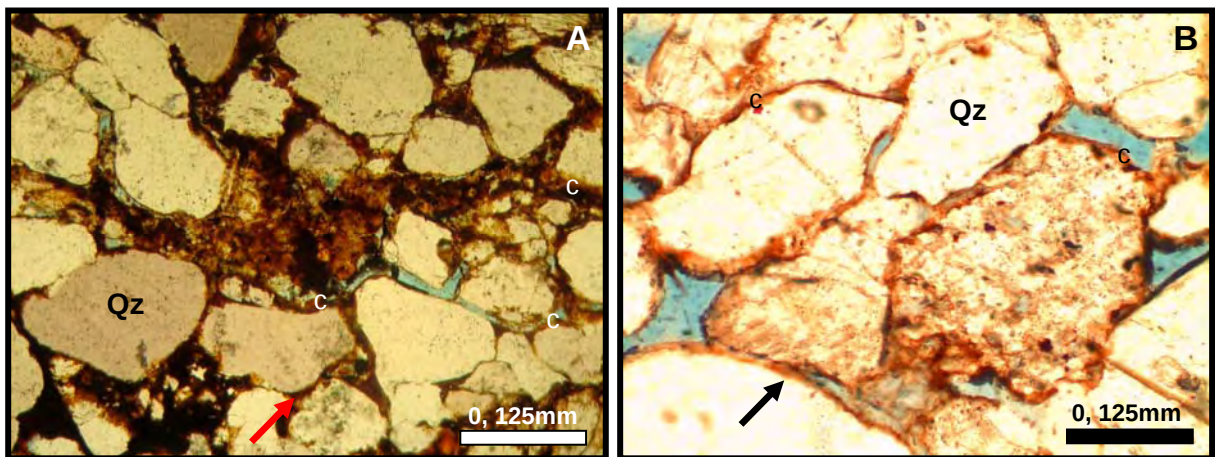


Figura - 52: Fotomicrografia mostrando as feições das argilas infiltradas. A e B) Cutículas circundando grão, onde o “c” representa as cutículas e o “p” representa ponte (setas) (20X - N// e 20X - N//, respectivamente); C) Menisco, onde “m” representa menisco (seta) (esmectita) (20X - N//); D) Esmectita na forma de menisco (ponto B), vista ao MEV; E) Estrutura pendular (seta) (20X - N//); F) Esmectita potássica com magnésio octaédrico na forma de estrutura pendular (ponto A), vista ao MEV.



Figuras - 53: Fotomicrografia de cutículas argilo-ferruginosas envolvendo grãos. A) Cutículas de argila infiltrada alterada (20X - N/I); e B) Cutículas de argila infiltrada seguida por cutículas de óxido de ferro (20X - N/I). Observar o "c" e as setas indicando as cutículas.

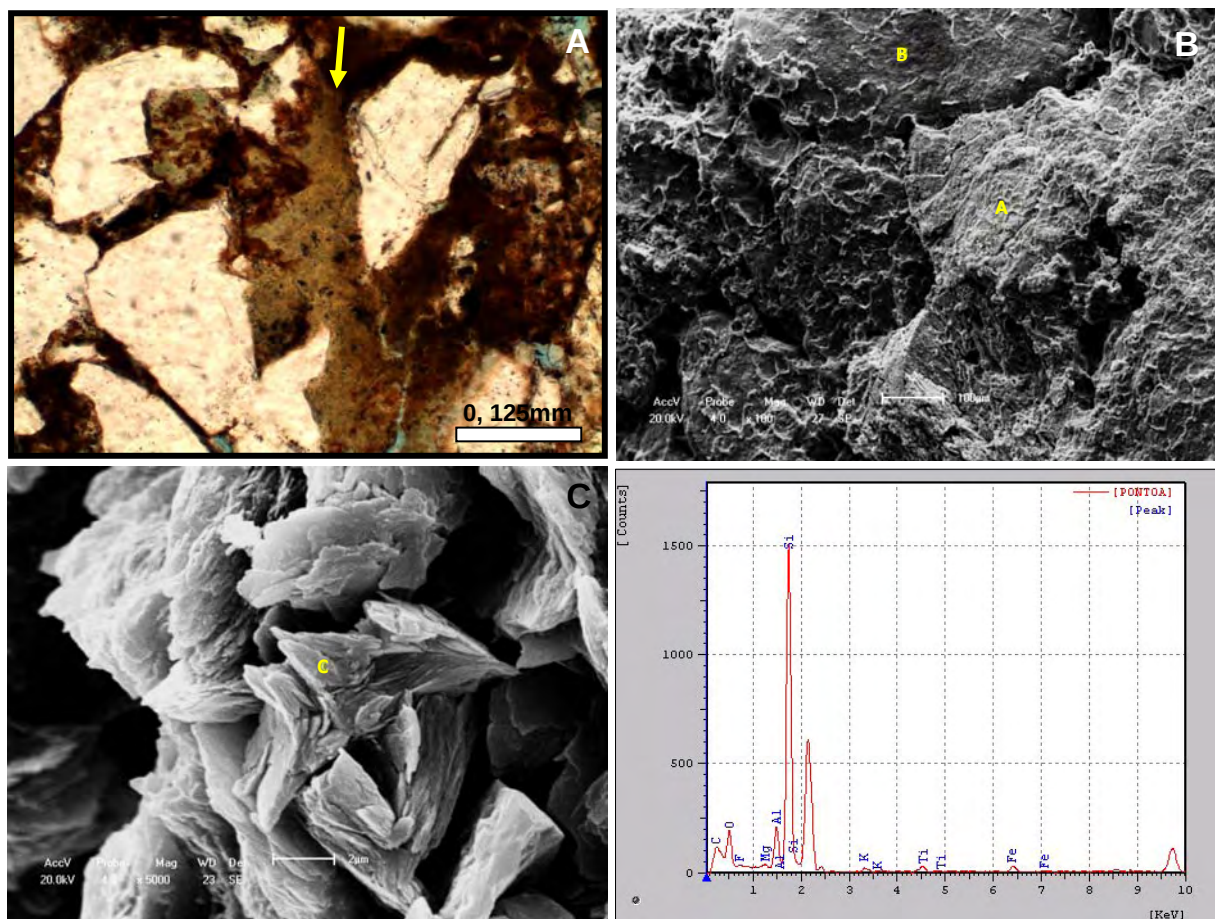


Figura - 54: A) Matriz parcialmente alterada para um material amarronzado, ferruginoso (seta) (20X - N/I); B e C) Imagem de esmectita potássica com magnésio octaedro, vista ao MEV (argila na forma de matriz). A última foto à direita corresponde a um espectroqualitativo (EDS), referente ao ponto A da figura B (imagem de MEV).

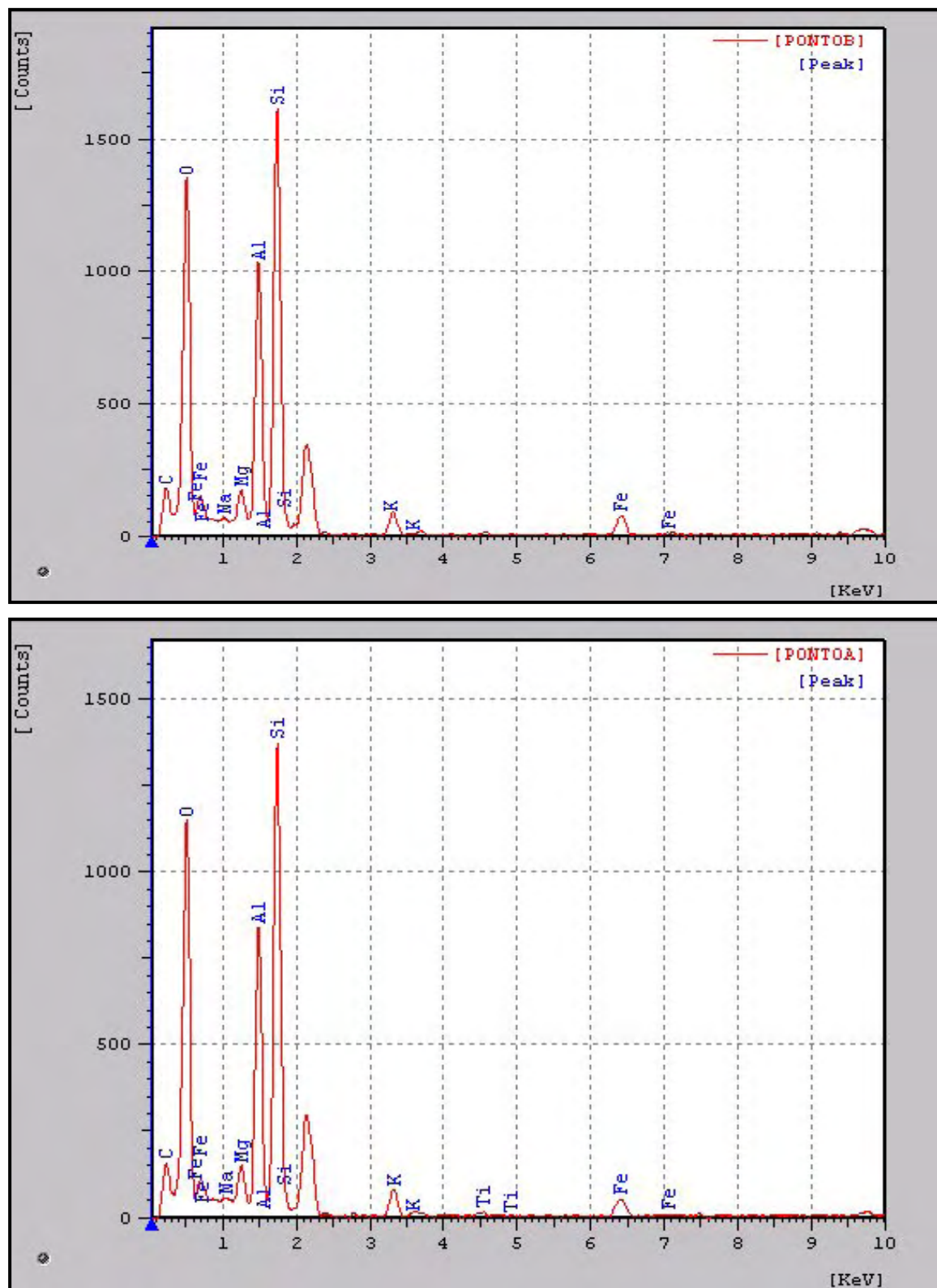


Figura - 55: Espectroqualitativos (EDS). O primeiro espectroqualitativo pertence à Figura 52 D, e o segundo, pertence à Figura 52 F.

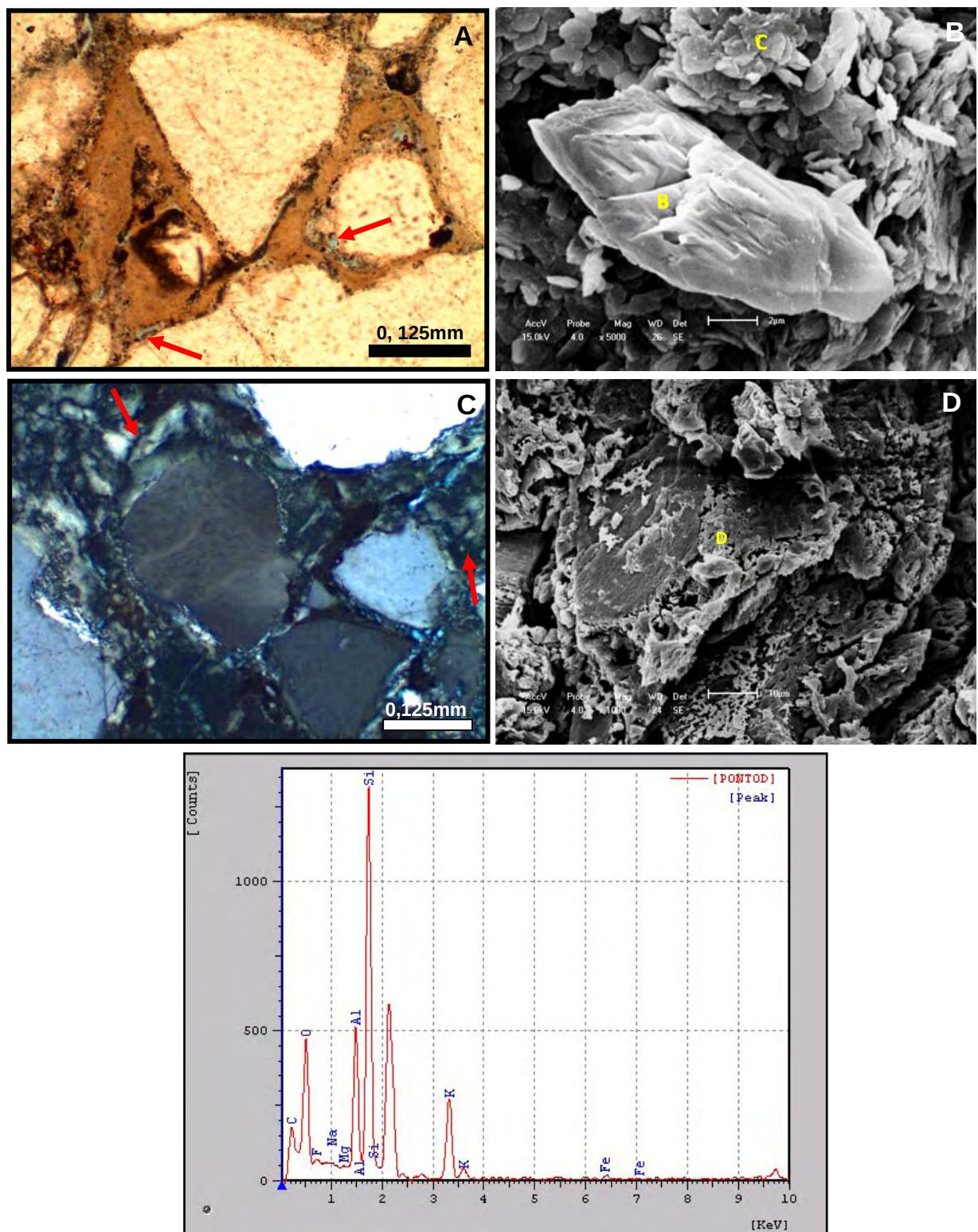


Figura - 56: Fotomicrografia mostrando os tipos de argilas infiltradas. A) Argila do tipo esmectita (na forma de matriz), contraída gerando porosidade secundária (setas) (20X - N/I); B) Imagem de esmectita (pontos **B** e **C**), vista ao MEV; C) Matriz argilosa, esverdeada (esmectita/clorita), rodeando grãos de quartzo (setas) (20X - NC); e D) Interestratificado de esmectita/clorita (clorita no ponto **D**). Imagem de MEV referente à figura C. A figura abaixo corresponde a um espectroqualitativo (EDS), referente à imagem de MEV da figura D (ponto **D**).

4.3.2.2 Compactação Mecânica e Química (dissolução por pressão)

Examinando arenitos de diferentes composições, idades e profundidades, Füchtbauer (1967 *apud* De Ros, 1985) concluiu que os rearranjos texturais físicos, denominados compactação mecânica, representam o processo responsável pela redução de porosidade, mas isto ocorre quando esta compactação atua de forma intensa, e que sua atuação se concentra nos primeiros 1.000 metros de soterramento, diminuindo abaixo de tal profundidade.

A compactação mecânica ocorre em resposta à crescente pressão de soterramento com o aumento da profundidade, na mesodiagenese, mas pode ocorrer a pequenas profundidades, logo após o soterramento, no domínio eodiagenético (De Ros e Moraes, 1984). Os produtos gerados incluem a rotação e fraturamento de grãos rígidos e esmagamento de grãos dúcteis.

Com relação à compactação química, característica do estágio mesodiagenético, refere-se à dissolução por pressão dos grãos ao longo de seus contatos tangenciais, onde a concentração de tensões é máxima. Durante o soterramento, a dissolução por pressão dos grãos produz contatos suturados e côncavo-convexos entre os mesmos. Em geral, o quartzo é mais afetado por este processo (De Ros e Moraes, 1984). Subordinadamente, tem-se os feldspatos, representados por dissolução parcial ou total.

Nos arenitos das fácies Mauriti, é possível observar os efeitos da compactação química, sobretudo em grãos de quartzo, nos quais, os aspectos mais evidentes são os contatos côncavo-convexos e suturados entre grãos (Figura 57).

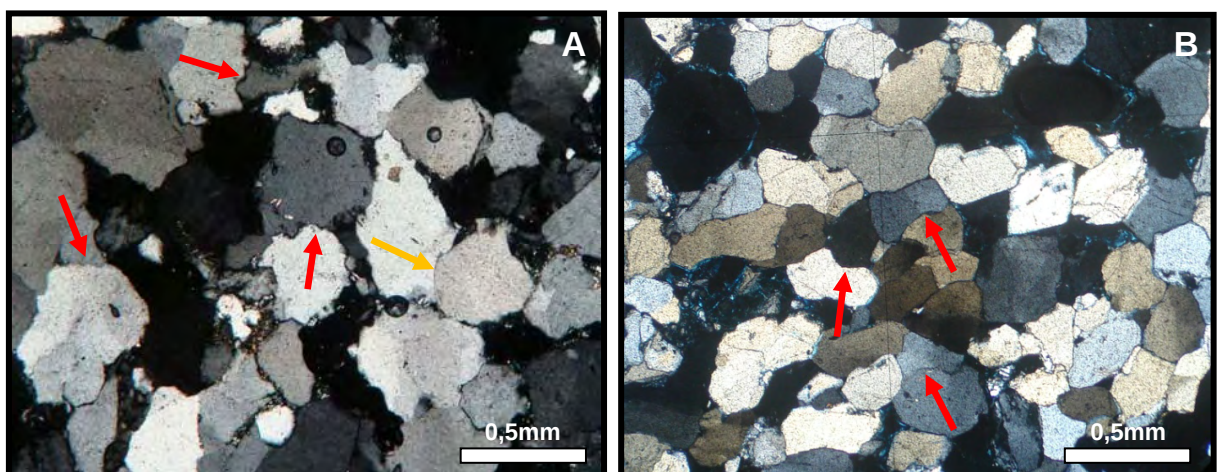


Figura - 57: Fotomicrografia mostrando os contatos entre os grãos. A) Grãos de quartzo com contatos suturados (setas vermelhas) e côncavo-convexo (seta laranja) (5X – NC); e B) Grãos de quartzo com contatos côncavo-convexos (setas) (5X – NC).

A predominância de contatos côncavo-convexos e suturados entre os grãos do arcabouço confere um empacotamento fechado, o que é corroborado pelo índice de empacotamento, especialmente na fácies (**Agf**). Entretanto, também é freqüente o empacotamento aberto e normal, presente nas fácies (**Agcm**) e (**Agcls**), com contatos pontuais e grãos flutuantes.

O empacotamento aberto indica que a rocha praticamente não sofreu eventos de compactação e que seu soterramento foi raso, enquanto que, o empacotamento fechado demonstra soterramento profundo.

Quanto à compactação mecânica, as feições mais perceptíveis são as micas encurvadas entre os grãos mais rígidos do arcabouço, grãos fraturados de quartzo e litoclastos esmagados, às vezes gerando pseudomatriz, além de raros grãos de feldspatos fraturados e compactados (Figura 58).

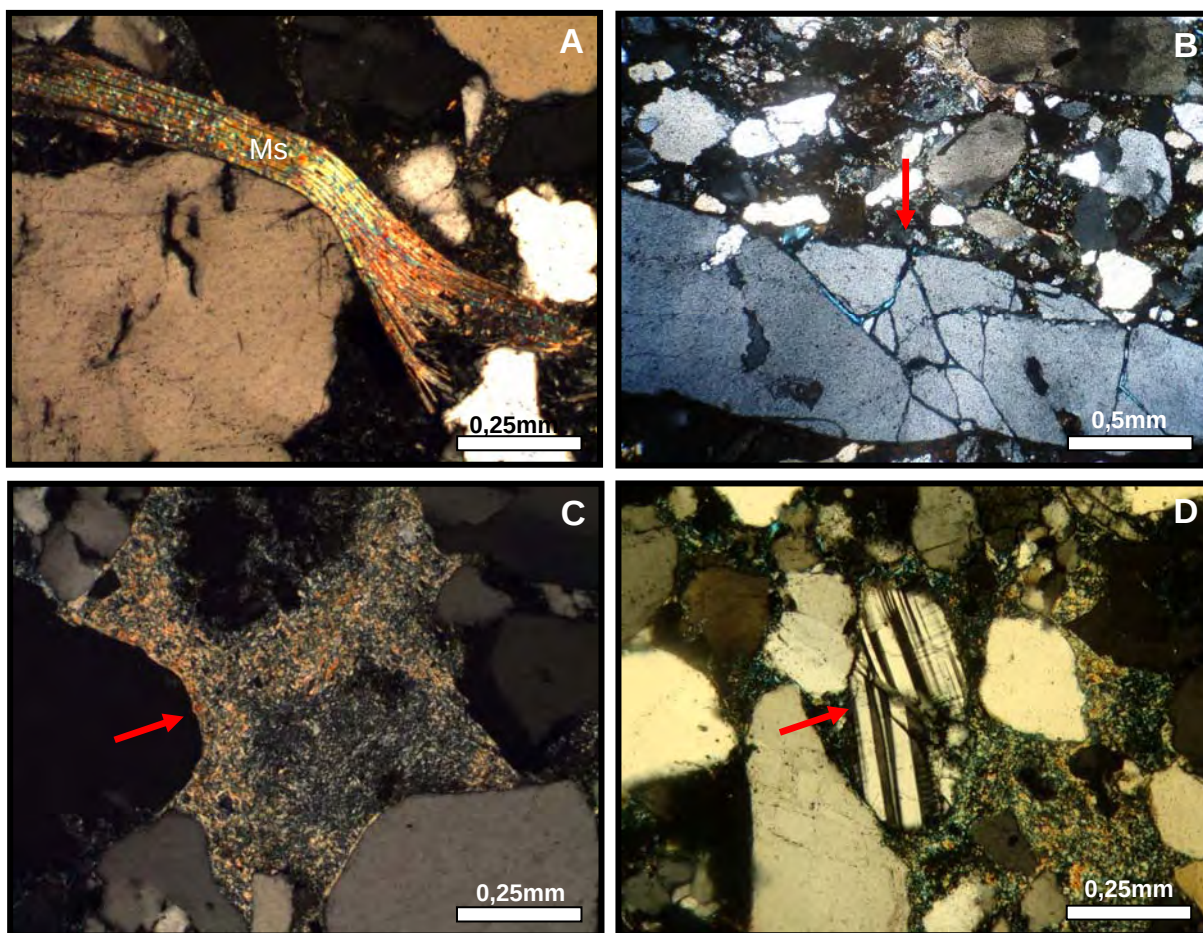


Figura - 58: Fotomicrografia mostrando feições de compactação mecânica em grãos. A) Muscovita compactada e encurvada (10X - NC); B) Grão de quartzo bastante fraturado (5X - NC); C) Pseudomatriz (seta) (10X - NC); e D) Feldspato plagioclásio fraturado e deslocado (seta) (10X - NC).

Estas características indicam que a compactação mecânica ocorreu de forma atuante e que o soterramento pode ter atingido grandes profundidades. Os efeitos da compactação mecânica na Formação Mauriti são mais bem observados na fácies (**Agf**), onde ocorre forte presença de micas encurvadas, grãos rígidos fraturados e deformações de litoclastos.

4.3.2.3 Cimentação

Refere-se ao processo diagenético formador de novos minerais (autigênicos), pela precipitação química nos espaços porosos. Neste contexto, freqüentemente este processo é responsável pelo preenchimento parcial ou total dos poros dos sedimentos reduzindo a porosidade.

Os principais tipos de cimento reconhecidos nas amostras analisadas foram: óxidos/hidróxidos de ferro, sílica, óxido de titânio (anatásio), pirita, caulinita e feldspato.

4.3.2.3.1 Cimentação por Óxidos/Hidróxidos de Ferro

A cimentação por óxido de ferro tem sido estudada por vários autores, entre eles, Turner (1980) e De Ros e Moraes (1984). Segundo Turner (1980), a dissolução de minerais ferromagnesianos, como biotita, hornblenda e piroxênio, estimularia a liberação de íons K^+ , Na^+ , Ca^{+2} , Al^{+3} , Si^{+4} , Mg^{+2} , Fe^{+2} e Mn^{+2} nas soluções intersticiais, os quais, serviriam de fonte para minerais autigênicos.

De acordo com De Ros e Moraes (1984), as cutículas de óxidos e hidróxidos de ferro que circundam os grãos detríticos, com o soterramento, estabilizam-se como hematita.

Em geral, a cimentação por óxido/hidróxido de ferro é assinalada por finas películas de hematita e/ou goetita que se precipitam sobre a superfície dos grãos detríticos. Este tipo de cimento geralmente se forma sob condições oxidantes no estágio inicial de soterramento dos sedimentos (eodiagênese), ou quando o material foi reexposto à superfície (telodiagênese). Este tipo de cimento é comum em amostras de afloramento. Segundo Borcadi (2005) a goetita é produto de meteorização dos minerais de ferro.

Nas amostras estudadas é comum a precipitação de óxidos/hidróxidos de ferro que ocorre sob forma de cutícula em torno dos grãos e preenchendo o espaço intergranular. O óxido/hidróxido de ferro constitui o cimento dominante, com um valor médio de 9%. Em alguns pontos de determinadas lâminas ocorre uma maior precipitação de hematita, que termina por ocupar todo o espaço intergranular da rocha. Este tipo de cimento é observado com maior concentração na fácies **Agcls**; subordinadamente, ocorre na fácies **Agcm**, sendo quase ausente na fácies **Agf** (Figura 59).

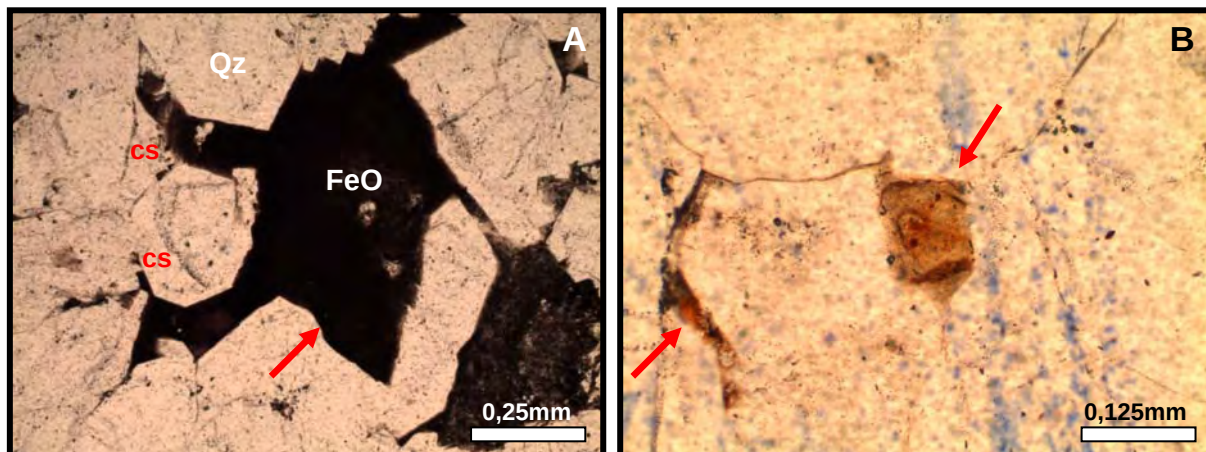


Figura - 59: A) Cimento de hematita (seta) (10X - N//). Observar crescimento secundário de quartzo pré-óxido de ferro (cs); e B) Cimento de goetita (limonita) (setas) (20X - N//).

4.3.2.3.2 Cimentação por Sílica

A cimentação por sílica é encontrada em todas as fácies, predominantemente sob forma de crescimento secundário de quartzo; por vezes, observa-se na **Fácies Agcls**, de modo raro, cimentação por sílica sob a forma sílica criptocristalina e microcristalina, como a calcedônia e quartzo microcristalino (tipo silcrete), respectivamente (Figura 60).

O cimento silicoso representado pelo crescimento secundário de quartzo comumente é precipitado em volta do grão de quartzo e se forma no estágio mesodiagenético (Figura 61). Às vezes, a forma do grão original aparece delineada por películas de óxidos de ferro ou argilas (impurezas). Entretanto, grandes quantidades de argilas ou óxidos de ferro, sob a forma de cutículas, podem inibir o desenvolvimento desse crescimento.

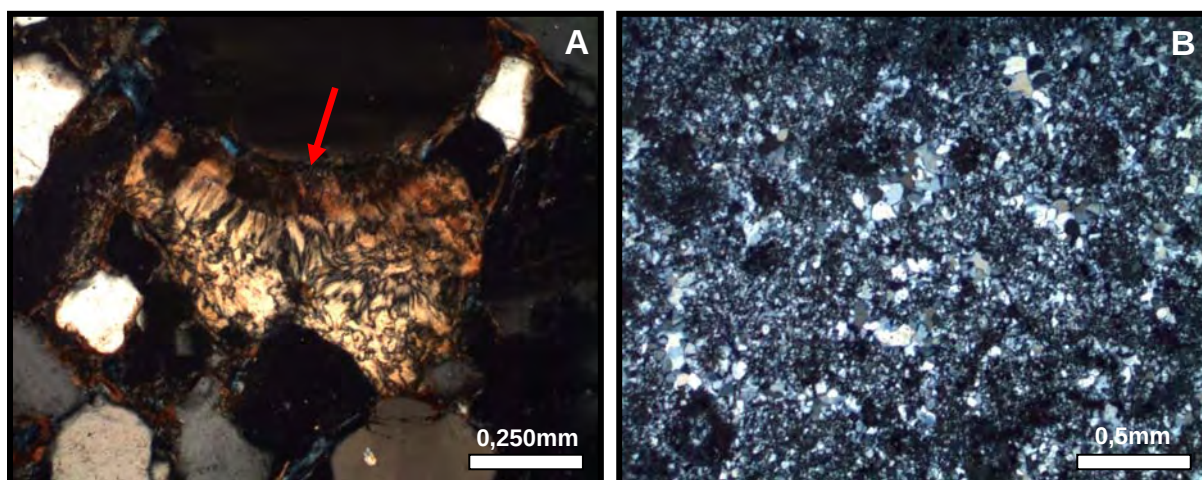


Figura - 60: A) Cimento de sílica do tipo calcedônia (seta) (10X - NC); e B) Cimento de sílica do tipo quartzo microcristalino (silcrete) (5X - NC).

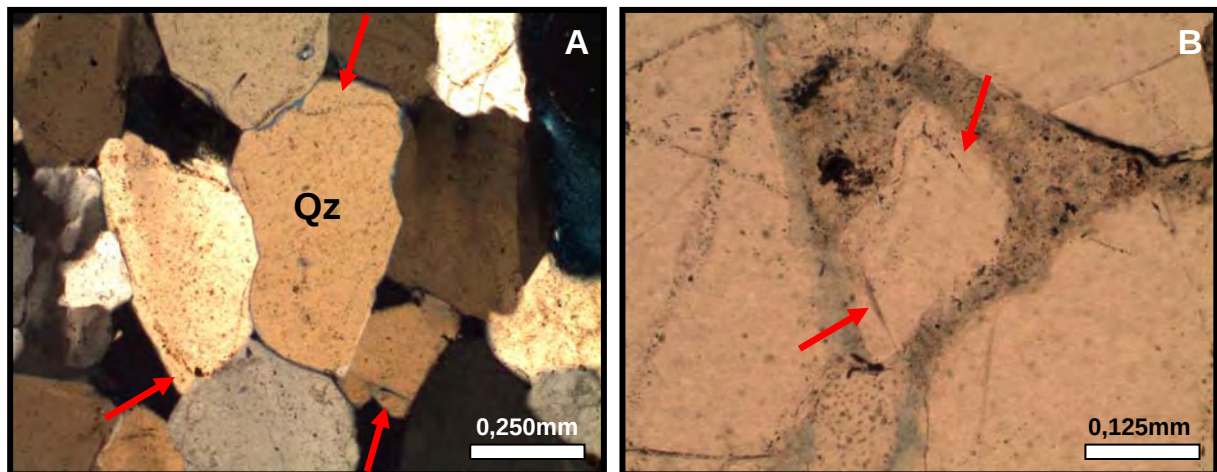


Figura - 61: Cimento de sílica. A) Crescimento secundário de quartzo (setas) (10X - NC); e B) Crescimento secundário de quartzo seguido de argila infiltrada (setas) (20X - N//).

O crescimento secundário constitui o segundo cimento dominante nas amostras analisadas (representando, em média 5.5% do total do cimento), concentrado principalmente na **Fácies Agf**, onde a quantidade de argila infiltrada e de óxidos de ferro é insuficiente para inibir sua geração. Aqui, o crescimento de quartzo é anterior à introdução de argila infiltrada e ao fenômeno de oxidação (processo eodiagenético), sendo responsável pela obliteração parcial da porosidade primária da rocha.

A cimentação por precipitação de sílica na forma de calcedônia ocorre preenchendo os espaços intergranulares e representa menos de 1 % do cimento silicoso, assim como a cimentação por quartzo microcristalino. Geralmente a origem da sílica para cimentação é atribuída à dissolução por pressão, no entanto, essa origem é amplamente discutida na literatura. Neste contexto, Mc Bride (1989) sugere alguns tipos de fontes para procedência da sílica:

- 1- dissolução por pressão ao longo dos contatos entre grãos de composição silicática (contatos interpenetrativos e estilólitos) e reprecipitação local na forma de cimento;
- 2- dissolução de sílica amorfa, principalmente fragmentos vulcânicos e biogênicos;
- 3- transformação de esmectica em ilita ou clorita, onde suas reações resultam em excesso de sílica dissolvida;
- 4- alteração de feldspatos detríticos e substituição pseudomórfica por caulinita, ilita ou albita;
- 5- substituição de minerais silicáticos por carbonatos.

De acordo com Jesus (2004), crescimento secundário de quartzo em rochas com ausência de dissolução por pressão pode revelar deslocamento de água de formação de fontes profundas enriquecidas em sílica (por dissolução por pressão), ou indicar outra fonte. Outra fonte para a cimentação por sílica pode ser a dissolução de outros silicatos, como pó de sílica, que pode ser proveniente de abrasão dos grãos, principalmente se o sedimento for de origem eólica. A referida autora argumenta ainda que, a dissolução de anfibólios e piroxênios, a transformação de esmectita em illita e de feldspato em caulinita, também podem fornecer sílica.

Segundo Jesus (2004), frequentemente a água subterrânea é supersaturada em sílica e, se essa água entrar em contato com areias quartzosas em volume suficiente, pode gerar cimentação por sobrecrecimento de quartzo.

A ocorrência de sílica amorfa ou criptocristalina indica altas concentrações de sílica dissolvida na água de formação. A solubilidade da sílica é controlada pela temperatura e pH (Tucker, 1991). O aumento da temperatura mesmo em profundidades rasas poderá gerar elevadas concentrações de sílica proporcionando a precipitação de sílica amorfa ou criptocristalina (Batezelli *et. al.*, 2005).

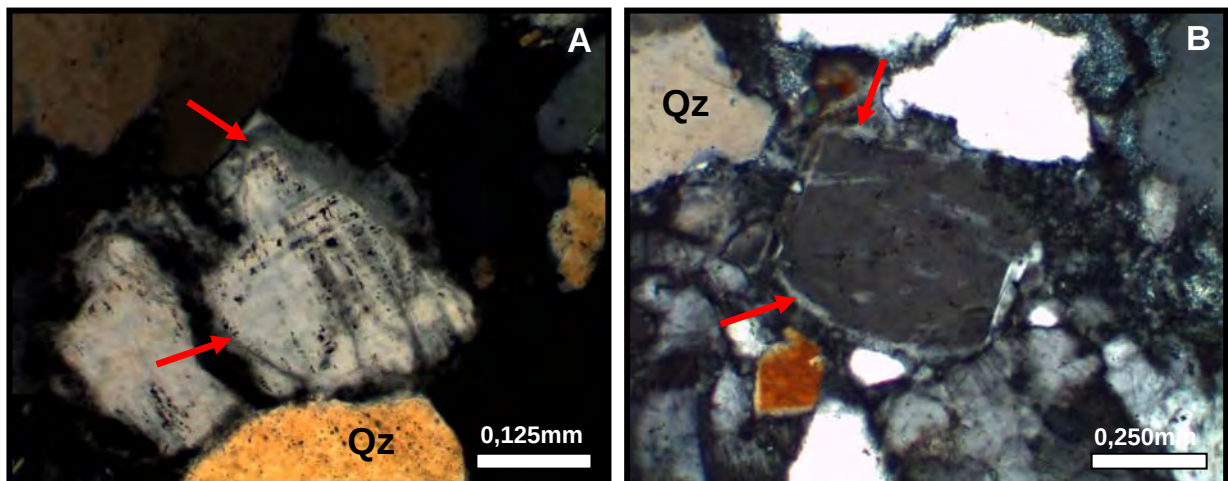
4.3.2.3.3 Cimentação por Feldspato

O desenvolvimento de crescimentos secundários de feldspatos é mais comum em feldspato potássico, mas ocorrem também em grãos de albita. São mais visíveis pela sua maior limpidez, em relação aos grãos, devido a sua maior resistência à alteração.

A existência de feldspato autigênico é muito comum em arenitos feldspáticos de diversas profundidades, ainda que ocorra de forma subordinada volumetricamente, quando se compara com outros tipos de cimentos e sua presença tem sido associada à precipitação em condições eo ou mesodiagenéticas (Morad *et al.*, 1990, 2000).

Para formação de feldspato autigênico é necessário que as águas de formação sejam alcalinas, ricas em Na^+ ou K^+ , Al^{3+} e Si^{4+} . Estes elementos são oriundos principalmente da hidrólise e dissolução de grãos menos estáveis do sedimento (Jesus, 2004).

Apesar de ser uma feição muito comum em rochas sedimentares, o cimento feldspático é o constituinte menos representativo nos arenitos estudados, ocorrendo em pequena proporção, com menos de 1%, sob a forma de crescimento secundário envolvendo grãos de microclina e ortoclásio, presente nas fácies **Agcm** e **Agcls** (Figura 62).



Figuras - 62: Microfotografia mostrando cimentação por feldspatos do tipo crescimento secundário. A) Microclina com crescimento secundário (setas) (20X - NC.); e B) Ortoclásio com crescimento secundário (setas) (10X - NC).

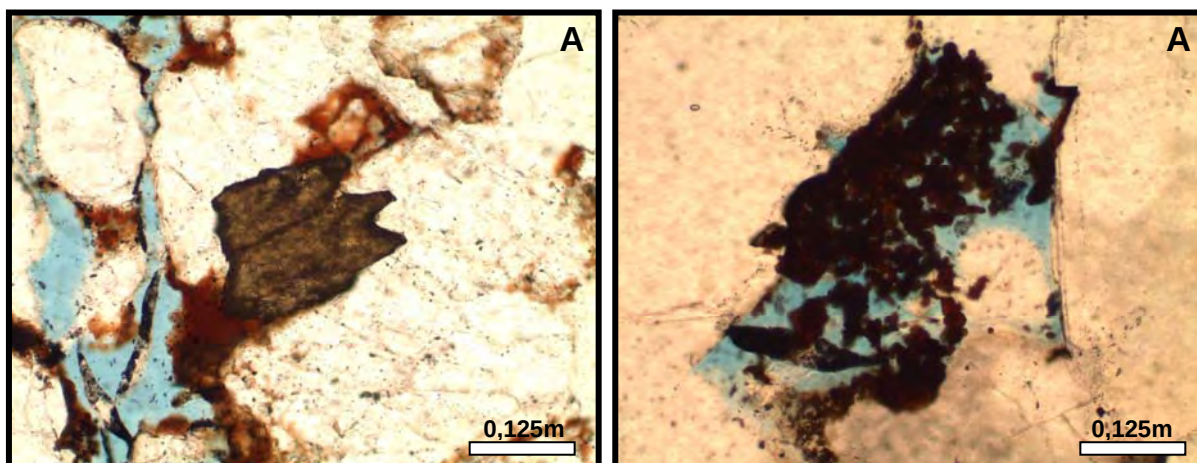
4.3.2.3.4 Cimentação por Óxido de Titânio (anatásio) e por Pirita

De acordo com De Ros (1985), a ocorrência de minerais autigênicos de titânio raramente é descrita em arenitos, sendo mais conhecidas algumas concentrações superficiais em bauxitas e em silcretes.

A existência de óxido de titânio como fase autigênica, identificado nos arenitos analisados, é confirmada pela presença do mineral titanita e de pequenos cristais de anatásio (Figura 63A), que ocorrem com um percentual inferior a 1%. O cimento de anatásio nesses arenitos aparece em todas as fácies e, apresenta-se também, como grãos, com hábito similar ao da titanita, ocorrendo sobre outros minerais.

A fonte mais óbvia de minerais de titânio é a dissolução de silicatos ferromagnesianos que possuem esse elemento em teores subordinados na estrutura (De Ros, 1985). O anatásio autigênico está associado à dissolução de minerais detríticos portadores de titânio, como a magnetita titanífera, esfeno, ilmenita, biotita, piroxênios e anfibólios. Cabe ressaltar que os três últimos minerais supracitados (biotita, piroxênio e anfibólio) foram identificados em todas as fácies dos arenitos estudados. Desta forma, é possível que o anatásio presente nesses arenitos tenha sido gerado a partir da dissolução de biotita, anfibólio e piroxênio.

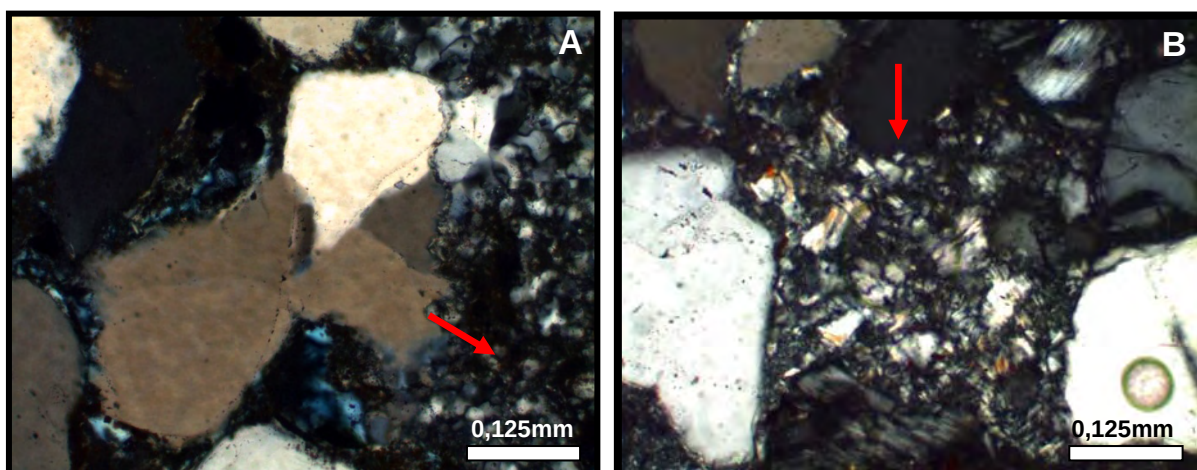
A cimentação por pirita ocorre em todas as fácies, entretanto, apresenta-se com maior frequência nas fácies **Agcls e Agcm**, estando disseminada em algumas amostras. Ocorre também, na forma de cristais euédricos e subédricos, como agregados no interior dos poros (Figura 63B).



Figuras - 63: A) Cimentação por óxido de titânioita (anatásio) (20X - N/I); e B) Cimentação por pirita, com concentração de pirita (20X - N/I).

4.3.2.3.5 Cimentação por Caulinita

Este tipo cimento ocorre como precipitação, de forma bem distribuída, sendo observado nos arenitos de todas as fácies, predominando, no entanto, nas **Fácies Agcls e Agcm**. Ocorre com hábito microcristalino, sob a forma de “livrinhos” (*booklets*), agregados e textura vermiculosa. (Figura 64). É importante ressaltar que não foi identificada a presença significativa de cimento carbonático, sendo notados apenas traços de calcita.



Figuras - 64: A) Cimento de caulinita em agregados (20X - NC); e B) Cimento de caulinita em forma de “livrinhos” (*booklets*) (20X - NC).

4.3.2.4 Dissolução de Feldspatos

De acordo com McBride (1985), uma quantidade considerável de minerais detríticos se envolve em algum tipo de dissolução que pode ser originada por infiltração de água

meteórica (água de circulação atmosférica), que ocorre nas partes mais superficiais, rasas e intermediárias da bacia, ou por água conata (água depositada junto com os sedimentos), atuante nas partes mais profundas da bacia.

Nos arenitos da Formação Mauriti, ocorre com frequência, a dissolução de feldspatos ao longo dos planos de clivagem, maclas e no centro dos grãos (Figura 65). Essa dissolução é mais efetiva no centro dos grãos (*vide* Figura 45A), do que nas bordas.

Provavelmente, no ambiente da Formação Mauriti, ocorreram enxurradas episódicas suprindo o sistema em águas meteóricas ácidas, provocando a dissolução desses feldspatos.

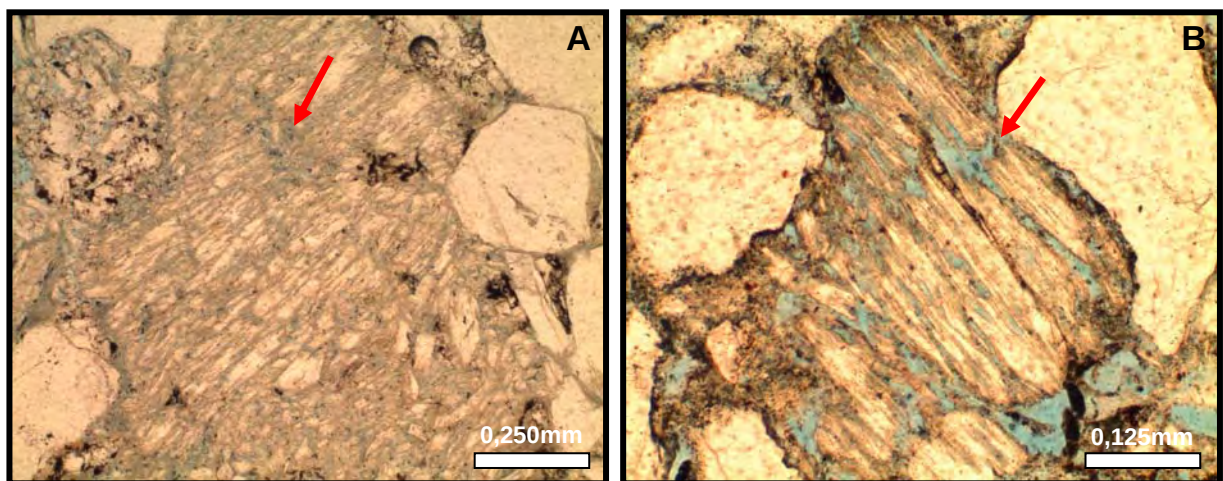


Figura - 65: Fotomicrografia mostrando dissolução de feldspatos. A) Dissolução inicial de feldspato (seta) (10X - N/I); e B) Dissolução de feldspato ao longo dos planos de clivagem e maclas (seta) (20X - N/I).

4.3.2.5 Alteração e Substituição por Argilominerais (caulinita, clorita e illita) e por minerais opacos

Os arenitos analisados mostram, com frequência, alterações de micas (muscovita e biotita) e de feldspatos. O produto de alteração dos feldspatos é representado por caulinitização parcial, ilitização e esmectização; já o produto de alteração da biotita e muscovita é representado, principalmente, pelo processo de caulinitização. Provavelmente, a alteração de grãos para illita e esmectita, ocorre devido ao aumento da instabilidade dos argilominerais com o aumento da profundidade (soterramento).

Também, foi observado nesses arenitos, ainda que em quantidades muito pequenas, a presença de algumas biotitas se alterando para óxido de ferro (Figura 66) e se cloritizando, entretanto, é a caulinitização de muscovita o produto de alteração mais representativo no presente estudo.

Algumas vezes ocorre a substituição total de feldspatos, biotitas e muscovitas por caulinita, bem como, a substituição de feldspato por esmectita e illita (*vide* Figura 49D) (Figura 67).

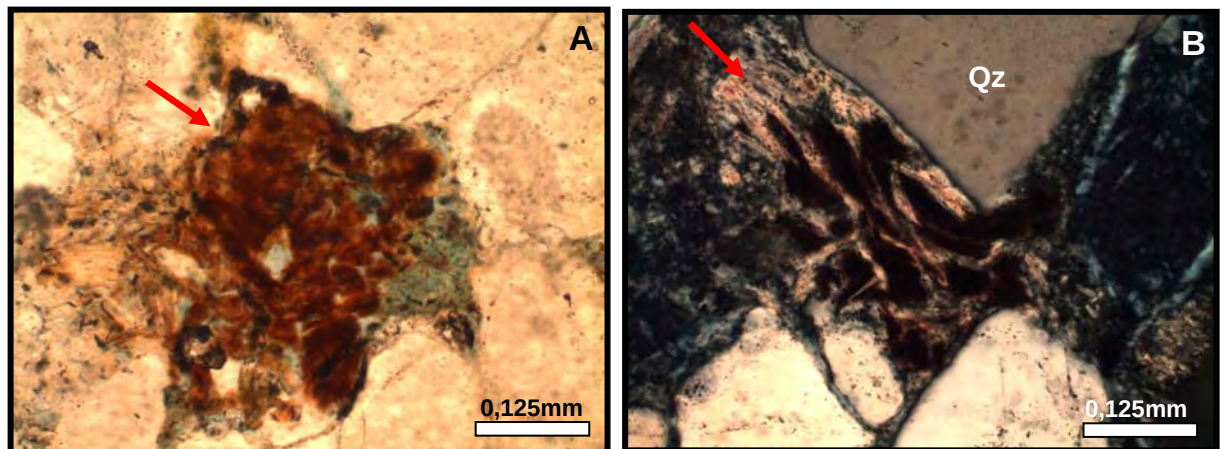


Figura - 66: Fotomicrografia mostrando biotitas alteradas. A) Alteração de biotita para óxido de ferro (seta) (20X - N//); e B) Biotita alterada para óxido de ferro, com caulinitização incipiente (seta) (20X - NC).

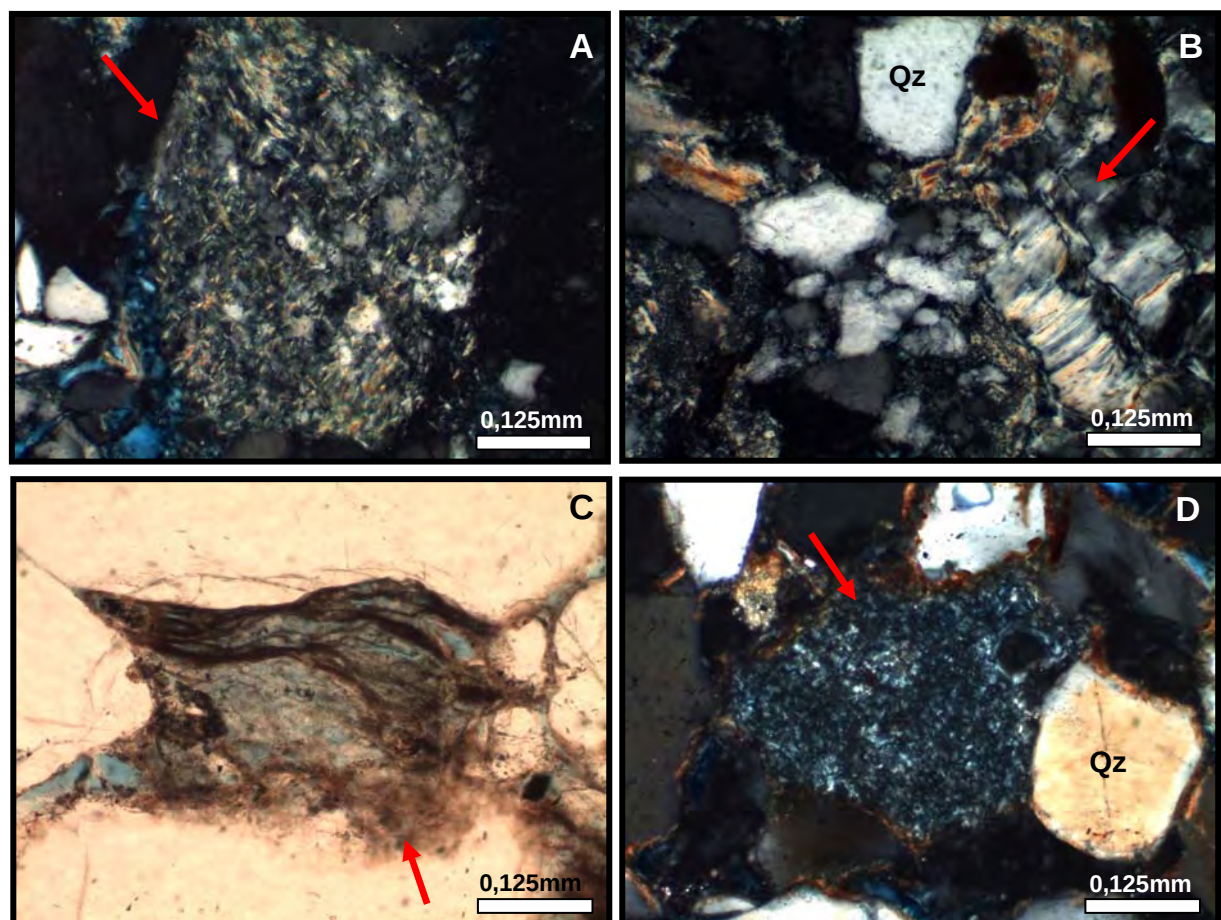


Figura - 67: Fotomicrografia mostrando os minerais alterados e substituídos. A) Feldspato alterado, sendo substituído por illita (seta) (20X - NC); B) Caulinização de muscovita (seta) (20X - NC); C) Caulinização de biotita (seta) (20X - N//); e D) Substituição de feldspato por caulinita (seta) (20X - NC).

A intensificação da alteração dos minerais anteriormente mencionados produziu o processo de caulínização parcial ou total nos arenitos estudados. Também é possível observar a alteração de argila infiltrada para opacos (Figura 68).

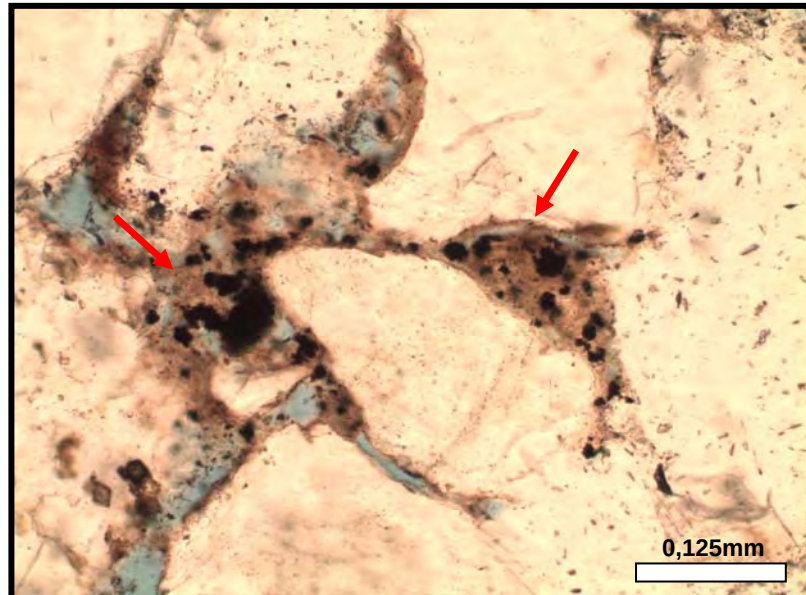


Figura - 68: Fotomicrografia mostrando alteração de argila infiltrada para opacos (setas) (20X - N//).

Grãos de feldspatos e muscovita, pouco e às vezes muito alterados, ocorrem em todas as fácies. Já a alteração da biotita, esta ocorre nas fácies **Agf** e **Agcls**.

Feitosa (1987), estudando os arenitos da Formação Mauriti, na Bacia do Araripe, reconheceu dois estágios diagenéticos: eodiagênese e mesodiagênese. A eodiagênese foi marcada pela cimentação por óxido de ferro em forma de películas; a mesodiagênese foi representada pelos contatos suturados e côncavo-convexos e, pelo crescimento secundário dos grãos de quartzo. Assim, a referida autora concluiu que os arenitos estudados por ela podem ser característicos de uma diagênese relativamente avançada.

4.3.2.6 Sequência de Eventos Diagenéticos

A subdivisão das fases diagenéticas, aqui adotada, foi proposta por Choquette e Pray (1970) e Morad *et al.*, 2000; são elas: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese.

O Quadro 2 mostra a sequência de eventos diagenéticos identificados nos arenitos da Formação Mauriti, onde as barras representam as sequências evolutivas dos eventos, e seus diferentes tamanhos indicam a intensidade de atuação de cada evento. Os estágios estão sendo representados por barras de cores diferentes, onde, o estágio eodiagenético

está representado pela cor preta; o mesodiagenético pela cor vermelha e o telodiagenético pela cor azul.

Com relação ao Quadro 2, o mesmo mostra o grau de atuação dos eventos diagenéticos de cada fácies. As barras indicam, de acordo com suas espessuras, a intensidade de atuação de cada evento.

Quadro - 2: Estágios diagenéticos identificados nos arenitos da Formação Mauriti

Eventos	Fases		
	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Infiltração mecânica de argila			
Cimentação precoce por hematita e goetita (limonita)			
Compactação mecânica			
Compactação química			
Crescimento secundário de quartzo			
Crescimento secundário de feldspato			
Geração de porosidade secundária			
Cimentação por caulinita			
Cimentação por titanita/anatásio			
Cimentação por pirita			
Dissolução de feldspatos			
Alteração e substituição			

Quadro 3 - Estágios diagenéticos identificados em cada fácies dos arenitos da Formação Mauriti

Eventos \ Fácies	Agcls	Agcm	Agf
Infiltração mecânica de argila	_____	_____	_____
Cimentação precoce por hematita e goethita (limonita)	_____	_____	_____
Compactação mecânica	_____	_____	_____
Compactação química	_____	_____	_____
Crescimento secundário de quartzo	_____	_____	_____
Crescimento secundário de feldspato	_____	_____	_____
Geração de porosidade secundária	_____	_____	_____
Cimentação por caulinita	_____	_____	_____
Cimentação por titanita/anatásio	_____	_____	_____
Cimentação por pirita	_____	_____	_____
Dissolução de feldspatos	_____	_____	_____
Alteração e substituição	_____	_____	_____

4.4 PROVENIÊNCIA DE ARENITOS

4.4.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

A expressão “**proveniência**” significa origem ou fonte, quer dizer derivar, proceder, originar. Na petrologia sedimentar o termo proveniência corresponde às fontes das quais os materiais detríticos sedimentares foram derivados.

Segundo Pettijohn (1975), cada tipo de rocha tende a apresentar uma suíte distinta de minerais que lhe é característica.

Sedimentos clásticos podem ter várias fontes e passar por diversos processos, como intemperismo, erosão, transporte, deposição e soterramento nas bacias sedimentares (ciclo sedimentar). Estes processos influenciam na composição final dos sedimentos desde suas áreas-fonte até os sítios deposicionais, o que dificulta a identificação e distinção das fontes geradoras dos minerais detríticos. Desta forma, é de suma importância saber quais os controles desses processos e suas conseqüências na composição final dos sedimentos, já que isso permite avaliar o grau de modificação e identificar o sinal de proveniência em inúmeras situações geológicas (Morton & Hallsworth, 1999).

A assinatura original de proveniência pode ser modificada nos sedimentos por influência do comportamento hidráulico das partículas e dissolução intraestratal durante processos diagenéticos (Morton & Hallsworth, 1994, 1999). Fatores hidrodinâmicos que atuam durante o transporte e deposição controlam a presença dos minerais detríticos. Durante o transporte, a abrasão mecânica causa a diminuição do tamanho dos grãos, por uma combinação de fraturamento e arredondamento, e a dissolução causa perda total ou parcial dos minerais detríticos submetidos a variações de condições geoquímicas nos vários estágios do ciclo sedimentar, mencionados anteriormente (Morton & Hallsworth, 1999).

O principal controle sobre a composição detrítica de um sedimento é a composição e textura das rochas-fonte. No entanto, o clima, o relevo atuante na área-fonte, o grau e processo de transporte sofrido antes da deposição final, além da diagênese, são fatores que modificam a composição detrítica original. Portanto, estas modificações na composição detrítica podem constituir obstáculos na interpretação da proveniência (Remus *et al.*, 2008, Fontanelli, 2007).

Em relevo acidentado com clima árido a composição dos sedimentos vai estar relacionada à das áreas-fonte (Johnsson, 1993, *apud* Remus, *et.al* 2008). Por outro lado, em climas úmidos onde predomina o intemperismo químico a composição original dos minerais se altera mais do que em climas áridos.

Terrenos-fonte em relevo acidentado e tectonicamente instável sofrem com menor intensidade os efeitos do intemperismo químico e tendem a disponibilizar material menos intemperizado, com fases mais instáveis, revelando com exatidão a composição das áreas-

fonte e resguardando o sinal de proveniência. Por outro lado, terrenos-fonte em áreas com relevo suave, tectonicamente estável com clima úmido, o intemperismo químico atua fortemente, gerando solos mais espessos com dissolução das fases mais instáveis, lixiviação mais intensa, e sedimentos enriquecidos em fases mais resistentes, principalmente o quartzo. Neste contexto, o sinal de proveniência é modificado, tanto que rochas-fonte graníticas tendem a produzir arenitos ricos em quartzo (Morton & Hallsworth 1999).

No estudo de proveniência leva-se também em conta que, quanto maior a distância de transporte e mais sujeito à abrasão por tração e saltação, mais maturo, ou seja, mais quartzoso torna-se o sedimento, uma vez que o quartzo possui maior resistência mecânica do que feldspato e fragmentos de rocha. Os dois últimos, por sua vez, tendem a se fragmentar, em função da clivagem e maclas dos feldspatos e, das fracas ligações intergranulares dos fragmentos de rocha.

Durante a diagênese, a composição original dos sedimentos é modificada através da dissolução diferencial de constituintes do arcabouço e substituição dos mesmos por outros constituintes tais como argilominerais. Os minerais secundários produzidos durante os processos diagenéticos não são indicadores de proveniência. O grau de modificação dependerá da temperatura, pressão, da circulação e composição dos fluidos.

4.4.2 MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADOS NO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA

O estudo de proveniência requer a integração de análises multidisciplinares como, mineralógicas, geoquímicas, de petrologia sedimentar, ígnea e metamórfica e geocronológicas, para revelar a natureza da área-fonte de regiões e o ambiente tectônico de bacias sedimentares. Os métodos mais utilizados nestes estudos são: a petrografia quantitativa da composição; análises quantitativas de minerais pesados; análise geoquímica de minerais, principalmente os pesados; análises das variedades composicionais de determinadas espécies minerais (granadas, turmalinas, piroxênios, anfibólios, espinélio, ect.); e datação radiométrica. A combinação de diversas técnicas é de grande importância, principalmente quando há uma alteração diagenética na composição original.

4.4.2.1 PETROGRAFIA QUANTITATIVA

Este método é empregado para determinar a composição essencial original, onde se deduz a composição da rocha fonte.

Para quantificar a petrografia, utiliza-se o método de contagem discriminada de Gazzi-Dickinson (Dickinson, 1985; Zuffa, 1985), cujo objetivo é reduzir o efeito da granulometria na

composição detrítica, uma vez que sedimentos de granulometria mais grossa possuem mais fragmentos de rochas (litoclastos), constituídos por vários minerais, enquanto que os de granulometria mais fina, das mesmas fontes, são mais ricos em grãos monominerálicos de quartzo, feldspatos, micas etc. Os grãos são quantificados por meio da contagem de 300 a 500 pontos por lâmina petrográfica, e os dados obtidos são plotados em diagramas triangulares.

O método baseia-se em registrar a composição mineralógica dos cristais ou grãos de dimensões maiores que silte (0,0625 mm), os quais ocorrem nos fragmentos de rocha e que são contados separadamente como quartzo, feldspatos, etc., e que podem desagregar-se em grãos monominerálicos devido a evolução do transporte (Remus *et al.*, 2008).

Dentro desse método, são quantificados diretamente como litoclastos unicamente os fragmentos com textura fina, como rochas vulcânicas afaníticas, lutitos, ardósias, filitos, *chert* e rochas carbonáticas.

Conforme a contagem discriminada de Gazzi-Dickinson, reconhece-se a composição e os principais ambientes tectônicos das áreas-fonte. Este reconhecimento se dá através de diagramas ternários que discriminam campos composicionais.

Os principais diagramas utilizados são QtFL (Quartzo total/Feldspato total/Líticos total) para enfatizar a maturidade do sedimento, e QmFLt, onde inclui Qp nos grãos líticos (Quartzo monocristalino e policristalino grosso/Feldspato total/Líticos + Quartzo policristalino fino), para identificar rocha-fonte, mas dependendo da assembléia de minerais identificada, também podem ser utilizada os diagramas QpLvLs (Quartzo policristalino fino/Lítico vulcânicos/Líticos metamórficos) e QmPK (Quartzo monocristalino e policristalino grosso/Plagioclásio/Feldspato potássico). Para análise de proveniência, neste trabalho foram utilizados dois diagramas: QtFL e QmFLt (Figura 62).

A utilização destes diagramas propicia a discriminação dos arenitos em um dos quatro principais terrenos de proveniência: os crátons estáveis, embasamento soerguido, arcos magmáticos, e cinturões orogênicos com reciclagem de rochas sedimentares e metassedimentares (Dickinson, 1985). O Quadro 3 mostra que em cada campo ocorre uma composição característica, sendo assim tem-se:

- Crátons estáveis de baixo relevo fornecem areias quartzosas, com alta proporção de quartzo monocristalino relativamente ao policristalino, a partir do embasamento granítico-gnáissico;
- Embasamento soerguido que são áreas de alto relevo, ao longo de riftes e zonas de transcorrência, que produz areias quartzo-feldspáticas pobres em fragmentos líticos e quartzo policristalino semelhante à área-fonte, são depositados em bacias extensionais;

- Os arcos magmáticos fornecem areias feldspato-líticas, vulcanoclásticas com altas razões de plagioclásio/feldspato potássico e fragmentos líticos vulcânicos e fragmentos líticos sedimentares;
- Orógenos reciclados que produzem areias quartzo-líticas, pobres em feldspatos e fragmentos líticos vulcânicos, com quantidades variáveis de quartzo monocristalino/policristalino e fragmentos líticos sedimentares e meta-sedimentares.

Quadro - 4: Tipos principais de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição de areias resultantes (Dickinson, 1985).

Tipos de Proveniência	Ambiente Tectônico	Composição das Areias Resultantes
Cratón Estável	Interior continental ou plataforma passiva	Areias quartzosas (ricas em Qt) com altas taxas de Qm /Qp e K /P.
Embasamento Soerguido	Rifte ou ruptura transformante	Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) com conteúdo baixo em Lt e Qp, similares à área fonte.
Arco Magmático	Arco de ilhas ou arco continental	Areias feldspático-líticas (F-L) vulcanoclásticas com altas razões P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos.
Reciclagem Orogenética	Cinturão orogênico ou complexo de subducção	Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) ricas em Ls (sedimentares e meta-sedimentares), pobres em F e Lv, com razões variáveis de Qm /Qp e Qp /L.

Baseado nos diagramas de Dickinson (1985), os grãos do arcabouço podem ser separados em diversas categorias, como:

Qm = Quartzo monocristalino;

Qp = Quartzo policristalino;

Q = Quartzo (Q = Qm + Qp);

P = Plagioclásio;

K = Plagioclásio potássico;

F = Feldspato monocristalino ($F = P + K$);

Lv = Fragmentos vulcânicos e metavulcânicos;

Ls = Fragmentos sedimentar e metasedimentar;

L = Fragmentos líticos instáveis ($L = Lv + Ls$);

Lt = Fragmentos líticos totais ($Lt = L + Qp$)

4.4.2.2 MINERAIS PESADOS

Os minerais pesados são constituintes acessórios dos sedimentos e das rochas sedimentares. Sua análise tem sido utilizada há muito tempo em estudos sedimentológico, estratigráfico e de proveniência de arenitos, no campo da geologia, tendo em vista que oferece uma abordagem de alta precisão para determinar a proveniência de sedimentos, pois fornece dados sobre a natureza das áreas-fonte.

Uma ampla variedade de minerais pesados é encontrada nos sedimentos e a maioria deles possui uma parageneses restrita e específica, sendo indicadores da natureza da rocha-fonte. As rochas-fonte primárias (ígneas e metamórficas) possuem grande variedade de minerais pesados.

Entretanto, a composição dos minerais pesados não é controlada unicamente pela composição mineralógica da área-fonte, pois a assembléia de minerais pesados está sujeita a sofrer modificações pelo intemperismo, transporte e diagênese, que podem encobrir o sinal original de proveniência.

Segundo Morton e Hallsworth (1999), a composição dos minerais pesados produzidos das áreas-fonte depende basicamente de três fatores: da composição da suíte original dos minerais pesados (controlado pela litologia da rocha-mãe), da situação fisiográfica e do clima. Estes minerais são afetados por três processos durante o transporte e deposição: seleção física, abrasão mecânica e dissolução. A seleção física resulta das condições hidrodinâmicas atuantes durante o transporte sobre as diferentes densidades dos minerais pesados. A abrasão mecânica ocorre durante o transporte e faz com que os grãos diminuam em tamanho, através da combinação quebra/ arredondamento.

4.4.2.3 ANÁLISE VARIETAL E GEOQUÍMICA DOS MINERAIS PESADOS

Esta técnica consiste no estudo da variação da composição química dentro de uma determinada espécie mineral, a qual varia conforme a litologia-fonte. A geoquímica mineral nos estudos de proveniência, principalmente nos minerais pesados, é uma técnica que vem sendo muito utilizada, visto que a maioria desses minerais mostra variações composicionais

que permitem a identificação de sua fonte, principalmente quando esta informação é combinada com as demais técnicas.

Nesta técnica, o mineral mais utilizado é a granada, por ser relativamente comum em arenitos e relativamente estável ao intemperismo, transporte e diagênese. Turmalina também é utilizada, embora menos comum do que a granada. Anfibólios e piroxênios são muito instáveis na diagênese e por isso, são apenas utilizados em sedimentos atuais.

Também outros minerais pesados são importantes no estudo de proveniência, como: zircões, epidoto e rutilo.

As granadas são tipicamente encontradas em rochas metamórficas, mas também ocorrem em rochas ígneas alcalinas, pegmatitos graníticos, kimberlitos, e como grãos detríticos em sedimentos. A granada constitui o mineral mais adequado e utilizado para determinar a proveniência sedimentar de arenitos, visto que: é um mineral freqüente na assembléia de arenitos; suas variações composicionais fornecem informações detalhadas sobre os tipos litológicos da área-fonte; são relativamente estáveis no intemperismo e na diagênese; possuem uma variação de densidade relativamente pequena diminuindo o efeito da seleção hidráulica (Remus *et al.*, 2008).

O grupo das turmalinas possui elevada estabilidade (ultraestável) e composição química relativamente complexa, razão pela qual a turmalina é um mineral com excelente potencial para discriminar rochas-fonte. Este mineral é encontrado nos principais tipos de ambiente geológico: rochas ígneas, em particular o granito e pegmatitos, e rochas metamórficas como o xisto e o mármore.

O zircão é um mineral de elevada resistência (ultraestável) aos processos físicos e químicos naturais, sendo um mineral acessório comum e freqüente encontrado em assembléia de minerais pesados de arenitos e conglomerados de bacias sedimentares de todas as idades. Por ser ultraestável, é resistente aos processos de intemperismo, transporte, transformações de alta temperatura como as hidrotermais, diagênese e em grande parte do campo de metamorfismo. Este mineral ocorre primariamente numa grande variedade de rochas ígneas, sendo mais comum a sua presença em rochas ácidas. Nas rochas metamórficas o zircão é um mineral acessório menos freqüente, mas comum em terrenos de alto grau e também encontrado em terrenos de alta pressão.

Os anfibólios ocorrem em diversos tipos de rochas ígneas e principalmente nas metamórficas de temperatura média a alta, e apresenta uma geoquímica complexa. Em estudo de proveniência, os anfibólios verdes (cálcicos) são chamados de hornblenda e os anfibólios azuis (sódicos) de glaucofânio. Assim como o piroxênio, o anfibólio no uso de proveniência é limitante, devido a sua instabilidade.

Os piroxênios ocorrem em quase todos os tipos de rochas ígneas e nas metamórficas de temperatura média a alta. O uso de piroxênio para indicar proveniência é muito limitado

pela sua instabilidade, visto que ele é rapidamente corroído e dissolvido em temperaturas relativamente baixas por fluidos intersticiais, surgindo raramente em assembléias de minerais pesados em arenitos porosos, mesmo em profundidade de soterramento moderada.

O epidoto apresenta uma estabilidade relativamente reduzida, porém maior do que a dos anfibólios. Frequentemente estão associados a quartzo, feldspatos, clorita e outros minerais. É um mineral tipicamente metamórfico, ocorre em rochas como gnaisses, mica xisto, anfibolitos, quartzitos, calcários, e também em arenitos como produto de alteração. Embora sua formação seja favorecida pela baixa temperatura, ele também se cristaliza na ausência de tensões, como produto de alteração hidrotermal (saussuritização) de plagioclásio, ao longo de diaclases e fissuras e em amígdalas e geodes.

Rutilo é um mineral composto por óxido de titânio, sendo a forma mais estável de óxido de titânio e é produzido em temperaturas altas. Este mineral é encontrado como mineral acessório em algumas rochas ígneas como dioritos, sienitos, granitos, em alguns gnaisses e mica xistos, sendo frequentemente de origem secundária pela alteração de micas titaníferas em rochas ígneas. Comumente é encontrado encaixado no quartzo como pequenas agulhas e está associado a quartzo, micas titaníferas, feldspatos e hornblendas.

4.4.3 PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO MAURITI

Os dados petrográficos resultantes da contagem modal do arcabouço das amostras dos arenitos analisados foram plotados no diagrama QmFLt e QtFLt (Figuras 69 e 70) de Dickinson (1985), cuja finalidade é identificar, respectivamente, o terreno fonte ou os terrenos fontes de proveniência dos arenitos em apreço, bem como sua maturidade mineralógica.

No diagrama mostrado na Figura 69 (QmFLt), a maior parte das amostras da Formação Mauriti cai dentro do **campo de cráton estável**, exceto três destas amostras, que localizam-se no campo de **orógeno retrabalhado**.

Neste contexto, os resultados obtidos sugerem que os arenitos estudados são derivados de um cráton estável, de proveniência a partir de Blocos Continentais, tendo em vista que a composição destes arenitos é predominantemente quartzosa.

De acordo com Dickinson (1985), a composição predominantemente de quartzo e feldspato imaturo indica proveniência de terrenos de cráton estável e embasamento soerguido (blocos soerguidos ao longo de margens riftes), respectivamente, caracterizado por rochas magmáticas plutônicas e metamórficas de alto grau.

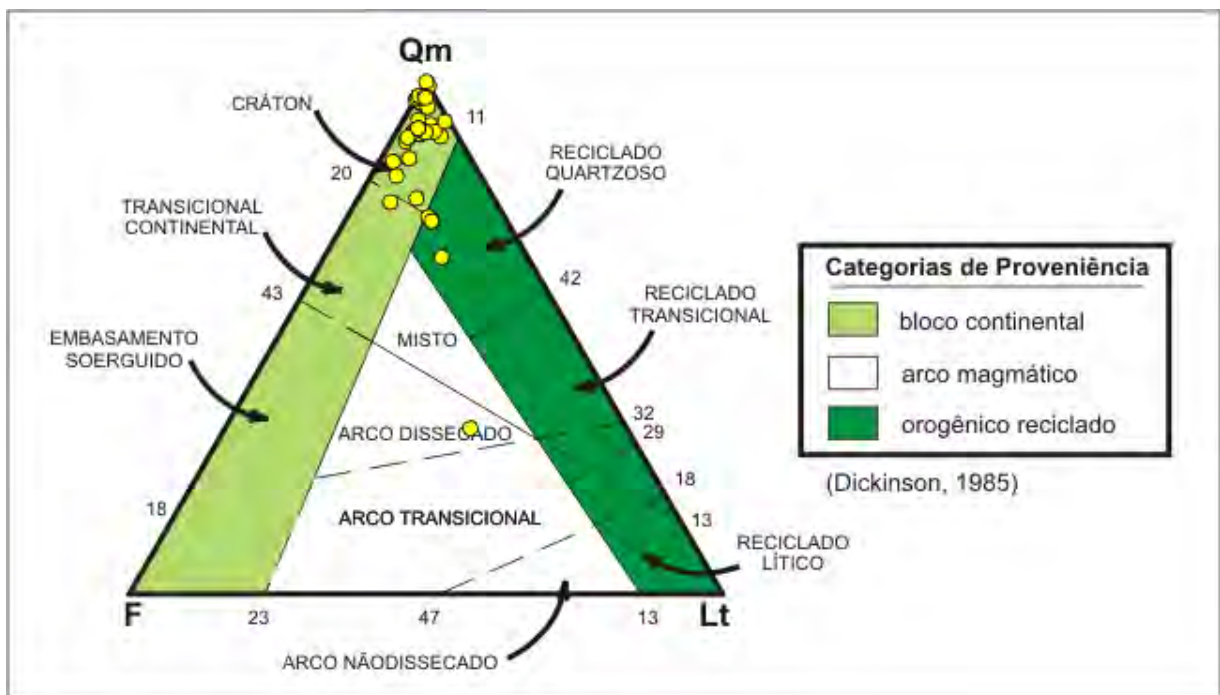


Figura - 69: Diagrama de tipos de proveniência tectônica, com resultados totais de petrografia quantitativa plotados no diagrama Qm x F x Lt de Dickinson (1985), modificado.

Todas as amostras dos arenitos estudados apresentaram predominância de quartzo (média de 80%), seguida dos feldspatos (média de 8%). Os feldspatos são mais abundantes nos arenitos das fácies **Agcm e Agcls**, que por sua vez, encontram-se diretamente em contato com rochas do embasamento. Com relação aos fragmentos líticos, estes são poucos representativos, com uma média em torno de 4,4%.

A combinação dos dados petrográficos com o campo de rochas continentais do diagrama QmFLt, indicam que a área-fonte da unidade estudada tem uma composição mineralógica compatível com as rochas do embasamento da própria bacia (granito, xisto, filito, ardósia e gnaiss). Isto pode também ser comprovado, quando se considera a assembléia de minerais pesados presentes nos arenitos, representada por zircão, granada, turmalina, muscovita, biotita, piroxênio, titanita, rutilo, epidoto e anfibólio (hornblenda) que são provenientes de fontes ígneas e metamórficas. Além da associação de fragmentos de granito, xisto, filito e gnaiss, identificados nas amostras.

Áreas predominantemente de origem ígnea plutônica e metamorfoisada em alto grau, serviram como fonte dos grãos de quartzo monocristalino e policristalino, dos fragmentos de rochas gnáissicas e de alguns minerais pesados (granada, epidoto, rutilo, zircão, entre outros). Com relação aos fragmentos de rocha vulcânica que foram encontradas em algumas amostras, ainda não se sabe sua proveniência, tendo em vista que, no período de

deposição da Formação Mauriti (Siluro-Devoniano), ainda não havia vulcanismo na região do Araripe para justificar a presença desses fragmentos.

Sedimentos provenientes de regiões de cráton estável normalmente apresentam baixa maturidade textural e composicional, com alta concentração de feldspatos (Fontannelli, 2007) (*vide* Figura 70). Estes sedimentos, quando composicionalmente imaturos, indicam ou proximidade da área fonte, ou rápido transporte, ou fraca atuação dos intemperismos físico e químico, ou deposição com pouco retrabalhamento.

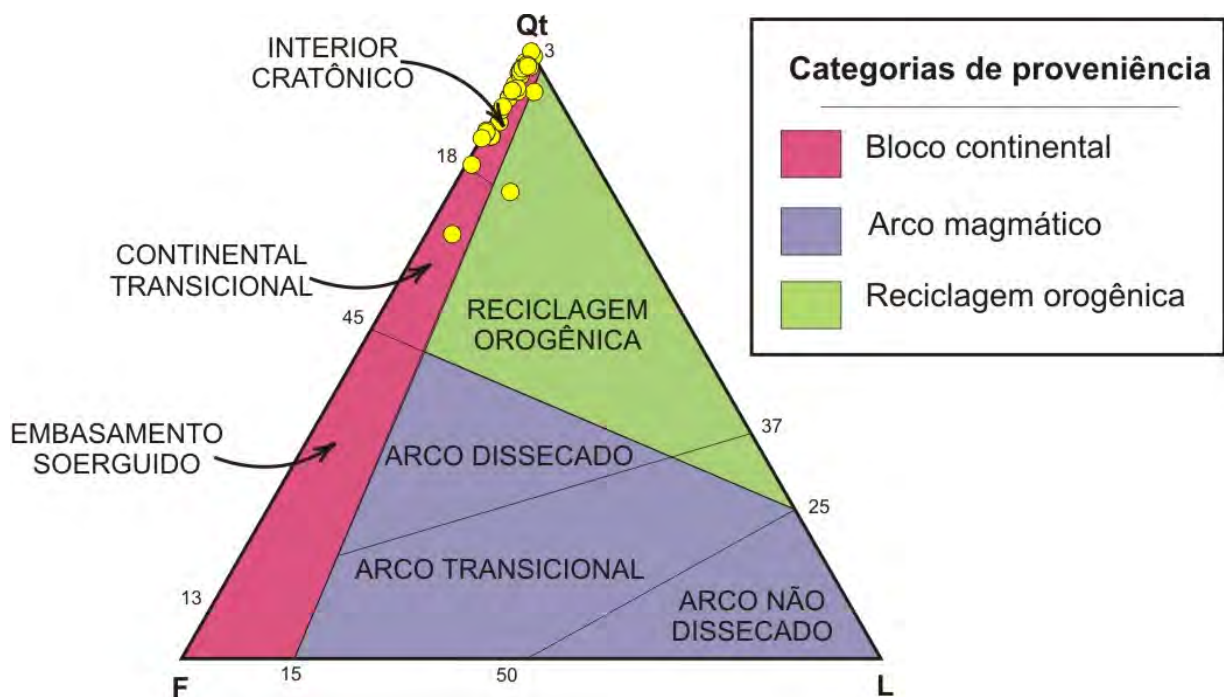


Figura - 70: Resultados totais de petrografia plotados no diagrama Qt x F x L de Dickinson (1985).

Os valores baixos do índice de maturidade mineralógica ($M = Qtz + CH/FDS + FRX = 15\%$) e da proporção semi-quantitativa de zircão + turmalina + rutilo, confirmam a baixa maturidade mineralógica dos arenitos estudados, sugerindo que estas rochas sofreram pouco retrabalhamento e que áreas fontes recicladas não foram importantes no suprimento dos arenitos da Formação Mauriti, já que, valores de ZTR baixo indicam sedimentos de primeiro ciclo (Fontannelli, 2007).

Ainda, segundo Fontannelli (2007), areias de primeiro ciclo refletem bem a litologia fonte, tanto na composição essencial, como na assembléia de minerais pesados e apresentam uma tendência de composição mais quartzosa do que as rochas-fonte.

Freitas (2008), estudando as madeiras fósseis presentes na Formação Missão Velha, mostra que a direção média de paleocorrentes na seqüência sedimentar da referida formação, sugere que sua área-fonte estava situada a norte.

Comparando a interpretação de Freitas (2008) com a de Assine (1992) que registra o padrão de paleocorrentes da Formação Mauriti como sendo norte-nordeste, observa-se semelhança entre as duas interpretações. Neste contexto, é provável que a área-fonte dos sedimentos da Formação Mauriti também estava situada a norte, onde, segundo Freitas (2008) provavelmente existia uma região mais elevada em relação aos blocos meridionais do Lineamento da Paraíba, com direção principal de suprimento sedimentar sendo de norte-nordeste.

CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES

Os arenitos da Formação Mauriti apresentam uma granulação que varia de areia grossa a fina. Foram identificadas três fácies sedimentares e duas subfácies reunidas em quatro associações de fácies: de leques aluviais, preenchimento de canais fluviais entrelaçados, subfácies associadas à frente deltaica e associada a depósitos de lençóis de areia eólicos.

As associações de fácies indicam que os arenitos estudados foram depositados por sistema fluvial entrelaçado (*braided*), associado a um sistema de leques aluviais num ambiente de clima árido e semi-árido, evidenciado pela presença de óxido de ferro, alto conteúdo de feldspatos detríticos, crescimento secundário de feldspato e presença de sillexito.

Estes arenitos possuem uma composição quartzo arenítica (predominante) e arcoseana (subordinada). Predominam grãos angulosos a subarredondados e pobremente selecionados, e às vezes grãos subangulosos a arredondados, moderadamente selecionados a bem selecionados, com bimodalidade, indicando influência eólica. De modo geral, são imaturos texturalmente (mais de 5% de argila), porém, mineralogicamente esses arenitos são submaturos a maturos, devido ao valor considerável de feldspatos, mas com predomínio de quartzo.

Esses arenitos possuem um arcabouço composto por grãos de quartzo monocristalino, com extinção ondulante e imediata, quartzo policristalino (ígneo e metamórfico), feldspatos (K-feldspatos e plagioclásios) e fragmentos de rochas (gnáissicas e vulcânicas), além de minerais acessórios (zircão, turmalina, pirita, muscovita, biotita, anatásio, titanita, anfibólio, epidoto, granada, rutilo e piroxênio).

As características texturais e mineralógicas identificadas são bastante semelhantes, as diferenças residem basicamente nas proporções de feldspatos e fragmentos líticos, baixa nas fácies **Agcls** e **Agf**. Entretanto, os arenitos da fácies **Agcls**, apesar de terem baixa percentagem de fragmentos de rocha, apresentam uma maior variedade composicional. Cabe ressaltar que em todas as fácies predominam fragmentos de rochas metamórficas em relação aos demais fragmentos. Também é muito comum a presença de grãos mono e policristalinos com feições de corrosão nos bordos dos grãos.

A história diagenética desses arenitos caracteriza-se por grande variedade de fases, com processos diagenéticos que se desenvolveram nos estágios eodiagenéticos, mesodiagenéticos e telodiagenéticos.

No estágio eodiagenético, o soterramento foi menos efetivo e foi marcado por: 1 - infiltração mecânica de argilas; 2 - cimentação precoce por hematita e goethita (limonita), que pode está associada à oxidação de minerais ferromagnesianos; 3 - compactação mecânica e início de compactação química. As feições de compactação mecânica e química são moderadas e avançadas nesses arenitos, o que pode ser indicada pela presença de arcabouço fechado e normal, bem como pelos contatos pontuais, retos, suturados e côncavos-convexos.

Durante a mesodiagênese o soterramento foi mais efetivo e os principais produtos foram: 1 - compactação química que ocorre no final da eodiagênese e início da mesodiagênese; 2 - cimentação por sílica na forma de crescimento secundário de quartzo e feldspato; e 3 - geração de porosidade secundária.

No estágio telodiagenético ocorreu à cimentação ferruginosa e caulínica, cimentação por pirita, titanita e anatásio, além de feições de dissolução em feldspatos e micas (biotita e muscovita), alteração e substituição de argilominerais (biotita, muscovita e esmectita) e de feldspatos.

Fragments de rochas, óxido/hidróxido de ferro como cutículas ou preenchendo poros e argila mecanicamente infiltrada diminuem na fácies mais fina (**Agf**) e aumentam nas fácies mais grossas (**Agcls** e **Agcm**). Por outro lado, a **Fácies Agf** apresenta muita cimentação por sílica na forma de crescimento secundário de quartzo. Grandes quantidades de argilas ou óxidos de ferro na forma de cutículas podem inibir o desenvolvimento desse crescimento, que por sua vez está relacionado à diagênese mais intensa. A maioria das amostras estudadas das **Fácies Agcls** e **Agcm**, mostra forte oxidação, que pode ter sido gerada por águas meteóricas.

Segundo Gesicki (2007), cutículas argilo-ferruginosas quando contornam o grão e são recobertas por cimento de crescimento secundário de quartzo ou feldspato, denotam formação sob condições de empacotamento de arcabouço frouxo, comumente encontrado próximo à superfície deposicional.

Aparentemente, a silicificação dos arenitos da Formação Mauriti, principalmente na **Fácies Agf** é sincompactacional, uma vez que os contatos intergranulares do arcabouço predominante é o suturado e côncavo-convexo.

Com relação à porosidade, o maior percentual de porosidade primária preservado encontra-se nas **Fácies Agcls** e **Agcm**, e o menor está nas **Fácies Agf**. Isto se deve, provavelmente, à forte compactação mecânica, com o aumento do soterramento.

A presença de illita, clorita e interestratificados de illita/esmectita, clorita/esmectiva, pode ter sido produzida pela evolução diagenética da esmectita sob soterramento crescente, visto que, soterramento progressivo com o conseqüente aumento de temperatura e evolução das características geoquímicas das águas intersticiais, a esmectita detrítica ou autigênica se transforma em illita ou clorita (Gesicki, 2007).

Diante do exposto, pode-se dizer que a diagênese dos arenitos estudados varia entre média a forte, com diagênese mais forte nas áreas mais afetadas por falhamentos (**Fácies Agf**).

A proveniência das rochas da Formação Mauriti corresponde ao ambiente tectônico predominantemente de Cráton estável, na classificação de Dickinson, (1985).

A assembléia de minerais presentes sugere uma fonte de proveniência de rochas metamórficas de alto grau e rochas ígneas pertencentes ao embasamento cristalino. A forte presença dos minerais de zircão, turmalina, granada, anatásio, rutilo, anfibólio, piroxênio e epidoto, permite supor que as rochas de origem ígnea plutônica e metamórfica de alto grau, foram fontes importantes para os grãos de quartzo monocristalino, os fragmentos de rochas gnáissicas, quartzo policristalinos e minerais pesados.

Em virtude de alguns minerais acessórios instáveis sob condições intempéricas estarem presentes com pouca ou nenhuma alteração, na bacia de deposição, sugere que estes fragmentos sofreram pouco transporte e curto tempo de exposição aos agentes intempéricos, o que indica processos de transporte e deposição rápidos. Neste contexto, é provável que a área-fonte dos sedimentos estava situada próxima à bacia de deposição.

CAPÍTULO 6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M. Origem e evolução da Plataforma brasileira. *Boletim do DNPM* 241, Rio de Janeiro, 1967. 36p.

Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Neves, B. B. D. B; Fuck, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande, SBG. p 363 - 391.

Aydin, A. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and appl. Geoph.* V.166, p. 913-930, 1978.

Assine, M. L. Sedimentação e tectônica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Rio Claro, 1990. 124 p. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

Assine, M. L. Análise Estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 22, n. 3, p. 298-300, 1992.

Assine, M. L. Paleocorrentes e Paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de geociências*, v. 24, n. 4, p. 223-232, 1994.

Assine, M. L. 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro, vol. 15 (2): p. 371-389.

Assine, M. L. 2008. In: Pedreira da Silva, A. J. C. L; Aragão, M. A. N. F.; Campos Magalhães, A. J. (org.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo, Ed. Beca, capítulo II, p. 52-71.

Braun, O. P. G. 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil (Bacia de Tucano-Jatoba, Mirandiba e Araripe). Rio de Janeiro: *Boletim do Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geoogia e Mineralogia*. 75 p. DPNM. DGM, 236.

Batezelli, A.; GUomes, N. S.; Perinotto, J. A. J. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 311-322, 2005.

Beurlen, K. 1962. A Geologia da Chapada do Araripe. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, v. 34, n. 3, p. 365-370.

Beurlen, K. Geologia e estratigrafia da Chapada do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 17, 1963, Recife. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia/Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste, 1963, p. 1 - 47.

Beurlen, K. 1966. Novos equinóides no Cretáceo do Nordeste do Brasil. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 389, p. 455-464.

Brito Neves, B. B. de. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 198 p.

Brito Neves, B. B. 1990. A Bacia do Araripe no contexto geotectônico regional. In: Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste. Crato, Ceará. DNPM, p. 21-33.

Brito Neves, B. B.; Santos, E. J dos; Van Schmus, W. R. Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro - Brasil, 2000.

Borcadi, L. B. Petrologia e Aspectos Diagenéticos de Arenitos Reservatórios do grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), Bacia do Paraná. 2005. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Paraná, Paraná.

Borba, C. 1996. Heterogeneidades estruturais em reservatórios: geometria e distribuição de falhas. Campinas: Instituto de Geociências – Pós-Graduação em Geoengenharia de Reservatórios. Universidade Estadual de Campinas. 1996. 125p. Dissertação de Mestrado.

Caetano-Chang, M. R., Wu, F. T. 2003. Diagênese de arenitos da Formação Pirambóia no Centro-Leste Paulista. *São Paulo, UNESP, Geociências*, v. 22, n. especial, p. 33-39.

Carvalho, M. S. S.; Santos, M. E. C. M. 2005. História das Pesquisas Paleontológicas na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, v. 28, n. 1, p. 15-34.

Chagas, D. B.; Assine, M. L.; Freitas, F. I. 2007. Facies sedimentares e ambientes deposicionais da Formação Barbalha no Vale do Cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *São Paulo, UNESP, Geociências*, v. 26, nº 4, p. 313-322.

Chagas, D. B.; Assine, M. L.; Freitas, F. I. 2007. Facies sedimentares e ambientes deposicionais da Formação Barbalha no Vale do Cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. [In: Ghignone, J. I. (Ed.) *Ensaio de paleontologia do Nordeste e as seqüências sedimentares*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26., 1972, Belém. Anais. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v. 3, p. 21-28].

Chang, H. K.; Kowsmann, R. O. And Figueiredo, A. M. F., 1988. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. **Episods**, 11 (3), p. 194-202.

Choquett, P. W. & Pray L. C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG. Bull.*, **54**: 207-250.

Della Fávera, J. C. (1984). Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras: uma contribuição para afetar seu caráter pontuado do registro sedimentar. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro, *Anais*, **2**:489-501.

Della Fávera, J. C. 2001. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Ed. UERG, Rio de Janeiro, 264p.

De Ros, L. F.; Moraes, M. A. S. 1984. Seqüência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: XXXIII Cong. Brás. Geol. Rio de Janeiro, 4: 894-902.

De Ros, L. F. Petrologia e características dos reservatórios da Formação Sergi (*Jurássico*) no Campo de Sesmaria, Bacia do recôncavo, Brasil. 1985. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

De Ros, L. F. 1985. Petrologia e características dos reservatórios da Formação Sergi (*Jurássico*) no Campo de Sesmaria, Bacia do recôncavo, Brasil. In: Füchtbauer, H. 1967 (Ed.) *Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity.*, México, v. 2, p. 353-69.

De Ros, L. F.; Morad, S.; Paim, P. S. G. 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. **Sedimentary Geology**, 92, p. 197-228.

De Ros, L. F. 1996. Compositional controls in sandstones diagenesis. **Acta Universitatis Upsaliensis, Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology**, **198**, 24 pp.

De Ros, L. F. 1998. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Siluro-Devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, Southeast Brazil. *Sedimentary Geology*, **116**: 99-128.

Dickinson, W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, In: G. G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites*, 333-361. 1985 by D. Reidel Publishing Company.

Fambrini, G. L.; Neumann, V. H. M. L.; Valença, L. M. M.; Batista, Z. V.; Araújo, J. T. de.; Lemos, D. R. de.; Tesser Jr., S.; Menezes Filho, J. A. 2010. Análise de Fácies da Formação Mauriti, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45., 2010, Nacional. **Anais**. Belém.

Fambrini, G. L.; Tesser Jr., S. Neumann, V. H. M. L.; Souza, B. Y. C.; Silva Filho, W. F. 2009. A Formação Missão Velha na Área-Tipo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: Fácies e Sistemas Depositionais. In: Simp. Geologia do Nordeste, XXIII, Fortaleza, CE, CD-ROM.

Françolin, J. B. L.; Cobbold, P. R.; Szatmari, P. 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe Basin (NE Brazil) and its Significance for the Opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology*, vol. 16, p. 647-661.

Feitosa, M. C. Facies sedimentares e modelo deposicional dos arenitos inferiores do Vale do Cariri. 1987. Dissertação Mestrado - Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

Feitosa, M. C. Facies sedimentares e modelo deposicional dos arenitos inferiores do Vale do Cariri. 1987. In: Barbosa, O: Relatório preliminar do projeto cobre. Recife, SUDENE.

Ferreira Júnior, P. D. & Gomes, N. S. Petrografia e Diagênese da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná no Triângulo Mineiro. 1999. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 29 (2): p. 163-172.

Freitas, F. I. de. Contexto Geológico da Distribuição de Madeiras Fósseis da Formação Missão Velha, Bacia do Araripe, Ceará. 2008. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

Fortes, F. P. 1983. Estudo Morfoestrutural da Chapada do Araripe. PETROBRAS, relatório Interno (reg. 5902), 35 pp.

Freitas Filho, M. R.; Medeiros, J. S. Análise multitemporal da cobertura vegetal em parte da Chapada do Araripe – Ce, Utilizando técnicas de sensoriamento remoto de geoprocessamento. FUNCEME: Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos.

Folk, R. L. 1951. Stages of Textural Natyry in Sedimentary Rocks. **Journal of Sedimentary Petrology**, **21**: 127-130.

Folk, R. L. 1968. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin, Texas, Hemphill's, Pub., 107 p.

Folk, R. L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Austin Hemphill Publ. Co. 182 p.

Fontanelli, P. R. Proveniência dos arenitos- reservatório de água profunda do campo de Jubarte, Bacia de Campos, Margem Continental Brasileira. 2007. Dissertação de Mestrado Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Gaspar, J. & Anjos, N. F. R. Estudo hidrogeológico de Juazeiro do Norte - CE. Recife: SUDENE, Série Hidrogeologia, n. 3, 25 p., 1964.

Gesicki, A. L. D. Evolução Diagenética das Formações Pirambóia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no Estado de São Paulo. 2007. Tese de Doutorado - Universidade de São Paulo, São Paulo.

Gomes, H.A.; Santos, E.J. dos. Mapa Geológico do Estado de Pernambuco. In: Gomes, H. A. (org.) Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco, Escala 1:500.000. CPRM, texto explicativo 198 p., mapas, Brasília, 2001.

Hubert, J. F. 1962. A zircon-tuormaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblage with the gross composition and texture of sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, **32**: 440-450.

Jardim de Sá, E. F. A Evolução Proterozóica da Província da Borborema. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, 1984, Recife. **Atas...Recife**, SBG. p. 297-271.

Jardim, C. M. Controles Depositionais sobre os Padrões Diagenéticos dos Arenitos do Cretáceo Inferior da Bacia de Jequitinhonha, Margem Sudeste do Brasil. 2008. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

Jesus, C. M. 2004. Petrografia das Rochas Siliciclásticas da Formação Urucutuca, Bacia de Almada / Porção Emersa - BA. Rio de Janeiro, UERG. 134p. Dissertação de Mestrado.

Kahn, J. S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand size sediments. *Journal Geology*, 64 (4): 385-395.

Longiaru, S. (1987). Visual Comparators for Estimating the Degree of Sorting from Plane and Thin Section. **Journal of Sedimentary Petrology**, 57: 791-794.

Martill, D. M. The age of the Cretaceous Santana Formation fossil Konservat Lagerstätte of North-east Brazil: a historical review and an appraisal of the biostratigraphic utility of its palaeobiota. *Cretaceous Research* (2007) p. 1-26.

Marcondes, A. C. J.; Moraes, A.; Santos, C. A. dos; Pereira, E. S. Relatório de Excursão, UFPE, Departamento de Geologia, Recife. 2008. 53p.

Matos, R. M. D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, v. 11, n. 4, p. 776-791.

Matos, R. M. D. 1999. History of the Northeast Brazilian Rift System: Kinematic implications for the breakup Brazil and West Africa. *Geological Society of London Special Publications*, London, v. 153, p. 55-73, 1999.

McBride, E. F. 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. In: Zuffa, G. G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. NATO-ASI Ser. C. 148, Reidel, Dordrecht, pp. 95-113.

McBride, E. F. 1989. Quartz cement in sandstones; a review. *Earth Sci. Rev.* 26, 69-112.

Michelli, M. J. Argilominerais e Ostracodes da Formação Alagamar (Cretáceo Inferior), Bacia Potiguar, NE - Brasil: Paleoambiente e Indicadores Térmicos. 2003. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003.

Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: a summary. In: A. D. Miall (ed) *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petro. Geol. Mem., v. 5, p. 597-604.

Miall, A. D. 1985. Architectural – Element Analysis: *A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits*. Earth Science Reviews, 22 (4): 261-300.

Miall, A. D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. 2nd ed., New York, Springer, 668p.

Morad, S.; Bergan, M.; Knarud, R. & Nystuen, J. P. 1990. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. **Journal of Sedimentary Petrology**, 60 (3): 411-425.

Morad, S., 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution, In: Morad, S. (Ed)., 1998. Carbonate cementation in sandstones. **International of Sedimentologist Special Publication**, 26. p. 1-26.

Morad, S., Ketzer, J. M.; De Ros, L. F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implication for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47, p. 95-120.

Morais Neto, J. M. M.; Hegarty, K.; Karner, G. D. 2006. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. *Boletim de Geociência da PETROBRÁS*, v. 14, n. 1. Rio de Janeiro, RJ. p. 113-119.

Moraes, M. A. S & De Ros, L. F. 1990. Infiltrated Clays in Fluvial Jurassic Sandstones of Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. **Journal of Sedimentary Petrology**, 60 (6): 809-819.

Moraes, M. A. S & De Ros, L. F. 1992. Depositional, Infiltrated and Authigenic Clay in Fluvial Sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. Morton, A. C. & Hallsworth, C. 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology** 90: 241-256.

Morton, A. C. & Hallsworth, C. 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sed. Geology*, 90:241-256

Morton, A. C. & Hallsworth, C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology** 124: 3-29.

Neumann, V. H. M. L. Estratigrafía, Sedimentología, geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptiense-Albiense de La Cuenca de Araripe (Nordeste de Brasil). 1999. Tese de Doutorado - Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Barcelona, 1999.

Nóbrega, V. A. Caracterização Petrográfica e Evolução Diagenética da Formação Cabo no Graben do Cupe - Bacia do Cabo - Pernambuco - Nordeste do Brasil. 1995. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1995.

Pettijohn, F.J. 1975. Sedimentary Rocks, 3rd Ed., 628p.

Ponte, F. C. & Appi, C. J. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36., 1990, Nacional. **Anais**. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, v. 1, p. 211-226.

Ponte, F.C. & Ponte-Filho, F. C. 1992b. "*Estrutura Geológica e Evolução Tectônica da Bacia do Araripe*." Recife. DNPM, 1996. 68 p.

Ponte, F.C. & Ponte-Filho, F. C. 1996a e b. "*Estrutura Geológica e Evolução Tectônica da Bacia do Araripe*." Recife. DNPM, 1996. 68 p.

Powers, M. C. 1953. A new roundness scale for Sedimentary Particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, 23: 117-119.

Rand, H. M & Manso, V. A. V. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. In: Cong. Brás. Geol., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, SBG, 4: 2011-2016.

Remus, M. V. D.; Souza, R. S.; Cupertino, J. A.; De Ros, L. F; Dani, N; Vignolletlarge, M. K. **Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas**. Revista Brasileira de geociências, v. 38 (2 suplemento), p. 166:185, 2008.

Santos, E. J. & Brito Neves, B. B. 1984. Província Borborema. In: Souza, E. M. de. Estratigrafia da Sequência Clástica Inferior (Andares Coniaciano-Maastrichtiano Inferior) da

Bacia Paraíba e suas Implicações Paleogeográficas. 2006. Tese de Doutorado - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2006.

Santos, C. A. dos.; Lira, D. R. de.; Neumann, V. H. M. L. 2007. Dados SRTM e modelagem digital de terreno: subsídio para análise geomorfológica na Bacia do Araripe. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, XXII, Natal/RN.

Soares, U. M.; Rossetti, E. L. 2005. Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rifte Potiguar – Bacia Potiguar emersa. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 149-166.

Selley, R. C. 1976. An Introduction to Sedimentology. London, Academia Press, 408p.

Small, H. 1913. Geologia e suprimento de água subterrânea no Ceará e parte do Piauí. Rio de Janeiro. Inspetoria Federal de Obras Contra as Secas. Boletim n. 25, Ser. ID, 81p.

Souza, E. M. de. Estratigrafia da Sequência Clástica Inferior (Andares Coniaciano-Maastrichtiano Inferior) da Bacia Paraíba e suas Implicações Paleogeográficas. 2006. Tese de Doutorado - Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

SUDENE 1967. Folha Topográfica Milagres (SB. 24-Z-C-I), escala de 1:100.000. MINITER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.

SUDENE 1982. Folha Topográfica Crato (SB. 24-Y-D-III), escala de 1:100.000. MINITER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.

SUDENE 1969. Folha Topográfica Santana do Cariri (SB. 24-U-I), escala de 1:100.000. MINITER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.

Soares, M. F. 2003. Levantamento dos Aspectos Físicos-Naturais da Bacia do Rio Curu - CE. Revista de Geologia da UFC.

Schmidt, V. & McDonald, D. A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: Scholle, P. A., Schluger, P. R. (Eds.), Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones and Associated Rocks. AAPG Memoir 28, 169-175.

Scholle, P. A. & Schluger, P. R. 1979. Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones and Associated Rocks. AAPG Memoir 28, p. 201.

Small, H. 1913. Geologia e Suprimento de Água Subterrânea no Piauí e Parte do Ceará. Recife, Insp. Obras Contra a Secas. 180 (publicação 25).

Teixeira, W.; Toledo, M. C. M. de; Fairchild, T. R.; Taiolo, F (Orgs.). **Decifrando a Terra**.

São Paulo: Oficina de textos, 2003. 558.

Tucker, M. E. & Wright V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 479 p.

Tucker, M. 1991. Sedimentary Petrology – An introduction to the origin of sedimentary rocks. 2nd ed. Ed. John, Wiley and Sons, New York, p. 252.

Tucker, M.E. 2001. Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. 3th Blackwell Science, 262 p.

Turner, P. 1980. Continental Red Beds. Amsterdam, Elsevier, p. 562. Development in Sedimentology n. 29.

Walker, R. G.; Cant, D. J. 1984. Sand fluvial systems. In: Walker, R. G. (ed.), Facies models 2 ed. Toronto. Geol. Assoc. Canadá. P. 71-90.

Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal Sedimentary Petrology*, **30**: 377-392.

Zuffa, G. G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: G. G. Zuffa, ed. *Provenance of Arenites*: NATO-ASI. Series C: Mathematical and Physical Sciences, Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co., p. 165-189.

<http://www.dnit.gov.br/menu/rodovias/mapas>. Acessado em: abril de 2009.

ANEXO

Tabela 1 - Análise microscópica dos arenitos da Formação Mauriti (Fácies Agcls)

Fácies	Generalidades	Arcabouço	Cimento/ matriz	Empacotamento	Maturidade mineralógica	Maturidade textural	Classificação (Folk, 1968)
Agcls	Arenitos grossos, conglomeráticos a finos, mal selecionados, com grãos angulosos, subarredondados e arredondados. Predomina quartzo na sua composição (86.92%) e, subordinadamente, o feldspato (5.5%).	Composto por quartzo monocristalino (plutônico e vulcânico) e policristalino (ígneo e metamórfico), com extinção ondulante e imediata; feldspatos (K-feldspato e plagioclásio), além de fragmentos de rochas, opacos e uma assembléia de minerais pesados variada.	Predomina cimento de óxido/hidróxido de ferro e sílica, e, em menor proporção, pirita e caulinita. A matriz é detrítica síltica-argilosa	Varia de frouxo a fechado, com grãos flutuantes, contatos pontuais, retos, côncavo-convexos e suturados.	Imatura, com M igual a 19%.	Imatura (> 5% de matriz).	Subarcóseos

Tabela 2 - Análise microscópica dos arenitos da Formação Mauriti (Fácies Agcm).

Fácies	Generalidades	Arcabouço	Cimento/ matriz	Empacotamento	Maturidade mineralógica	Maturidade textural	Classificação (Folk, 1968)
Agcm	Arenitos de granulação grossa/conglomerática a média, com grãos angulosos a subarredondados, mal selecionados. O quartzo é seu principal constituinte, totalizando 71.3%. O segundo constituinte são os feldspatos (média de 14 %) seguido dos fragmentos de rocha.	Constituído por quartzo monocristalino plutônico, alguns vulcânicos, com extinção ondulante e imediata; policristalino metamórfico, com extinção fortemente ondulante. Predomina o plagioclásio, seguido do K-feldspato; apresenta fragmentos de rocha, minerais acessórios como opacos, muscovitas e outros minerais pesados.	O cimento predominante é o óxido/hidróxido de ferro e sílica, e em menor proporção, ocorre o cimento de feldspato; a matriz é arenítica, detrítica argilosa	Frouxo, com grãos flutuantes e contatos pontuais; fechado, com contatos retos, suturados e côncavo-convexos.	Imatura, com M igual a 16%.	Imatura (> 5%) de matriz.	Subarcóseos.

Tabela 3 - Análise microscópica dos arenitos da Formação Mauriti (Fácies Agf)

Fácies	Generalidades	Arcabouço	Cimento/ matriz	Empacotamento	Maturidade mineralógica	Maturidade textural	Classificação (Folk, 1968)
Agf	Arenitos grossa a médios, com grãos subangulosos a subarredondados, mal selecionados. O quartzo é seu principal constituinte (82.64%). O segundo constituinte são os feldspatos (4.5%), seguido dos fragmentos de rocha. A Subfácies Ae apresenta sedimentos mais finos, bem selecionados e arredondados, com evidência de retrabalhamento eólico (bimodalidade dos grãos).	Constituído por quartzo monocristalino plutônico, com extinção ondulante, e policristalino metamórfico. Predomina o K-feldspato; apresenta fragmentos de rocha, principalmente <i>chert</i> , gnaisse e litoclastos argilosos esmagados, além de minerais acessórios como opacos, muscovitas e outros minerais pesados.	O cimento predominante é o silicoso, na forma de crescimento secundário de qz, e óxido/hidróxido de ferro; a matriz é síltica/argilosa.	Predomina o fechado, com contatos suturados e côncavo-convexos.	Matura, com M igual 30%.	Submatura (<5%) de matriz.	Subarcóseos