



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E  
GEOQUIMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO ÁGUAS  
CLARAS, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, SE DO  
CRÁTON AMAZÔNICO**

**Dissertação apresentada por:**

**MARIA ARLETE MATOS DA COSTA**

**Orientador: Prof. Dr. Marivaldo Santos Nascimento (UFPA)**

---

**BELÉM – PA  
2012**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

C837p Costa, Maria Arlete Matos da

Proveniência dos arenitos da Formação Águas Claras, Província Mineral de Carajás, SE do Cráton Amazônico / Maria Arlete Matos da Costa; Orientador: Marivaldo Santos Nascimento – 2012  
xii, 70 f.: il.

Dissertação (mestrado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Rochas sedimentares. 2. Proveniência. 3. Diagênese. 4. Geoquímica. 5. Formação Águas Claras. 6. Província Mineral de Carajás. I. Nascimento, Marivaldo Santos, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22° ed.: 552.5098115

---



**Universidade Federal do Pará**

**Instituto de Geociência**

**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO ÁGUAS  
CLARAS, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, SE DO  
CRÁTON AMAZÔNICO**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**

**MARIA ARLETE MATOS DA COSTA**

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
**GEOLOGIA**

Data de Aprovação: **06 / 08 / 2012**

Banca Examinadora:

**MARIVALDO SANTOS NASCIMENTO**  
(Orientador - UFPA)

**AFONSO CÉSAR ROGRIGUES NOGUEIRA**  
(Membro – UFPA)

**RENATO PAES DE ALMEIDA**  
(Membro – USP)

**À minha querida mãe, M<sup>a</sup> Luzia, exemplo de força e coragem. Te amo mãe!**

## AGRADECIMENTOS

Agradeço, em primeiro lugar, a Deus pela saúde, oportunidade de estudar, força, fé e coragem para vencer os obstáculos e alcançar mais um objetivo na minha vida.

Ao meu amigo e orientador Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, pela orientação, incentivo e a dedicação durante todo o desenvolvimento do trabalho com muita paciência e sabedoria.

Ao PPGG (UFPA) pela infra-estrutura, e pelo grupo de professores que contribuíram para o desenvolvimento dessa pesquisa.

A CAPES pelo incentivo com o fornecimento de bolsa

Aos professores do Colegiado de Geologia da Faculdade de Geologia em Marabá.

À VALE, pelo apoio logístico durante os trabalhos de campo e acesso à área de pesquisa.

Ao CNPq e FAPESPA que, através dos projetos CT-Mineral (Processo 576541/2008-7) e Universal (Outorga 135/2008), respectivamente, viabilizaram os recursos para as análises petrográficas e geoquímicas.

Ao meu querido maridão, Adamito de Moraes, pelo carinho, força, compreensão e por ser meu alicerce nos momentos difíceis e ao nosso querido filho Mateus pela felicidade que traz ao nosso lar e nossas vidas.

À minha mãe Luzia e meu pai José Marques, pelo carinho e por cuidarem do meu filho com muito amor durante todo o período de estudo em que estive longe. Agradeço ainda aos meus irmãos Luziane, Luzinete e Carlos e às minhas amigas e cunhadas Alzenira, Aldina e Eva, pelo apoio, incentivo e por terem cuidado do meu Mateus, nos momentos que mais precisei, assim agradeço à todos os meu familiares e amigos.

Aos colegas de apartamento em Belém e ao motorista da UFPA, Roberto, pelas caronas, incentivo e amizade.

E finalmente, agradeço a todos os amigos do meio acadêmico que certamente contribuíram de forma direta e indiretamente, com a realização desse projeto.

MUITO OBRIGADA a todos vocês!

## RESUMO

A Formação Águas Claras é uma das unidades litoestratigráficas pré-cambrianas mais importantes da Província Mineral de Carajás e compreendem arenitos, siltitos e pelitos depositados em um contexto geológico e paleogeográfico que ainda desperta discussões sobre a evolução, mecanismos tectônicos e ambientes sedimentares do sudeste do Cráton Amazônico. Esta sucessão silicilástica aflora ao longo da estrada do Igarapé Bahía, porção central do Sistema Transcorrente Carajás, onde as fácies sedimentares atestam ambientes fluvial entrelaçado a marinho raso. Este trabalho aborda a análise da proveniência da Formação Águas Claras com base na petrografia e geoquímica de quartzo-arenito, subarcoseo e grauvacas constituídos por quartzo mono e policristalinos, feldspato e fragmentos líticos. As composições modais no diagrama de Dickinson indicam fontes de blocos continentais. Os minerais acessórios incluem zircão, turmalina, opacos e muscovita. As evidências diagenéticas indicam transformações recorrentes dos regimes eo-, meso- e telodiagenéticos e incluem: infiltração mecânica de argila, geração precoce de pseudomatriz por compactação de grãos, cimentação de sílica, desenvolvimento de raros contatos suturados e côncavo-convexos (dissolução por pressão) e illitização da caulinita. A dissolução intraestratal dos feldspatos e dos minerais pesados favoreceu o enriquecimento dos arenitos em quartzo, produção de assembleia ultra-estáveis e a precipitação de minerais autigênicos. A illitização foi controlada pela quantidade de caulinita e feldspatos no arcabouço. O efeito telodiagenético na porosidade e permeabilidade dos arenitos é considerado significativo, especialmente, no topo dos afloramentos investigados. O índice CIA indica forte intemperismo sobre sedimentos e o diagrama A-CN-K infere fontes graníticas e vulcânicas, também, sugeridas pelos dados de turmalina detrítica (*shorlomita* e *dravita*), padrão ETR, anomalia de Eu, como também, pela anomalia do Ce, que evidencia intemperismo de anfibólito, basalto, gabro e granito. Os diagramas Th-Sc-La e Th-Sc-Zr/10 sugerem fontes formadas em ambiente de arco de ilha continental, embora a deposição dos arenitos da Formação Águas Claras tenha evoluído em ambiente de bacia intracratônica, envolvendo lenta exumação do embasamento, constituído por granitos, gnaisses e granulitos arqueanos dos complexos Pium e Xingu. O relevo plano da área-fonte e a atuação do intemperismo produziram areias quartzo-feldspáticas que ainda preservam informações importantes das fontes primárias potenciais dos sedimentos.

Palavras-Chave: Rochas sedimentares. Proveniência. Diagênese. Geoquímica. Formação Águas Claras. Província Mineral de Carajás.

## ABSTRACT

The Águas Claras Formation is a Precambrian lithostratigraphic unit of the Carajás Mineral Province and comprises sandstones, siltstones and pelites deposited in a geological and paleogeographic setting that encourage discussions about the evolution, the tectonic mechanisms and sedimentary environments of southeastern Amazoian Craton. This siliclastic succession is exposed in the central portion of the Carajás Province, where the sedimentary facies attest braided fluvial, deltaic to shallow marine environments. Petrography and geochemistry study of quartz-arenite, greywacke and subarkose improve provenance analysis of the Águas Claras. These sandstones are composed by mono- and polycrystalline quartz, feldspar and lithic fragments, whose modal data indicates sources from continental blocks. Accessory minerals include zircon, tourmaline, muscovite and opaque. Diagenetic evidences elucidate mineralogical changes attributed to the eo-, meso- and telodiagenetic regimes, including: mechanical infiltration of clays, generation of pseudomatrix, silica cement, development of sporadic sutured and concave-convex contacts (pressure dissolution) and illitization of kaolinite. Intrastratal dissolution of feldspars and heavy minerals favored the richer in quartz sandstones, production of ultra-stable assembly and precipitation of authigenic minerals. The illitization processes is controlled by the amount of kaolinite and feldspars in framework's sandstones. Telodiagenetic regime effects the porosity and permeability of the sandstones and can be considered significant, particularly at the top of the outcrops. The CIA index indicates strong weathering of sediments and the A-CN-K diagram infer granitic and volcanic sources, as well as, suggested by detrital tourmaline data (dravite and shorlomite), standard REE, Eu anomaly, and Ce anomaly, which shows weathering of amphibolite, basalt, gabbro and granite. La-Th-Sc and Th-Sc-Zr/10 diagrams suggest sources rocks formed in an continental island environment, although the deposition of the sandstones of the Águas Claras Formation was developed in an environment of intracratonic basin, involving slow exhumation of the basement, consisting by granites, gneisses and granulites of the Archean complex Pium and Xingu. The relief of the source rocks and the subsequent weathering processes led to the quartz-feldspathic-rich sands that still preserve important information of the primary sources of sediment.

Keywords: Rocks sedimentary. Provenience. Diagenese. Sedimentary Geochemistry., Formation Clear Waters, Mineral Province of Carajás.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- (A) Mapa geológico simplificado da Plataforma Sul-Americana, Cráton Amazônico e (B) Bacia de Carajás.....	2
Figura 2- Mapa de logística com a localização da área estudo.....	4
Figura 3 - Diagrama ilustrativo dos fatores e processos geológicos que influenciam o ciclo sedimentar.....	5
Figura 4 - Depósitos correspondentes ao Membro Inferior da Formação Águas Claras .....	18
Figura 5 - Depósitos correspondentes ao Membro Superior da Formação Águas Claras .....	19
Figura 6 - Classificação dos arenitos da Formação Águas Claras: (A) Diagrama para arenitos com até 15% de matriz; (B) Diagrama para classificação de grauvacas.....	22
Figura 7 - Fotomicrografia dos arenitos do Membro Inferior.....	25
Figura 8 - Fotomicrografia dos arenitos do Membro Inferior .....	26
Figura 9 - Fotomicrografia dos arenitos do Membro Superior .....	28
Figura 10 - Fotomicrografia dos arenitos do Membro Superior .....	29
Figura 11 - Fotomicrografia dos minerais pesados da Formação Águas Clara .....	31
Figura 12 - Imagens de MEV dos arenitos da Formação Águas Claras .....	35
Figura 13 - Imagens de MEV dos arenitos da Formação Águas Claras .....	36
Figura 14 - Padrão de distribuição dos ETR .....	41
Figura 15 - Diagrama binário com a classificação das turmalinas .....	42
Figura 16 - Diagrama de ambiente tectônico com a plotagem dos arenitos da Formação Águas Claras.....	44
Figura 17 - Razões La/Th para os arenitos da Formação Águas Claras lançadas no diagrama La-Th.....	46
Figura 18 - Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc com as razões dos Arenitos da Formação Águas Claras.....	47
Figura 19 - Diagramas triangulares de discriminação tectônica para Sedimentos da Formação Águas Claras .....	47

Figura 20 – Fontes das turmalinas detríticas dos arenitos da Formação Águas Claras.....	48
Figura 21 - Índice de Alteração Química (CIA) dos sedimentos da Formação Águas Claras e diagrama ternário A-CN-K.....	49
Figura 22 - Sequência Paragenética dos Arenitos da Formação Águas Claras .....	51

## LISTA DE TABELAS

Tabela 01- Ambientes tectônicos e composição do arcabouço.....	6
Tabela 02 - Dados Geocronológicos do Terreno Granito- <i>Greenstone</i> de Rio Maria .....	8
Tabela 03 - Dados Geocronológicos do Bloco Carajás .....	9
Tabela 04 - Análise modal (%) dos arenitos da Formação Águas Claras .....	21
Tabela 06 - Concentrações médias de La e Th nas crostas arqueanas e pós–arqueanas em comparação com os valores encontrados nos arenitos da Formação Águas Claras .....	45

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>RESUMO</b> .....	vi
<b>ABSTRACT</b> .....	vii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	viii
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	x
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 OBJETIVOS .....	3
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSO.....	3
1.3 PROVENIÊNCIA DE ARENITOS .....	4
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	7
2.1 GEOLOGIA REGIONAL .....	7
2.2 BLOCO CARAJÁS .....	9
<b>2.2.1 Bacia Carajás</b> .....	10
<b>2.2.2 Domínio de transição</b> .....	11
<b>3 FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS</b> .....	13
<b>4. MATERIAIS E MÉTODO</b> .....	15
4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	15
4.2 TRABALHO DE CAMPO .....	15
4.3 PETROGRAFIA .....	15
4.4 MINERAIS PESADOS.....	15
4.5 GEOQUÍMICA EM SEDIMENTOS TOTAIS .....	16
4.6 QUÍMICA MINERAL DE TURMALINA .....	16
<b>RESULTADOS</b> .....	17
<b>5 PERFIL ESTRATIGRÁFICO ESTUDADO</b> .....	17
<b>6 PETROGRAFIA DOS ARENITOS</b> .....	20
6.1 COMPONENTES DETRÍTICO .....	20
6.2 ARENITOS DA MEMBRO INFERIOR.....	22
6.3. ARENITOS DA MEMBRO SUPERIOR .....	27
6.4 MINERAIS PESADOS .....	30
6.5 CARACTERÍSTICAS DIAGENÉTICAS .....	32
<b>7 GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS TOTAIS</b> .....	37
7.1. GENERALIDADES .....	37
7.2. ELEMENTOS MAIORES.....	38
7.3. ELEMENTOS TRAÇOS .....	39
7.4 ELEMENTOS TERRAS RARAS .....	39
8.5 QUÍMICA MINERAL DA TURMALINA.....	41
<b>8 PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS</b> .....	43
8.1 MODELO DETRÍTICO .....	43
8.2 AVALIAÇÃO DO AMBIENTE TECTÔNICO E DA ROCHA-FONTE .....	44

8.3 AVALIAÇÃO DO INTEMPERISMO QUÍMICO.....	48
8.4 DIAGÊNESE.....	50
<b>9 CONCLUSÕES .....</b>	<b>54</b>
<b>REFERÊNCIA.....</b>	<b>56</b>
<b>ANEXO .....</b>	<b>66</b>
<b>ANEXO A - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES E ELEMENTOS TRAÇOS E ELEMENTOS TERRAS RARAS DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS, COM SUAS RESPECTIVAS MÉDIAS, VALORES DE CIA, RAZÕES LA/TH, TH/SC, ZR/SC E EU/EU .....</b>	<b>67</b>
<b>ANEXO B - QUÍMICA MINERAL (EDS) DE TURMALINA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS (EM %) .....</b>	<b>70</b>

## 1. INTRODUÇÃO

As rochas sedimentares siliciclásticas ocorrem desde 4.0 Ga e são importantes registro do Pré-Cambriano, que representa o período de maior extensão do Tempo Geológico (85%). São importantes unidades estratigráficas dos crátons onde se formaram espessas sucessões sedimentares, que registram informações das condições climáticas, atmosféricas, evolução dos continentes e origem da vida. A Formação Águas Claras compreende uma sucessão sedimentar siliciclástica arqueana (Dias *et al.* 1996, Mougeot *et al.* 1996) da porção central da Serra dos Carajás, no contexto do Sistema Transcorrente de Carajás (Pinheiro 1997), localizado na porção norte da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico (Figura1). Os aspectos sedimentológicos e estratigráficos da Formação Águas Claras foram investigados por Nogueira (1995) e Pinheiro (1997), porém ainda não existe um consenso quanto ao contexto paleogeográfico e história tectônica da Bacia Carajás.

A Formação Águas Claras é constituída de arenitos e pelitos cujo estudo de proveniência relacionados ainda são escassos. A proveniência de arenitos fornece informações das características da área-fonte (embasamento), dos ambientes tectônicos, processos de transporte e deposição e história de soterramento dos sedimentos. Aliada a estudos geoquímicos e geocronológicos, permite estabelecer o contexto tectônico e a natureza da rocha-fonte (Dickinson 1985, Lihou & Mange-Rajetzky 1996, Weltje & Von Eynatten 2004, Nascimento & Góes 2007, Nascimento *et al.* 2007). Os dados levantados neste trabalho, contribuirão com investigações científicas que buscam entender a evolução geológica do Cráton Amazônico, especialmente da região de Carajás.

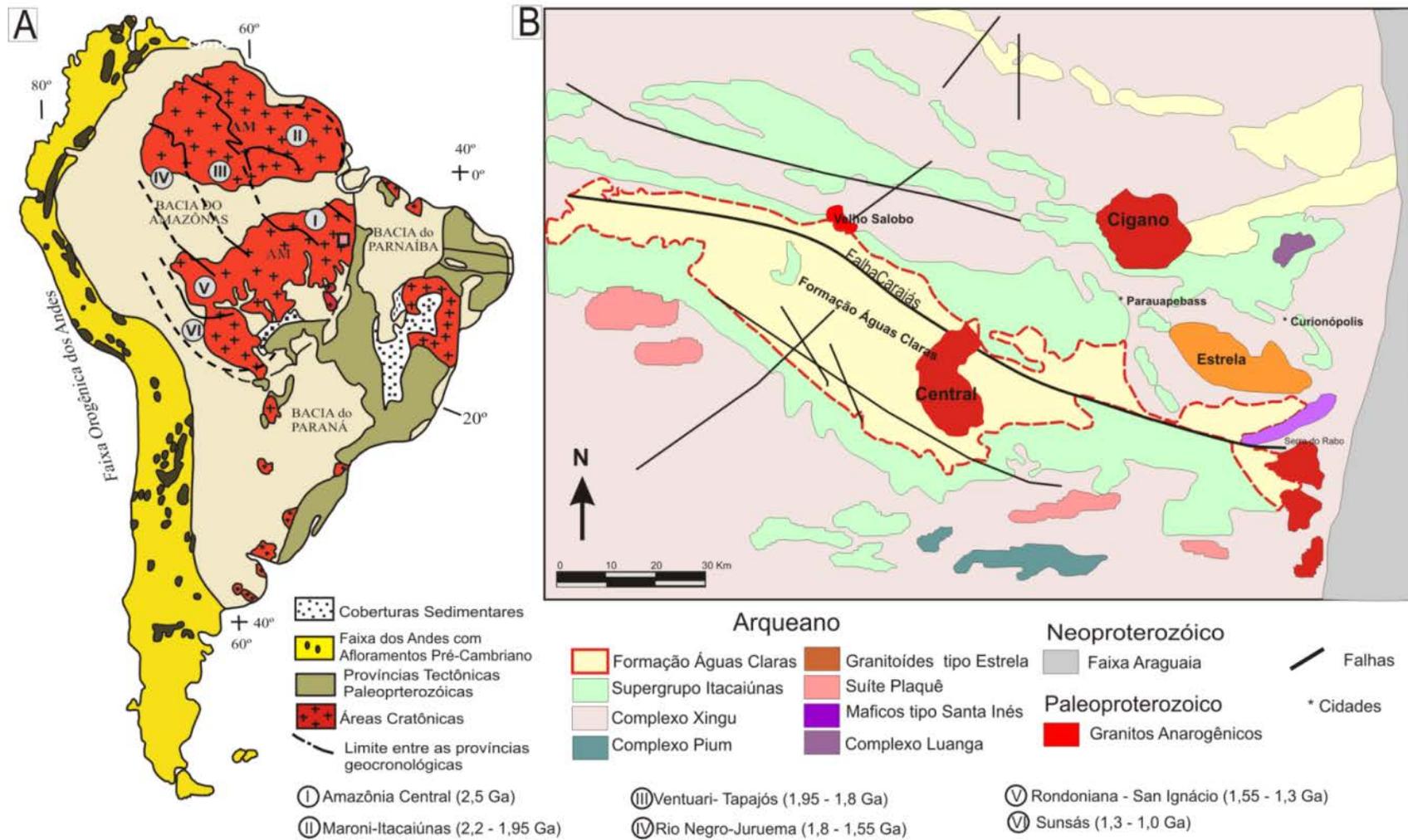


Figura 1- (A) Mapa geológico simplificado da Plataforma Sul-Americana com destaque para o Cráton Amazônico e (B) localização da Bacia de Carajás.  
Fontes: (A) Cordani & Sato (1999); (B) Leite et al. (2007).

## 1.1 OBJETIVOS

Embora existam vários estudos sobre as coberturas sedimentares pré-cambrianas da Serra dos Carajás, enfocando principalmente, seus aspectos arquiteturais e estruturais (Nogueira *et.al.* 1995, Macambira 1995, Pinheiro 1997), pesquisas relacionadas à proveniência das sequencias sedimentares da Bacia Carajás são escassas. Desta forma, este trabalho apresenta uma análise da assinatura da proveniência dos arenitos da Formação Águas Claras, tendo em vista contribuir com pesquisas que buscam a compreensão da origem, evolução e posicionamento estratigráfico desta unidade no contexto evolutivo do sudeste do Cráton Amazônico, colaborando com estudos da gênese e evolução de depósitos minerais associados.

O objetivo central é análise da proveniência da Formação Águas Claras com base em estudos petrográficos e geoquímicos em minerais pesados. Para tanto, deverão ser atingidos os seguintes objetivos, específicos: análise petrográfica do arcabouço para determinação da composição modal e classificação dos arenitos; relacionar a composição mineralógica dos sedimentos e das assembleias de minerais pesados com as fácies sedimentares, discutindo influência dos processos deposicionais na composição dos arenitos; avaliar a influência do intemperismo químico na mineralogia dos sedimentos; análise das variedades de turmalina com base na sua química mineral; avaliar a influência diagenética e intempérica; relacionar os resultados das análises químicas nos sedimentos com tipos de rochas-fonte.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSO

O acesso aos depósitos estudados foi realizado pela rodovia PA-275 a partir de Marabá até a cidade de Parauapebas da qual se segue para o Núcleo Urbano de Carajás, passando pelo complexo industrial de Carajás, onde estão localizadas as principais Minas de Ferro Carajás N4 e N5, e Mina de Manganês do Azul (Figura 2). Os afloramentos estudados localizam-se ao longo de uma estrada que dá acesso ao Igarapé Bahia, aproximadamente 60 km da Mina do Azul, na porção central da Serra dos Carajás.

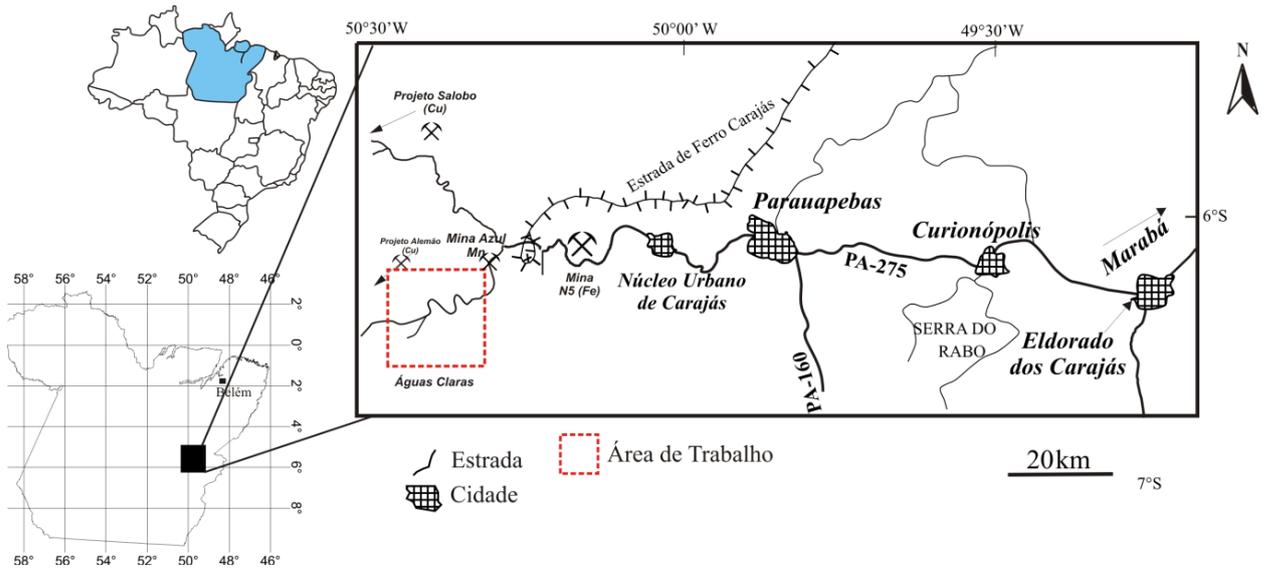


Figura 2- Mapa de logística com a localização da área estudo, região da Serra dos Carajás, onde se encontram os afloramentos estudados, no SE do Estado do Pará.

### 1.3 PROVENIÊNCIA DE ARENITOS

A proveniência tem por finalidade investigar a origem dos sedimentos, considerando os fatores geológicos primários na área-fonte e a história de transporte, deposição, soterramento e exumação de sucessões sedimentares. Para tal investigação é importante considerar os fatores que influenciam a composição das rochas sedimentares, como contexto tectônico, climático e ambiente de sedimentação e diagênese (Weltje & Von Eynatten 2004) (Figura 3).

Os processos do ciclo sedimentar promovem mudanças mineralógicas nos sedimentos, que afetam substancialmente as assembleias de minerais pesados (importantes traçadores da proveniência). As proporções relativas dos minerais são definidas durante o transporte e deposição pela seleção física, condicionada por fatores hidrodinâmicos, densidade e forma das partículas. A abrasão mecânica causa a progressiva diminuição do tamanho dos grãos, pela combinação de sucessivos fraturamentos e desgaste durante o transporte. Além disso, a dissolução intraestatal promove perda parcial ou total dos minerais nos diferentes estágios da diagênese (Morton & Hallsworth 1999). Por isso, a composição dos arenitos não reflete apenas sua proveniência, mas sobre tudo, os processos inerentes ao ciclo sedimentar e à história da bacia sedimentar (Dickinson 1985).

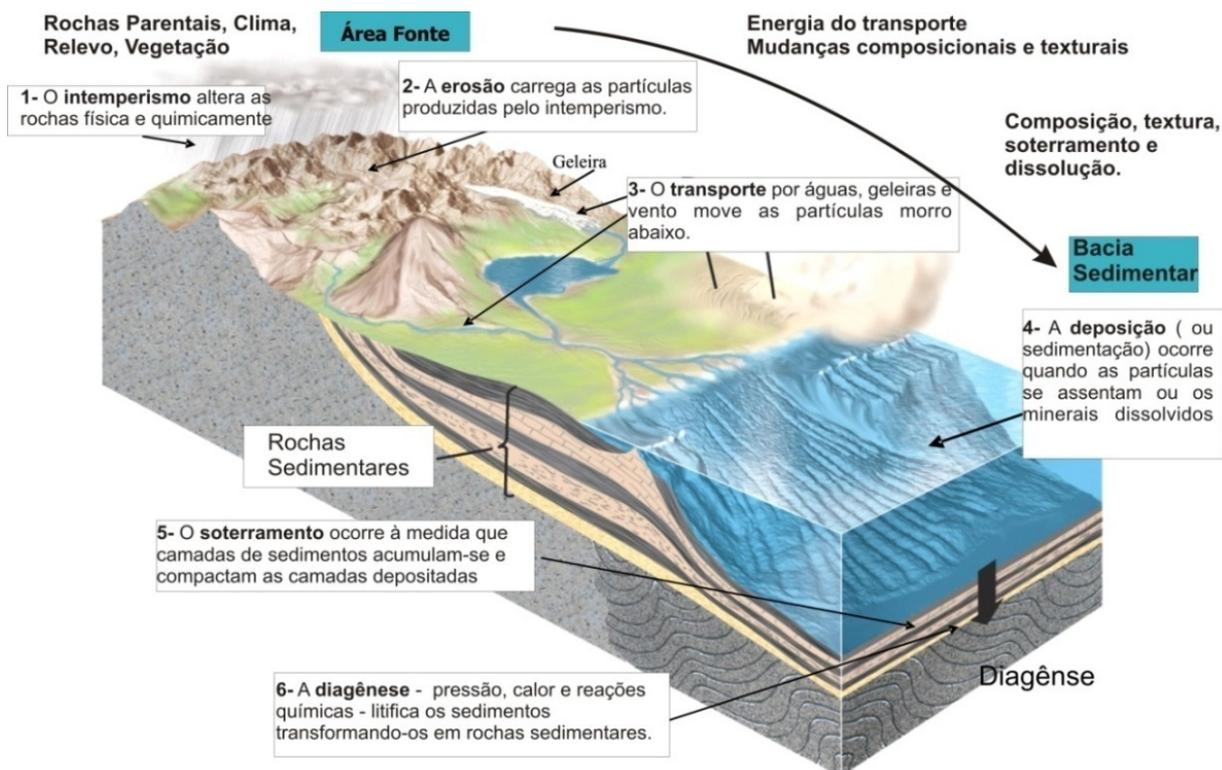


Figura 3- Diagrama ilustrativo dos fatores e processos geológicos que influenciam e controlam a composição dos sedimentos e rochas sedimentares durante o ciclo sedimentar.

Fonte: Adaptado de Press, et al. 2006.

A proveniência relaciona-se com diversas áreas da geologia, como sedimentologia, mineralogia, geoquímica, geocronologia, petrologia ígnea e metamórfica, além de geologia estrutural. Por isso, para a reconstrução da natureza de áreas-fonte utilizam-se vários métodos de investigação, tais como: análise petrográfica do arcabouço dos arenitos e de minerais pesados; análise da catodoluminescência (CL) de grãos, para investigar o caráter petrogenético dos grãos; análise de variedades de minerais pesados; caracterização morfológica e textural de grãos e análise convencional de minerais pesados, que emprega pares de minerais com comportamento hidráulico e diagenético similares, para inferir mudanças de proveniência; MEV para detalhamento textural de grãos, e ilustrar a influência de processos intempéricos e diagenéticos, bem como obter dados geoquímicos por EDS; ICP-MS e ICP-AS para estudo geoquímico; estudo da química mineral de minerais pesados; análise isotópica Sm-Nd em rocha total, para estudo de residência crustal; SHRIMP (*Sensitive High-Resolution Íon Microprobe*), ICP-MS e espectômetro de massa, para datação de zircão detrítico; análise faciológica e estratigráfica que permite deduzir as condições de deposição; análise do padrão de paleocorrentes, que permite deduzir a localização geográfica de áreas-fonte em relação à bacia de deposição, como também inferir a distância do transporte.

Dados de composição modal de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, dos sedimentos totais depositados na bacia, podem fornecer informações importantes sobre a área fonte, e o ambiente tectônico (Dickinson & Suczek 1979). A proveniência tectônica pode se agrupada em três tipos principais: blocos continentais, arco magmático e orógenos reciclados (Dickinson et al.1983, Dickinson 1985). Cada campo de proveniência inclui um grupo distinto de rochas fonte e tipos de sedimentos e bacia (Tabela 01).

Tabela 01- Ambientes tectônicos e composição do arcabouço (Dickinson & Suczek 1979).

Proveniência Tectônica	Rocha Fonte	Sedimento		Tipo de bacia deposicional	Influência do clima e transporte
		Areia	Cascalho		
<b>Bloco Continental</b>					
Cráton interior	embasamento granítico, gnáissico, rocha sedimentares e metassedimentares de cinturão marginal.	quartzo arenito, pouco arcóseo, alta razão K-fd/ plg; arenito lítico.	quartzo-arenito e secundariamente arcóseo, alta razão de k-fd e plg, arenitos líticos.	plataforma, interior, bacia de <i>foreland</i> , margem continental passiva e de borda oceânica.	severo em condições úmidas e de longos transportes.
Embasamento Soerguido	embasamento granito e gnáissico mais cobertura sedimentares ou metassedimentares; rochas vulcânicas.	arenitos feldspáticos e arcóseo, sedimentares/ metassedimentares ou arenitos líticos vulcânicos.	clástos granítico e gnáissico, secundariamente sedimentares/ metassedimentares.	bacia interior limitada por falhas, formada por riftiamento incipiente ou graben.	mínimo, devido a rápida erosão e o curto transporte
<b>Arco Mágmatíco</b>					
Arco não dissecado	rochas vulcânica principalmente andesito e basalto	arenito lítico de fragmento vulcânicos e grãos de plagioclásio, quartzo vulcânico.	clástos de basalto e andesito.	antearco, retroarco e intrarco, tincheiras; bacias de planície abissal.	mínimo, devido a rápida erosão e o curto transporte.
Arco dissecado	rochas vulcânica andesito a basalto; ígnea plutônico, metaígneos.	mix de fragmentos vulcânicos, plagioclásio, K-feldspato e quartzo plutônico	andesito, basalto, ígneo plutônico ou clástos metaígneos	arcos dissecados	efeito moderado no clima e mínimo no transporte
<b>Orógeno Reciclados</b>					
Complexo de subducção	seqüência ofiolítica (ultramáficas, vulcânicas, <i>chert</i> ) greenstones, argilítos, grauvacas, calcários, xisto azul.	<i>chert</i> , fragmentos de rochas sedimentares, ultramáfica e vulcânica.	<i>chert</i> , greenstone, argilito, arenitos, calcários, serpentinitos.	bacia de ante arco, trincheiras; possivelmente bacias de planície abissal	mínimo, devido a rápida erosão e a curto transporte
Colisão de orógeno	rochas sedimentares e metassedimentares; seqüência ofiolíticas, rochas plutônicas e vulcânicas	altas razões qtz/fd, fragmentos sedimentares e metassedimentares, <i>chert</i> , melange, calcários.	sedimentares e metassedimentares, plutônica, ígneo, clástos vulcânico e <i>chert</i>	bacias de oceano, de ante arco, bacias desenvolvidas ao longo de cinturões de sutura.	moderado a mínimo
Ante arco soerguido	Sedimentares, rochas de cinturões orogênicos; rochas ígneas plutônicas e metamórficas.	alto conteúdo de quartzo e baixo feldspato, e <i>chert</i> .	clástos sedimentares, <i>chert</i> , fragmentos plutônico, ígneo ou metamórfico.	principalmente bacia de ante arco	moderado a mínimo

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1 GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton Amazônico é um dos maiores crátons do mundo, localizado na Plataforma Sul-Americana, que aflora nos escudos Brasil Central e Guianas (Figura 1). Este cráton é resultado da aglutinação de blocos continentais ligados por cinturões paleoproterozóicos em torno de 2.2 e 1.95Ga (Tassinari & Macambira 2004), e tem permanecido estável desde 1.0 Ga (Sato & Tassinari 1997). Encontra-se subdividido em seis províncias geocronológicas (Tassinari & Macambira 2004) (Figura 1A): Amazônia Central (>2.2Ga), Maroni-Itacaiúnas (2.2-1.95Ga), Ventuari-Tapajós (1.95-1.8 Ga), Rio-Negro-Juruema (1.8-1.55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1.55-1.3Ga) e Sunsás (1.3-1.0 Ga). A Província Amazônia Central, a mais antiga, não foi afetada pela Orogenia Transamazônica e em seu domínio encontra-se a Província Mineral de Carajás.

A Província Mineral de Carajás, estabilizada tectonicamente no Arqueano (Machado et al. 1991, Galarza et al. 2002, Leite 2004), é limitada pelo Cinturão Araguaia (leste) e pela província Maroni-Itacaiúnas (norte); nas porções sul e oeste, encontra-se parcialmente coberta por unidades sedimentares da Bacia Parecis, e vulcânicas do Grupo Iriri (Costa et al. 1995, Souza 1996, Leite 2004). Esta província encontra-se subdividida em dois domínios tectônicos: o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria; e o Bloco Carajás, que é subdividido em Bacia Carajás e Domínio de Transição (Dall'Agnol et al. 1997) (Figura 1). O Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Macambira & Lafon 1995, Dall'Agnol et al. 2006) é formado por rochas arqueanas e proterozóicas, que compreendem *greenstone belt*, granitóides arqueanos, granitos anorogênicos proterozóicos e diques associados. O Supergrupo Andorinhas é formado pelos grupos Sapucaia, Identidade, Lagoa Seca, Babaçu, Seringa e Pedra Preta. Sua unidade porção inferior engloba basaltos, talco-xistos, metaturfos, metacherts e formações ferríferas bandadas. A unidade superior é constituída de metapelitos, metapsamitos e metariodacitos. Os *greenstone belts* foram individualizados em seis grupos: Gradaús, Serra do Inajá, Lagoa Seca, Babaçu, Sapucaia e Tucumã (Vasquez et al. 2008).

Granitóides arqueanos incluem: *i) Série tonalítica-trondjemítica-granodiorítica* (TTG) representada pelo Tonalito Arco Verde, Complexo Tonalítico Caracol, trondhjemitos Mogno e Água Fria; *ii) Granodiorito Rio Maria* (granitóides ricos em Mg); e *iii) leucogranitos* Xinguara, Mata Surrão e Guarantã (Leite et al., 2004; Dall'Agnol et al., 2006). Os granitos anorogênicos paleoproterozóicos são enquadrados na Suíte Jamon e incluem os maciços Jamon, Musa, Redenção, Marajoara e Bannach, intruzivos às unidades arqueanas (Dall'Agnol

et al. 2005, 2006, Oliveira et al. 2005). Dados geocronológicos do Domínio de Transição encontram-se resumidos na Tabela 02.

Tabela 02 - Dados Geocronológicos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (atualizado a partir de Leite et al. 2004, Dall'Agnol et al. 2006, Feio 2009).

TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA					
Unidades Estratigráficas	Tipo de Rocha	Método	Material Analisado	Idade (Ma)	Referências
<b>Granitos Anorogênicos</b>					
Musa	Granitóide	U-Pb	Zircão	1883 ± 2	Machado et al. (1991)
Jamon	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	1885 ± 32	Dall'Agnol et al. (1999c)
Seringa	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	1893 ± 15	Avelar (1999)
Redenção	Granitóide	Pb-Pb	Rx total	1870 ± 68	Barbosa et al. (1995)
Diques		Pb-Pb	Zircão	1885 ± 4	Oliveira (2003)
<b>Leucogranitos</b>					
Granito Xinguara	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2865 ± 1	Leite et al. (2004)
Granito Mata Surrão	Leucogranito	Pb-Pb	Rx total	2872 ± 10	Lafon et al. (1994)
	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2871 ± 7	Althoff et al. (1998)
Granito Guarantã	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2930	Althoff et al. (2000)
<b>Granitóide</b>					
Granodiorito Rio Maria	Granodiorito	U-Pb	Zir/tit.	2872 ± 5	Pimentel e Machado (1994)
	Quartzo-diorito	Pb-Pb	Zircão	2878 ± 8	Dall'Agnol et al. (1999a)
<b>Série TTG</b>					
Trondhjemitó Mogno	Trondhjemitó	U-Pb	Titanita	2871	Pimentel & Machado (1994)
		Pb-Pb	Zircão	2559 ± 5	Almeida (em preparação)
Tonalito Parazônia	Granitóide	U-Pb	Titanita	2858	Pimentel e Machado (1994)
Trondhjemitó Água Fria	Trondhjemitó	Pb-Pb	Zircão	2864 ± 21	Leite et al. (2004)
				2973 ± 130	Tassinari & Macambira. (2004)
Complexo Tonalítico Caracol	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2948 ± 5 / 2936 ± 3 / 2942 ± 2	Leite et al. (2004)
				U-Pb	Zircão
Tonalito Arco Verde	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2948 ± 7 / 2981 ± 8	Rolando & Macambira (2003;2002)
				2965 ± 1 / 2988 ± 5	Rolando & Macambira (2003)
		Pb-Pb	Zircão	2964 ± 2	Vasques et al. (2008b)
<b>Greenstone Belts</b>					
Supergrupo Andorinhas	Metagrauvascas	U-Pb	Zircão	2971 ± 18	Macambira & Lancelot (1992)
	Metavulcânicas félsicas	U-Pb	Zircão	2904 ± 29 / 2979 ± 5	Macambira & Lancelot (1992) / Pimentel & Machado (1994)

## 2.2. BLOCO CARAJÁS

O Bloco Carajás constitui a porção norte da Província Mineral de Carajás e inclui rochas vulcano-sedimentares, granitóides, os complexos Xingu e Pium. Este bloco encontra-se dividido em duas áreas: a Bacia Carajás, ao norte, e o Domínio de Transição, ao sul. Idades de zircão oriundos do Bloco Carajás são listados na tabela 03.

Tabela 03: Dados Geocronológicos do Bloco Carajás. (atualizados a partir de Leite et al.2004; Dall’Agnol et al. 2006; Feio 2009).

BLOCO CARAJÁS					
Unidades Estratigráficas	Tipo de Rocha	Método	Material	Idade (Ma)	Referências
<b>Bacia Carajás</b>					
<b>Anorogênicos (Suíte Granítica Carajás)</b>					
Pojuca	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	1874 ±2	Machado et al. (1991)
Cigano	Granitóide	U-Pb	Zircão	1883 ±2	Machado et al. (1991)
Serra dos Carajás	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	1880 ±2	Machado et al. (1991)
<b>Granitos Subalcalinos</b>					
Granito Velho Salobo	Granito	U-Pb	Zircão	2573 ±3	Machado et al. (1991)
Complexo Granítico Estrela	Granito	Pb-Pb	Zircão	2763 ±7	Barros et al. (2001)
Granito Serra do Rabo	Granito	Pb-Pb	Zircão	2743 ±2	Sardinha (2002)
Complexo Luanga	Gabro	U-Pb	Zircão	2763 ±6	Machado et al. (1991)
<b>Cobertura Sedimentares</b>					
Formação Gorotire	?	?	?	proterozoico	
	Gabro	Pb-Pb	Zircão	2645 ±12	Dias et al. (1996)
	Gabro	U-Pb	Zircão	2708 ±37	Mougeot et al. (1996)
Formação Águas Claras	Arenitos	U-Pb	Zircão	2778±?/ 3020±?	Mougeot et al. (1996)
	Arenitos	?	Zircão	2760±?/3670±?	Macambira & Lancelot (1996)
	metarenito	U-Pb	Zircão	2680±?	Trendall et al. (1998)
<b>Supergrupo Itacaiúnas</b>					
Grupo Igarapé Pojuca	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2732 ±2	Machado et al. (1991)
Grupo Grão Pará	Vulcanica Felsica	U-Pb	Zircão	2751 ±4	Machado et al. (1991)
	Riolito	U-Pb	Zircão	2758±39	Gibbs et al. (1986)
Grupo Igarapé Bahia	Metavulcânicas	Shrimp	Zircão	2748 ±34	Barbosa (2004)
	Metavulcânicas	Pb-Pb	Zircão	2745 ±1	Galarza (2002)
	Metavulcanoclástica	U-Pb	Zircão	2776 ±12	Galarza (2002)
Grupo Igarapé Salobo	Anfibolito		Zircão	2761 ±?	Machado et al. (1991)
		U-Pb	Titanita	2497 ±	Machado et al. (1991)
		U-Pb	Zircão	2555 ±	Machado et al. (1991)
<b>Assembléia do Embasamento</b>					
Complexo Xingu	Leucossoma granítico	U-Pb	Zircão	2859±2	Machado et al. (1991)
	Gnáisse Felsico	U-Pb	Zircão	2851 ±4	Machado et al. (1991)
Complexo Pium	Granulito	Pb-Pb	Rx total	3050±114	Rodrigues et al. (1992)
	Granulito	Shrimp	Zircão	3002 ±14	Pidgeon et al. (2000)
	Granulito	Shrimp	Zircão	2859 ±9	Pidgeon et al. (2000)
<b>Domínio de Transição</b>					
Granito Planalto	Granito	Pb-Pb	Zircão	2747±2/2734 ± 4	Sardinha et al. (2004)
Suíte Plaquê	Granito	Pb-Pb	Zircão	2729 ± 29	Avelar (1996)
				2750±3/ 2765 ±39	Sardinha et al. (2004)
Tonalitos-Trondhjemitos	Trondhjemito	U-Pb	Zircão		
Suíte Intrusiva Cateté	Gabro	U-Pb	Zircão	2766±6	Lafon et al. (2000)
		Sm/Nd		2378± 55	Tassinari & Macambira (1999)
Complexo Xingu	Leucossoma granítico	U-Pb	Zircão	2859±2	Machado et al. (1991)
	Gnáisse Felsico	U-Pb	Zircão	2851 ±4	Machado et al. (1991)

### 2.2.1. Bacia Carajás

A Bacia de Carajás tem sua expressão regional controlada por feixes de estruturas E-W que formam leques imbricados de cavalgamentos oblíquos dúcteis, em domínios dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento (Araújo & Maia 1991). Seu embasamento inclui rochas arqueanas como: corpos estratiformes básico-ultrabásico representado por granulitos máficos a félsicos e gnaisses tonalíticos e granodioríticos, migmatizados e anfibolitos dos complexos Pium e Xingu (Araújo & Maia 1991, Rodrigues *et al.* 1992).

Ainda não existe um modelo evolutivo e paleogeográfico bem definido para a Bacia de Carajás. Entretanto, Pinheiro (1997) defende uma evolução com base em movimento transpressivo sinistral, que teria desenvolvido uma trama milonítica na direção E-W, e afetou o embasamento (Complexo Pium, Complexo Xingú e Suíte Plaquê). Subsequentemente, ocorreriam movimentos transpressivos sinistrais, desenvolvendo zonas de cisalhamento, dobras e metamorfismo no embasamento. E posteriormente, movimentos extensionais, propiciado a formação da Bacia Carajás, na qual foram depositadas as sequências vulcano-sedimentares e os sedimentos da Formação Águas Claras. Novos movimentos transpressivos destrais desenvolveram um conjunto de falhas transcorrente E-W e NW-SE, e normais, que formam os Sistemas Transcorrente Carajás e Cinzento (Pinheiro & Holdsworth 2000) e onde está inserida a Falha Carajás. Em outro episódio, sob regime de transpressão sinistral, houve a inversão e deformação das sequências vulcanosedimentares desta bacia. Finalmente, ocorreram intrusões de diques e plútons graníticos proterozóicos, sob movimentos extensionais (transtensivos), dando a estruturação tectônica atual da Bacia Carajás.

As unidades estratigráficas da Bacia de Carajás incluem as rochas supracrustais do Supergrupo Itacaiúnas, Formação Águas Claras e Formação Gorotire.

O Supergrupo Itacaiúnas é formado por rochas metavulcano-sedimentares dos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará, Igarapé Bahia e Buritirama (Docegeo 1988). O Grupo Igarapé Salobo é composto de paragnaisse da Formação Gnaiss Cascade, com intercalações de anfibolitos e metapelitos na base, xistos ferruginosos mineralizados em cobre na porção intermediária (Formação Três Alfa), e quartzitos, gnaisses andesíticos, metarcóseos e xistos da Formação Cinzento, no topo. Estudos recentes restringem esse grupo às rochas vulcano-sedimentares da Serra do Salobo (Vasquez *et al.* 2008). O Grupo Igarapé Pojuca é composto de anfibolitos metarenitos, metasiltitos, formações ferríferas, metacherts, que são cortados por diques de metagabros e metadiabásios. O Grupo Grão-Pará (Hirata *et al.* 1982) é representado pelos metabasaltos e riolitos da Formação Parauapebas, e jaspelitos da Formação Carajás. O Grupo Igarapé Bahia corresponde às rochas vulcanosedimentares de baixo grau

metamórfico das Formações Grota do Vizinho e Sumidouro. O Grupo Buritirama inclui quartzitos micáceos e mica-xistos. Em testemunhos de sondagem ocorrem mica-xistos carbonatados, rochas calciossilicatadas, leitos de mármore e horizontes do protominério de Mn (Docegeo 1988).

A Formação Águas Claras, representa uma unidade sedimentar siliciclástica arqueana discordante ao Supergrupo Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988), composta de arenitos, pelitos e siltitos de ambientes litorâneos a fluviais (Nogueira *et al.* 1995) que afloram especialmente na porção central do Sistema Transcorrente de Carajás (Pinheiro 1997). Atualmente é subdividida em dois membros: 1) *Inferior*: pelitos, siltitos e arenitos; 2) *Superior*: arenitos.

A Formação Gorotire é constituída de arcóseos grossos a conglomeráticos com seixos de quartzo, K-feldspato, formação ferrífera, e rochas básicas. Também ocorrem paraconglomerados polimíticos marrom avermelhados, litificados, com seixos e matações (vulcânicas, graníticas, gnaisses, xistos, anfíbolitos, pegmatitos, fragmentos de minério de Mn). É considerada uma seqüência clástica imatura não deformada (Pinheiro 1997, Lima & Pinheiro 1998) que ocorre exclusivamente na terminação leste da Falha Carajás.

As rochas sedimentares da Bacia de Carajás são intrudidas por granitos arqueanos dos complexos Luanga, Estrela, Serra do Rabo e *Old Salobo*, e granitos anorogênicos proterozóicos da Suíte Carajás. Outras intrusões neoarqueanas incluem o Complexo máfico-ultramáfico Luanga, diques e sills máficos, e granitos como o Estrela e *Old Salobo*. Granitos anorogênicos de composição sieno a monzogranítica (Dall’Agnol *et al.* 1994) cortam as unidades mais antigas e compõem a suite Granítica Carajás. O Complexo Intrusivo Luanga é representado por rochas básicas e ultrabásicas acamadadas (Medeiros Filho & Meireles 1985). O Complexo Granítico Estrela (Barros 1997, Barros *et al.* 2001, Barros *et al.* 2004), formado predominantemente por monzogranitos, sienogranitos, granodioritos e tonalitos subordinados (Barros 1997). O Granito Serra do Rabo é composto predominantemente por granitos e sienogranitos, e compõem dois *stocks* sintectônicos, na terminação leste da Falha Carajás. O Granito *Old Salobo* é sódico, metaluminoso (Lidenmayer 1990, Lindenmayer *et al.* 1994). A Suíte Granítica Carajás é composta pelos granitos Serra dos Carajás, Cigano e Pojuca (Docegeo 1988).

### **2.2.2. Domínio de Transição**

O Domínio de Transição (Dall’Agnol *et al.* 1997, 2006) encontra-se situado entre o Terreno Granito-*Greenstones* de Rio Maria e o Domínio Carajás. Suas unidades

compreendem rochas arqueanas do Complexo Pium, Complexo Xingu, Suíte Intrusiva Cateté, Tonalitos-trondhjemitos de Canaã dos Carajás, Suíte Plaquê e granitos Planalto.

O Complexo Pium inclui granulitos associados a zonas de cavalgamentos com direção EW (Vasquez et al. 2008b, Hirata et al. 1982, Pidgeon et al. 2000, Santos et al. 2008). As rochas deste complexo foram individualizadas em quartzo-gabros e dioritos (Ricci & Carvalho 2006, Santos et al. 2008) e são reconhecidas como Diopsídio-Norito Pium (Vasquez et al. 2008b). Granulitos-charnockitose enderbitos da região da Aldeia Indígena Chicrim e Rio Cateté representam o embasamento granulítico do Domínio Carajás (Vasquez et al. 2008). O Complexo Xingu (Machado et al. 1991, Silva et al. 1974) inclui granulitos, gnaisses, migmatitos, granitóides, *greenstone belt*se complexos básicos-ultrabásicos (Cordeiro & Sauerissig 1980, Ianhez et al. 1980, Medeiros Filho & Meireles 1985, Docege 1988). Este complexo foi individualizado em corpos granitóides encontrados no Domínio Bacajá (Macambira et al. 2001, Vasquez et al. 2005, Vasquez et al. 2008a) e Domínio Rio Maria (Leite 2001, Dall'Agnol et al. 2006, Vasquez et al. 2008b). A Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale 1997) é composta de gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos com orientação E-W e N-S (Macambira & Vale 1997). Estas rochas afloram na Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré e Serra do Jacarezinho, com também Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia e Vermelho. Os Tonalitos-trondhjemitos de Canaã dos Carajás (Gomes & Dall'Agnol, 2007) foram afetados por processo de deformação dúctil relacionada ao Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo & Maia 1991). A Suíte Plaquê é formada por leucogranitos foliados intrusivos no Complexo Xingu (Araújo & Maia 1991). O Granito Planalto apresenta porções milonitizadas e composição monzo a sienogranítica (Avelar et al. 1999, Huhn et al. 1999, Oliveira 2003, Gomes 2003, Sardinha 2005, Sardinha et al. 2004, Santos & Oliveira 2008).

### 3. FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS

A Formação Águas Claras é uma importante cobertura sedimentar siliciclásticas da Bacia Carajás, constituída por arenitos pelitos e siltitos de ambientes continentais a marinho raso, individualizada em inferior e superior (Nogueira 1995). O membro inferior é constituído de pelitos, siltitos e arenitos finos, com características deposicionais de plataforma marinha. O membro superior é representado por arenitos grossos, mal selecionados de ambiente litorâneo a fluvial. Macambira (1995) correlaciona os sedimentos do membro inferior aos depósitos da Formação Igarapé Boa Sorte, o membro superior à Formação Igarapé Azul. Alguns autores como Beisiegel et al. (1973), acreditam que os níveis manganésíferos intercalados a siltitos e argilitos do Azul fazem parte da fácies química da Formação Águas Claras.

Os primeiros trabalhos regionais sobre as coberturas sedimentares pré-cambrianas de Carajás foram realizados por diversos autores, como: Liandrat (1974), Montalvão et al. (1984), Bezerra (1984), Ramos et al. (1984), Araújo et al. (1988), Figueiras & Villas (1984), Ferreira Filho & Danni (1985), Figueiras et al. (1987), Araujo & Maia (1991), Pinheiro et al. (1991), Marçal (1991) e Soares et al. (1994). Dentre as unidades que formam estas coberturas, destaca-se a Formação Águas Claras (Araújo et al. 1988; Araujo & Maia 1991) que constitui uma ampla sequência siliciclástica que aflora na porção central da Serra dos Carajás. Este nome foi dado em homenagem ao igarapé homônimo que corta a sua seção tipo.

A Formação Águas Claras foi correlacionada com a Formação Piauí (Paleozoico) da Bacia do Parnaíba (Barbosa et al., 1966), recebeu a denominação de Rio Fresco (Silva et al. 1974, Hirata et al. 1982, Meireles et al. 1984, DOCEGEO 1988), Gorotire (Tolbert et al. 1968, Beiseigel et al. 1973), Igarapé do Ouro (Lindrat 1972), Igarapé Azul (Silva et al. 1974, Macambira et al. 1990), Sequência Pós-Grupo Grão Pará (Figueiras & Villas 1984), Sumidouro, Grotta do Vizinho (Docegeo 1988), Igarapé Boa Sorte e Igarapé Cigarra (Macambira et al. 1990). A multiplicidade de nomes atribuída a esta sucessão sedimentar reflete o grau de complexidade quanto à definição do seu posicionamento estratigráfico, devida aos sucessivos eventos tectônicos que afetaram a Bacia de Carajás (Pinheiro 1997).

Essa Formação ocorre discordantemente sobre os grupos Grão-Pará e Igarapé Pojuca e sobrepõe a Formação Gorotire de idade incerta. A idade mínima desta formação é inferida com base em dados de zircão de gabros intrusivos 2.65 Ga (Dias et al. 1996) e 2.708 Ga (Mougeot et al. 1996). A idade máxima de deposição é considerada entre 2,78 - 3.02 Ga (Mougeot et al. 1996) e 2.76 - 3.67 Ga (Macambira & Lancelot 1996) obtidas em zircão detrítico dos arenitos (Tabela 02). Estas rochas encontram-se deformadas, especialmente, nas

proximidades da falha Carajás, onde as estruturas tectônicas têm caráter predominantemente rúptil (Pinheiro 1997).

Estudos petrográficos (Figueiras & Villas 1984, Ramos et al 1984, Figueiras et al. 1987, Macambira et al. 1990, Araújo & Maia 1991, Bocalon et al. 1994, Truckenbrodt et al. 1996) realizados em rochas siliciclásticas da Serra dos Carajás, descrevem-as como quartzo-arenitos, quartzo-wackes, wackes líticas e sublitenitos, ricos em grãos de quartzo, fragmentos líticos e matriz sericítica. Com quartzo mono e policristalinos anguloso, subarredondados, moderadamente a pobremente selecionados com extinção ondulante. Com contatos entre os grãos, foram descritos como côncavo-convexo, tangenciais, longitudinais e suturados, com recristalização da matriz sericítica. Segundo Ramos et al. (1994), os líticos são de sílex, pelitos, rochas vulcânicas e metamórficas, e compunham até 40% das rochas, grauvacas líticas. Apenas Bocalon et al. (1994) cita a presença de feldspatos nos arenitos, com porcentagem de mais de 5%, compondo os subarcóseos. A grande quantidade de matriz sericítica é entendida como deposicional (Bocalon et al. 1994, Nogueira 1995). Macambira et al. (1990) descreve a matriz como clorítica, responsável pela coloração esverdeada das rochas. Para Anaisse (1997) a matriz é predominantemente de origem pós-deposicional, composta por filossilicatos (“sericita” e clorita) podendo compor até metade do arcabouço (Truckenbrodt et al., 1996). Ainda segundo Anaisse (1997) essas rochas foram submetidas a processos de eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Alguns autores evidenciaram vestígios de metamorfismo de baixo grau ou anquimetamorfismo (Ramos et al. 1984, Figueiras & Villas 1984), além de estágios hidrotermais associados a intrusões de diques básicos (Barros et al. 1994). Segundo Bocalon et al. (1994), o hidrotermalismo se mostra mais intenso na zona de cisalhamento, e seria responsável pela dissolução de quartzo autigênico, formação de muscovita e opacos euédricos nos arenitos.

O ambiente deposicional da Formação Águas Claras foi entendido como marinho a transicional (Hirata et al. 1982), fluvial (Ramos et al. 1984), fluvial do tipo *braided* com contribuição eólica (Figueiras & Vilas 1984, Figueiras et al 1987, Araújo & Maia 1991), deltaico e lagunar (Araújo & Maia 1991), plataformais na parte inferior e litorâneos e fluviais do tipo *braided* na porção superior (Nogueira 1995).

## 4. MATERIAIS E MÉTODO

### 4.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Antecedendo todas as atividades da pesquisa, foi realizado um levantamento bibliográfico sistemático visando à aglutinação do conhecimento sobre o contexto geológico e regional da área, bem como dos procedimentos necessários para desenvolvimento das atividades em laboratório e interpretação dos resultados.

### 4.2. TRABALHO DE CAMPO

A obtenção dos dados de campo realizados em três campanhas (03 a 07/08/2009, 12 a 16/04/2010, 25 a 29/01/2011) objetivando a descrição de afloramentos segundo parâmetros diagnósticos como litologia/composição, espessura de camadas e extensão lateral dos afloramentos. As descrições de fácies sedimentares foram realizadas e interpretadas segundo a metodologia proposta por Walker (1992) e Miall (1991). As amostras coletadas foram posicionadas nos perfis estratigráficos elaborados, e catalogadas para descrição macroscópicas.

### 4.3. PETROGRAFIA

Foram descritas vinte e quatro seções delgadas de arenitos no Laboratório de Mineralogia Aplicada do Campus II da UFPA em Marabá, confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA. A determinação da composição do arcabouço dos arenitos foi baseada na análise modal obtida pelo método de contagem de pontos (600 grãos/lâmina) de Gazzi-Dickinson (Dickinson1985). Os resultados foram interpretados em diagrama ternários Q-F-L de Folk (1974) e de McBride *et al.* (1987), para classificação dos arenitos, e em diagramas de Dickinson (1985) para interpretação dos ambientes tectônicos de proveniência. As feições diagenéticas e texturais foram refinadas por meio da utilização de microscópio eletrônico de varredura (MEV), do IG-UFPA, por meio de elétrons secundários (ES) para os arenitos (18 amostras) e elétrons retroespalhados (ERE) para turmalinas (110 grãos), nas quais foram realizados análises semi-quantitativas dos elementos químicos, através de EDS (detector de energia dispersiva).

### 4.4. MINERAIS PESADOS

Para análise dos minerais pesados, as amostras foram tratadas de acordo com as seguintes etapas: *i*) desagregação e peneiramento de 150g; *ii*) concentração dos minerais pesados das frações 125-65 e 125-250  $\mu\text{m}$  com bromofórmio (2,89  $\text{g}/\text{cm}^3$ ), segundo os

procedimentos descritos em Mange & Maurer (1992); *iii*) montagem de lâminas de grãos em balsamo de Canadá; e *iv*) descrição e identificação dos minerais.

#### 4.5. GEOQUÍMICA EM SEDIMENTOS TOTAIS

A análise geoquímica em sedimentos totais foi realizada na *Acme Analytical Laboratories* LTDA com ICP (*Inductively Coupled Plasma*) para obter os valores dos elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma emission Mass Spectrometry*) para os traços e Terras Raras (ppm). Os elementos maiores foram utilizados para avaliar o grau de intemperismo químico com base no índice de alteração intempérica, CIA (*Chemical Index of Alteration*), deduzido por Nesbitt e Young (1982) e no cálculo da proporção molecular de  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O+CaO-K}_2\text{O}$  contida nos sedimentos. Os resultados foram plotados em diagrama ternário A-CN-K (Nesbitt & Young 1984, Fedo et al. 1995) para relacionar a influência do intemperismo na história composicional dos sedimentos.

A distribuição dos ETRs nos sedimentos foi utilizada como indicador de proveniência e para identificar sua relação com a composição das possíveis rochas fontes. Os elementos traços foram utilizados em diagramas discriminantes de Bhatia (1983) e Roser e Korsch (1986) para inferir o ambiente tectônico de rochas sedimentares.

#### 4.6. QUÍMICA MINERAL DE TURMALINA

Os grãos turmalina utilizados para análise de variedades foram selecionados com o auxílio de uma lupa binocular, fixados, temporariamente, em óleo de imersão para serem petrografados. Em seguida, as seções polidas de grãos de turmalinas foram produzidas em pastilhas de resina *epoxy*. Estas seções foram analisadas ao MEV-EDS para obter os percentuais em óxido dos elementos Fe, Mg, Ca, Mn e Al, para interpretação da proveniência em diagramas ternários Al-Fe(tot)-Mg and Ca-Fe(tot)-Mg de Henry & Guidott (1985).

## RESULTADOS

### 5. PERFIL ESTRATIGRÁFICO ESTUDADO

Os perfis litoestratigráficos da Formação Águas Claras onde as amostras foram coletadas para este estudo compreende uma sucessão de arenitos e pelitos, às vezes intercalados, com ampla extensão lateral com até 50 m de extensão lateral por 6m de espessura.

Nas porções mais inferiores do perfil, dominam pacotes de arenitos médios a finos mal selecionados, feldspáticos, pelitos intercalados, geralmente com formas tabulares e lenticulares, com topos e bases ondulados (Figura 4). Os arenitos exibem granocrescência ascendente, às vezes granodecrescência ascendente, estruturas como: laminação plano-paralela, laminação onduladas simétricas e assimétricas (cavalgante), estratificação truncada por onda (~30c m) semelhante *hommochy*, além de estratificação cruzada acanalada de médio porte (sets com 0,2-0,4m). Estes depósitos correspondem ao membro inferior da Formação Águas Claras (*sensu* Nogueira 1995).

As camadas de arenitos do topo do perfil exibem espessura que varia de 20-70 cm, com granodecrescência ascendente, sendo na base arenitos grossos, mal selecionados, com grânulos de quartzo arredondados na base de cada *sets* (Figura5), destacando estruturas acanaladas de médio a pequeno porte(*sets* de 50 cm) na base que gradam para estratificações cruzada tabular (*sets* de 5 a 10 cm) para o topo. Estes depósitos correspondem ao Membro Superior da Formação Águas Claras e são atribuídos a canais fluviais entrelaçados (*sensu* Nogueira 1995).

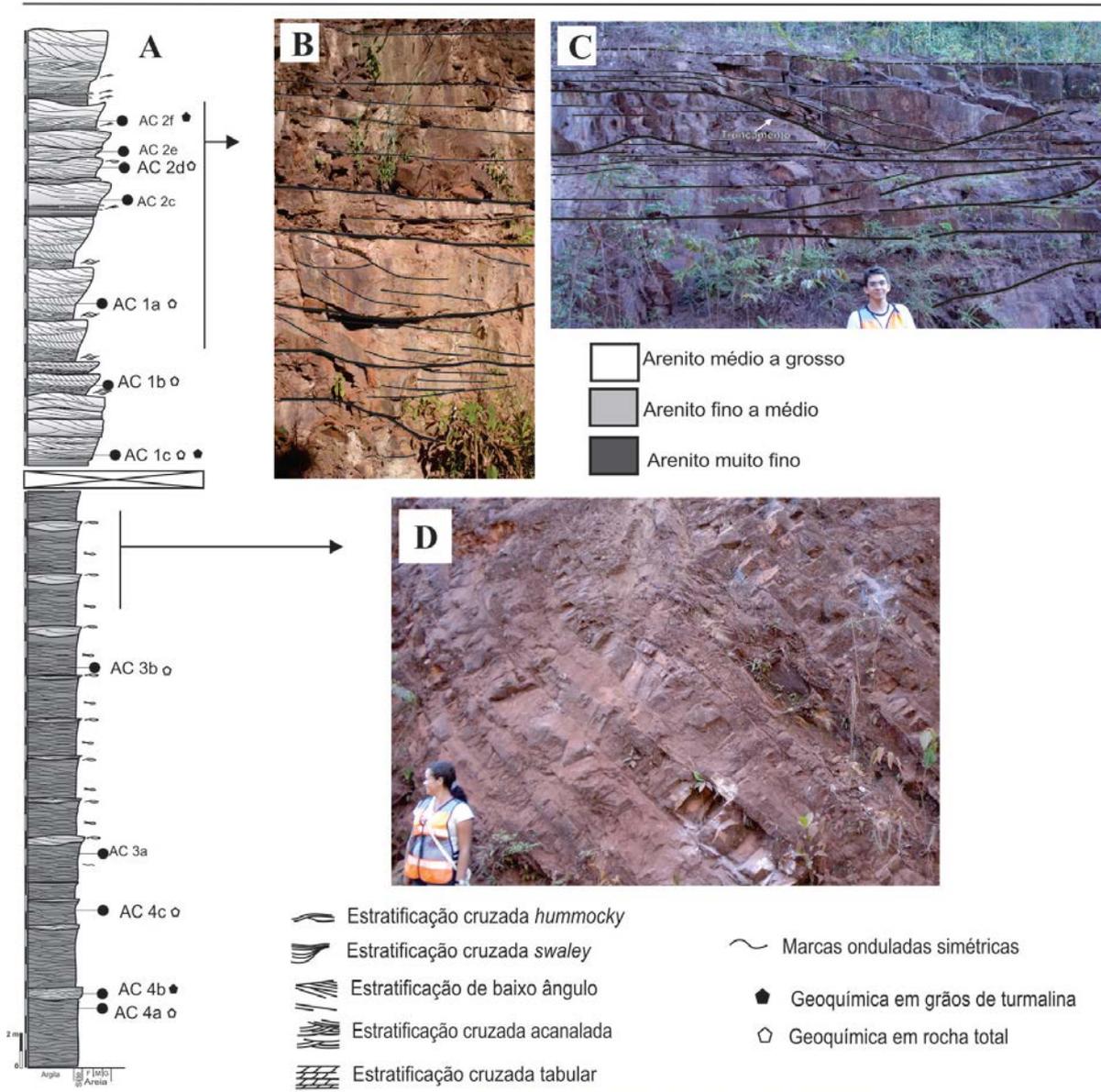


Figura 4 - Depósitos correspondentes ao Membro Inferior da Formação Águas Claras: (A) Perfis estratigráficos, com o posicionamento das amostras coletadas para análises; (B, C e D) Aspectos sedimentares dos afloramentos da Formação Águas Claras.

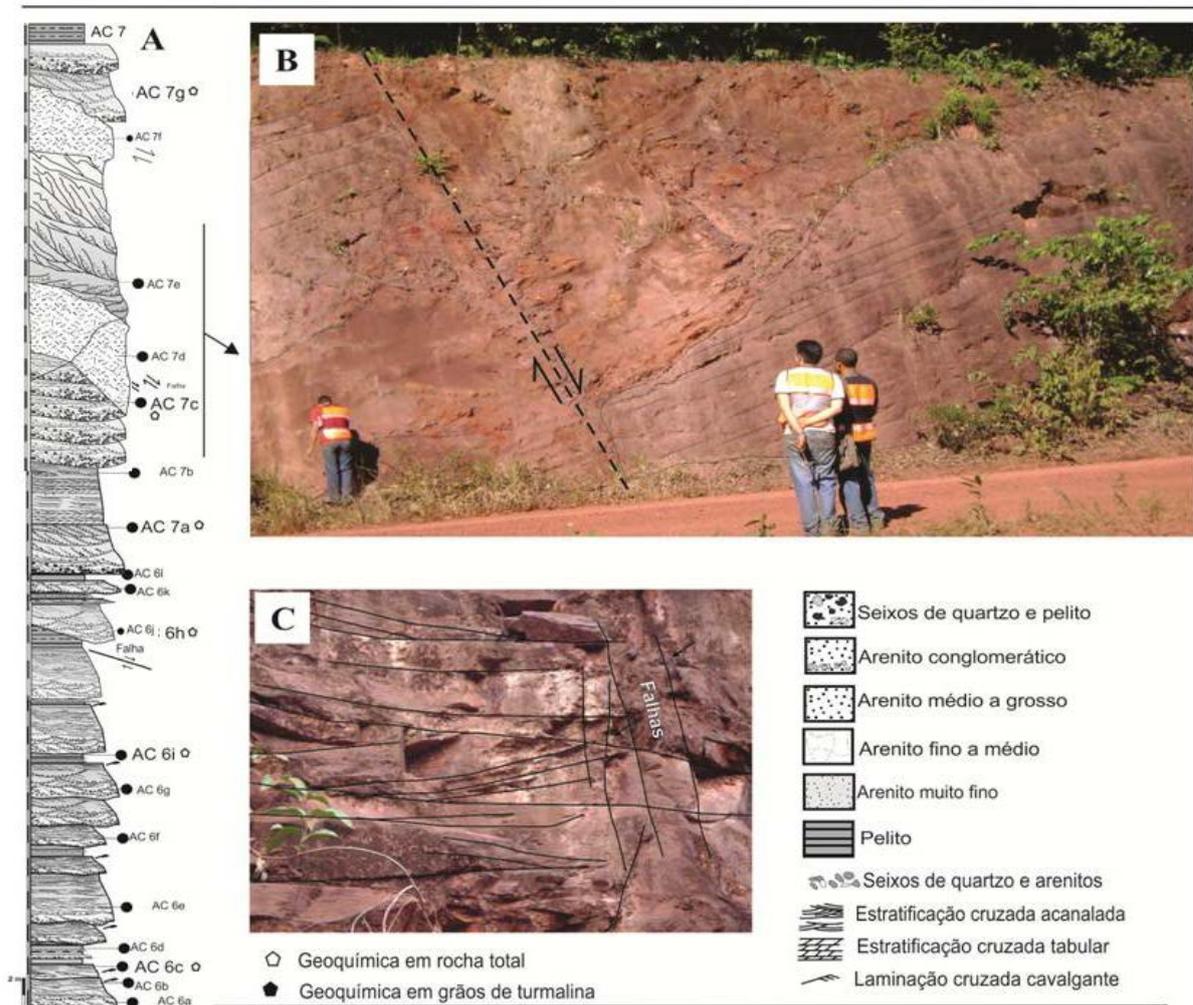


Figura 5 - Depósitos correspondentes ao membro Superior da Formação Águas Claras: (A) Perfis estratigráficos, com o posicionamento das amostras coletadas para análises; (B e C) Aspectos sedimentares dos afloramentos da Formação Águas Claras.

## 7. PETROGRAFIA DOS ARENITOS

### 7.1. COMPONENTES DETRÍTICO

A composição mineralógica dos sedimentos é controlada por fatores primários da proveniência, como: natureza da rocha-fonte, contexto tectônico, relevo e clima. Entretanto, os processos de sedimentação (transporte, abrasão mecânica, e segregação das partículas), os processos diagenéticos são determinantes na constituição dos componentes volumétricos dos arenitos. Dessa forma, neste trabalho, análise petrográfica de arenitos foi conduzida com base nos seus respectivos ambientes deposicionais. Os resultados da contagem modal (Tabela 04) de 27 amostras foram lançados em diagramas triangulares Q-F-L de McBride (1963) (Figura 6), para a classificação dos arenitos e em diagrama ternário Qt-F-L de Dickinson para interpretação de proveniência tectônica (Figura 16). Os arenitos da Formação Águas Claras são representados por: quartzo-arenito (69,5%), subarcóseo (30%) e grauvasa quartzosa (1%) (Figura 6), cujos constituintes do arcabouço incluem: quartzo, feldspato, fragmentos líticos, minerais pesados, matriz, cimentos e poros.

O quartzo-arenito é médio a fino, localmente grosso, moderadamente a bem selecionado, com porções mal selecionadas, com predomínio de quartzo anédrico anguloso e/ou subanguloso. Os componentes diagenéticos são principalmente cimento de sílica. A matriz é ausente e poros são raramente observados. O sub-arcóseo, na sua maioria é fino a médio, bem selecionado, com grãos de quartzo e feldspatos angulosos a subangulosos, sustentados por matriz. Possuem pseudomatriz e cimento sílica e de argilominerais. A grauvasa quartzosa é fina a média, composta de grãos de quartzo predominantemente anédricos, angulosos a subangulosos. Grãos de micas e minerais pesados são encontrados dispersos. A matriz é argilosa e perfaz até 20% do arcabouço.

Tabela 04 - Análise modal (%) dos arenitos da Formação Águas Claras com base na contagem de pontos. Q=quartzo; Qm=quartzo monocrystalino; Qp=quartzo policristalino; F=feldspatos; L=líticos; MP=minerais pesados; M=matriz; C=cimento; Ar=argila; Si=silica; P=poros, AM=argilominerais;

COMPOSIÇÃO MODAL DOS ARENITOS DA ÁGUAS CLARAS													
Amostras	Granulometria	Q		F	L	MP	M	C		P	Total	AM	Rocha
		Qm	Qp					Ar	Si				
AC-5E	médio a grosso	85	14	—	1	—	1	2	8	—	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-6A	grosso	86	12	—	2	—	1	1	15	—	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-6E	grosso	85	14,5	—	0,5	—	1	<1	15	—	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-6F	médio a grosso	94	5,5	—	0,5	—	—	—	18	8	600	—	quartzo-arenito
AC-6G	médio	98,5	0,5	—	1	—	—	—	20	—	600	—	quartzo-arenito
AC-6J	médio a grosso	96	4	—	0	—	1	—	15	—	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-6K	grosso	96,8	2,6	—	0,6	—	—	—	10	—	600	—	quartzo-arenito
AC-6L	médio a grosso	95,5	1,5	2	1	—	1	—	7	—	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-1A	fino	90	—	10	—	—	5	3	1	—	600	caulinita	subarcóseo
AC-1B	fino	95	—	5	—	<1	5	2	5	5	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-1C	fino	92	—	8	—	—	5	2	2	—	600	caulinita, ilita	subarcóseo
AC-2A	fino a médio	93	2	5	—	<1	8	4	1	—	600	caulinita, ilita	subarcóseo
AC-2B	médio	95	—	5	—	<1	3	1	3	4	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-2C	fino	94	1	5	—	<1	20	5	1	2	600	caulinita, ilita	grauvaca quartzosa
AC-2E	fino	89,8	0,2	10	—	—	10	4	1	—	600	caulinita, ilita	subarcóseo
AC-2D	fino a médio	84	0,5	15	0,5	—	5	1	5	—	600	caulinita, ilita	subarcóseo
AC-9a	fino a médio	95	—	5	—	<1	3	6	7	—	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-8a	fino a médio	96	3,5	0	0,5	—	2	2	7	—	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-10b	fino a médio	87,8	2,2	10	—	<1	5	2	2	—	600	caulinita, ilita	subarcóseo
AC-11a	fino	99,4	0,6	—	—	<1	10	5	3	—	600	caulinita, ilita	subarcóseo
AC-3A	fino	94,6	0,4	5	—	—	2	—	1	—	600	caulinita, ilita	subarcóseo
AC-3B	fino a siltico	95	—	5	—	—	2	—	2	—	600	caulinita, ilita	subarcóseo
AC-4B	fino a siltico	97	—	3	—	<1	2	2	2	—	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-12C	fino a siltico	100	—	—	—	<1	5	2	2	—	600	caulinita, ilita	quartzo-arenito
AC-12B	médio	99,6	—	—	0,4	—	15	3	2	—	600	caulinita, ilita	grauvaca quartzosa
AC-12A1	médio a grosso	97	2,5	—	0,5	—	—	1	3	5	600	—	quartzo-arenito
AC-12A	fino a grosso	93,8	5,8	—	0,4	—	20	—	1	—	600	caulinita, ilita	grauvaca quartzosa

MEMBRO SUPERIOR

MEMBRO INFERIOR

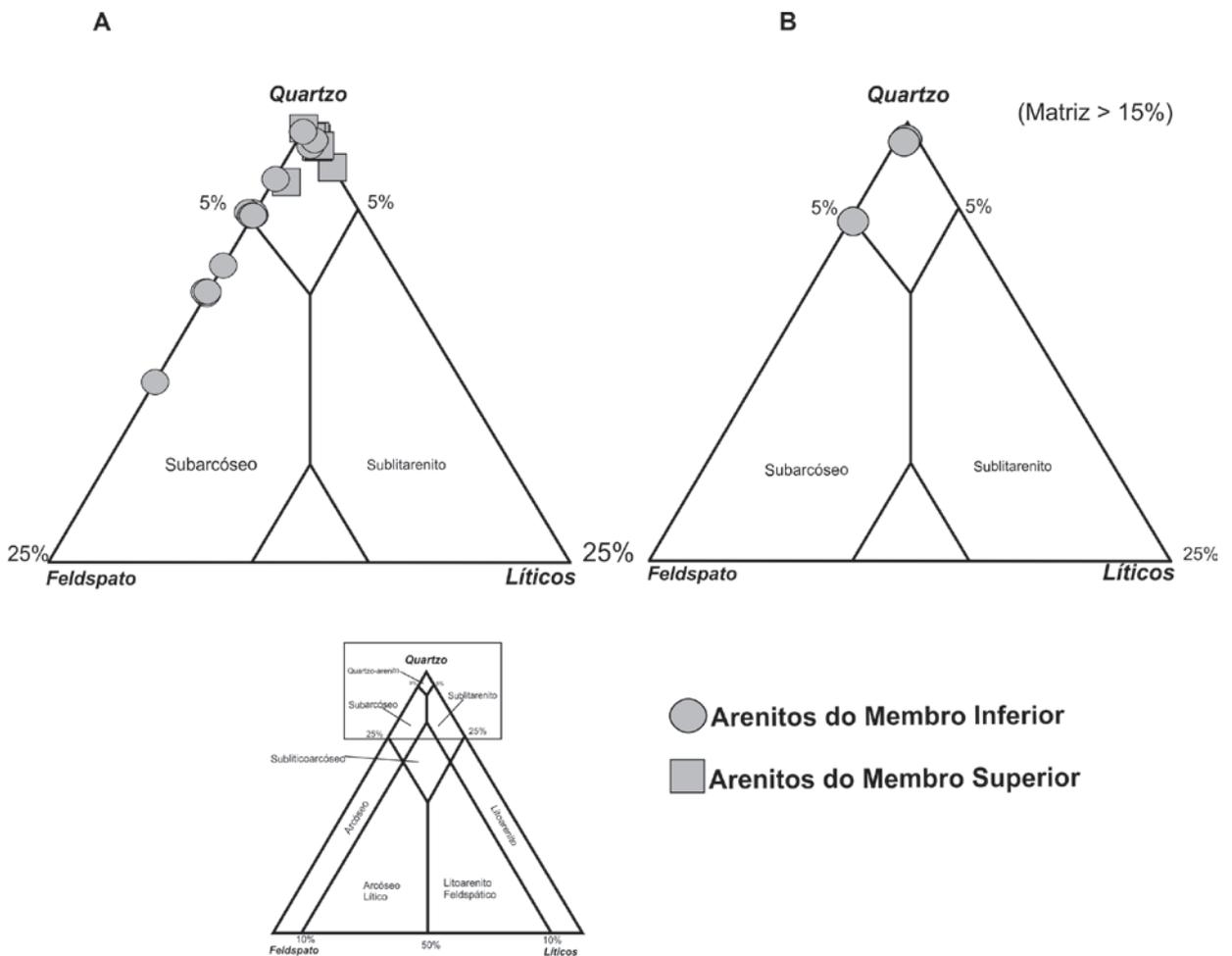


Figura 6 - Classificação dos arenitos da Formação Águas Claras: (A) Diagrama para arenitos com até 15% de matriz; (B) Diagrama para classificação de grauvascas no diagrama Q-F-L.

Fonte: McBride, 1963.

## 7.2. ARENITOS DO MEMBRO INFERIOR

Os arenitos deste membro incluem subarcóseo (47%), quartzo-arenito (38%) e grauvasca quartzosa (15%). Possuem granulometria fina a média, localmente sílticos, moderada a bem selecionados. Os grãos são angulosos, bem selecionados, raramente orientados (*fabric*) e sustentados por matriz argilosa. O cimento é de sílica, argilominerais e óxido ferro.

**Sub-arcóseo** - são compostos por quartzo (Q: 94%), feldspato (F:6%), fragmentos líticos (<0,5%), minerais pesados, matriz, cimento e poros. Os quartzos são do tipo monocristalino (95%) e policristalino (Qp: 5%) (Figura 7A e B). Os grãos monocristalinos são anédrico e subanguloso, moderadamente a bem selecionados, com extinção ondulante (Qmo: 85%) a reta (Qmr: 15%) (Figura 7A). Os policristalinos são subangulosos e

arredondados, moderadamente a bem selecionados, exibem extinção ondulante e internamente são constituídos de cristais inequigranulares com contatos suturados (Figura 7B). Os feldspatos (Fd) são pouco frequentes e ocorrem bastante alterado, alguns preservam apenas o molde original, angulosos, e prismáticos, bem selecionados (Figura 7B e F). Os fragmentos líticos representam menos de 1% do arcabouço e encontram-se substituídos por argilominerais (Figura 7 A e D). A matriz representa cerca de 5%, composta por argilominerais (caulinita e illita), preenchendo porosidade, algumas porções da matriz encontram-se impregnada por óxido de ferro (Figura 7A, D, E e F). A pseudomatriz foi evidenciada pelo esmagamento de grãos dúcteis (argilosos) e encontra-se associada a grãos de feldspatos e micas (Figura 7C). O contato entre os grãos do arcabouço é predominantemente pontual, reto e raramente côncavo-convexo (Figura 7A, B, C e E), sugere pouca compactação química, embora baixa concentração de matriz. As porosidades primárias e secundárias representam menos de 1% do arcabouço.

Os componentes diagenéticos incluem: cimentos de sílica na forma de sobrecrecimento (So), às vezes preenchendo porosidade reliquiar ou raramente como fases microcristalinas entre grãos do arcabouço (Figura 7A); argilominerais associados a finas palhetas de micas alteradas (Figura 7A, B, C e D); óxido ferro como filmes em grãos, disseminados na matriz ou às vezes preenchendo espaços intergranulares secundários que representam cerca de 1% (Figura 7A, B, C e D).

**Quartzo-arenito-** representados por quartzo e *chert* (99%), feldspato (1%), líticos (<1%), matriz e minerais pesados. Os grãos de quartzo são monocristalinos (Qm: 97%) e policristalinos (Qp: 3%). Grãos monocristalinos possui forma anédrica, subanguloso, moderadamente a bem selecionado, com extinção ondulante (Qmo:70%) e reta (Qmr:30%) com contatos geralmente pontuais a côncavo-convexo (Figura 7E e F). Os policristalino (Qp: 3%) são subangulosos, porém alguns exibem forma arredondada, esférica e/ou alongada, moderadamente a bem selecionados, e exibem extinção ondulante, internamente formado por cristais equigranulares e grãos angulosos bem selecionados, contatos côncavo-convexos e suturado. Os grãos de *chert* (<1%) são subarredondados e alongados, bem selecionados e exibem internamente textura microcristalina (Figura 7E). Os grãos de feldspatos ocorrem como grãos reliquiares, geralmente alterados (Figura 7F). Os fragmentos líticos apresentam-se como grãos alongados e parcialmente alterados (Figura 8A). A matriz perfaz cerca de 5% do arcabouço é predominantemente argilosa principalmente caulinita-illita (Figura 7E), podendo conter finos grãos de quartzo e preenchem espaços entre os grãos do arcabouço. As feições diagenéticas mais importantes destes arenitos incluem cimento de sílica, argilominerais e

óxido de ferro. O cimento de sílica ocorre como sobrecrescimento nos grãos de quartzo, evidenciado pela presença de *cutans* (Figura 8B). O cimento de argilominerais encontra-se associado a finas palhetas de micas e feldspatos (Figura 8B). O óxido de ferro ocorre disseminado, impregnando a matriz e/ou recobrando a superfície irregular de grãos de quartzo (Figuras 7E e F; 8A e B). A porosidade (2%) encontra-se preenchida por matriz e cimento.

***Grauvacas*** – tem arcabouço composto por quartzo, fragmentos líticos, minerais pesados, matriz e cimento. Os contatos são pontuais, reto a côncavo-convexo (Figura 8C e D). Os grãos de quartzo são monocristalino (Qm: 97%) e policristalino (Qp: 3%). Os grãos monocristalinos são anédricos subangulosas, moderadamente a bem selecionados, apresentam extinção predominantemente ondulante (Qmo: 70%) e reta (Qmr: 30%). Os grãos policristalinos são arredondados, alongados com variações de angulosos, moderadamente selecionados, exibem extinção ondulante, estrutura interna formada por cristais equidimensionais com contatos retos a suturados (Figura 8D). Os fragmentos líticos (< 0,5%) são alongados e arredondados e se encontram geralmente alterados. A matriz representa cerca de 20% do arcabouço é composta de pequenas e finas palhetas de micas, em algumas porções apresentam se parcialmente caulinizada (Figura 8C e D). As feições diagenéticas se manifestam pela presença de cimento de argilominerais, geralmente associados à finas palhetas de micas (Figura 8E e F).

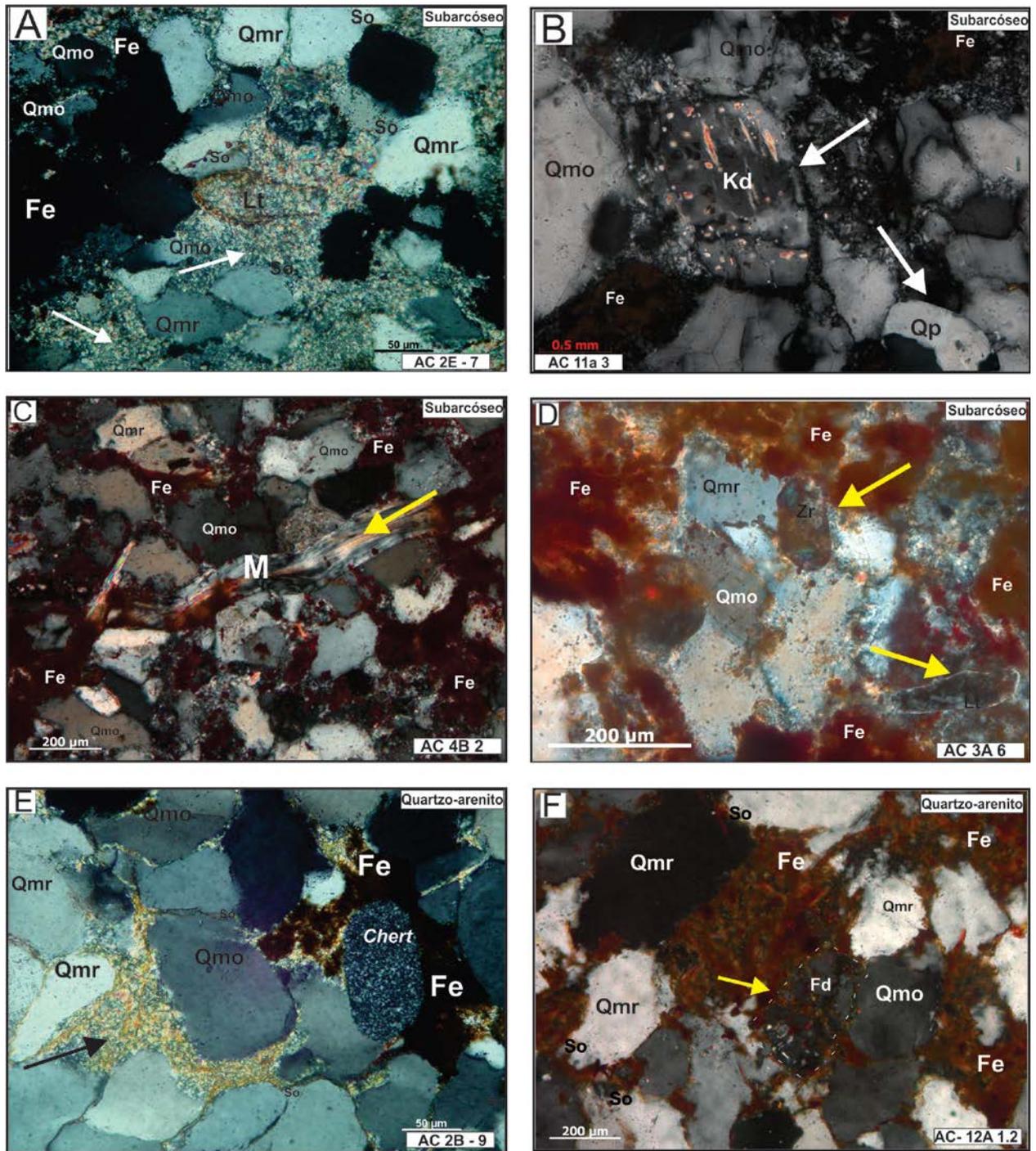


Figura 7 - Fotomicrografia (luz polarizada) dos arenitos pertencentes ao Membro Inferior: (A) Grãos de quartzo monocristalino (Qmr e Qmo), fragmento lítico (Lt) substituído; (B) Grão de feldspato (Fd) parcialmente alterado e quartzo policristalino (Qp) (setas); (C) palheta de mica amalgamada entre os grãos de quartzo, contatos retos e côncavo-convexo, matriz argilosa; (D) quartzo anguloso (Qmr e Qmo) recobertos por óxido de ferro, zircão e fragmento lítico (setas); (E) quartzo e *chert* em matriz argilosa illitizada (seta), com porções cobertas por filme de óxido de ferro (Fe); (F) grão de feldspato alterado (setas).

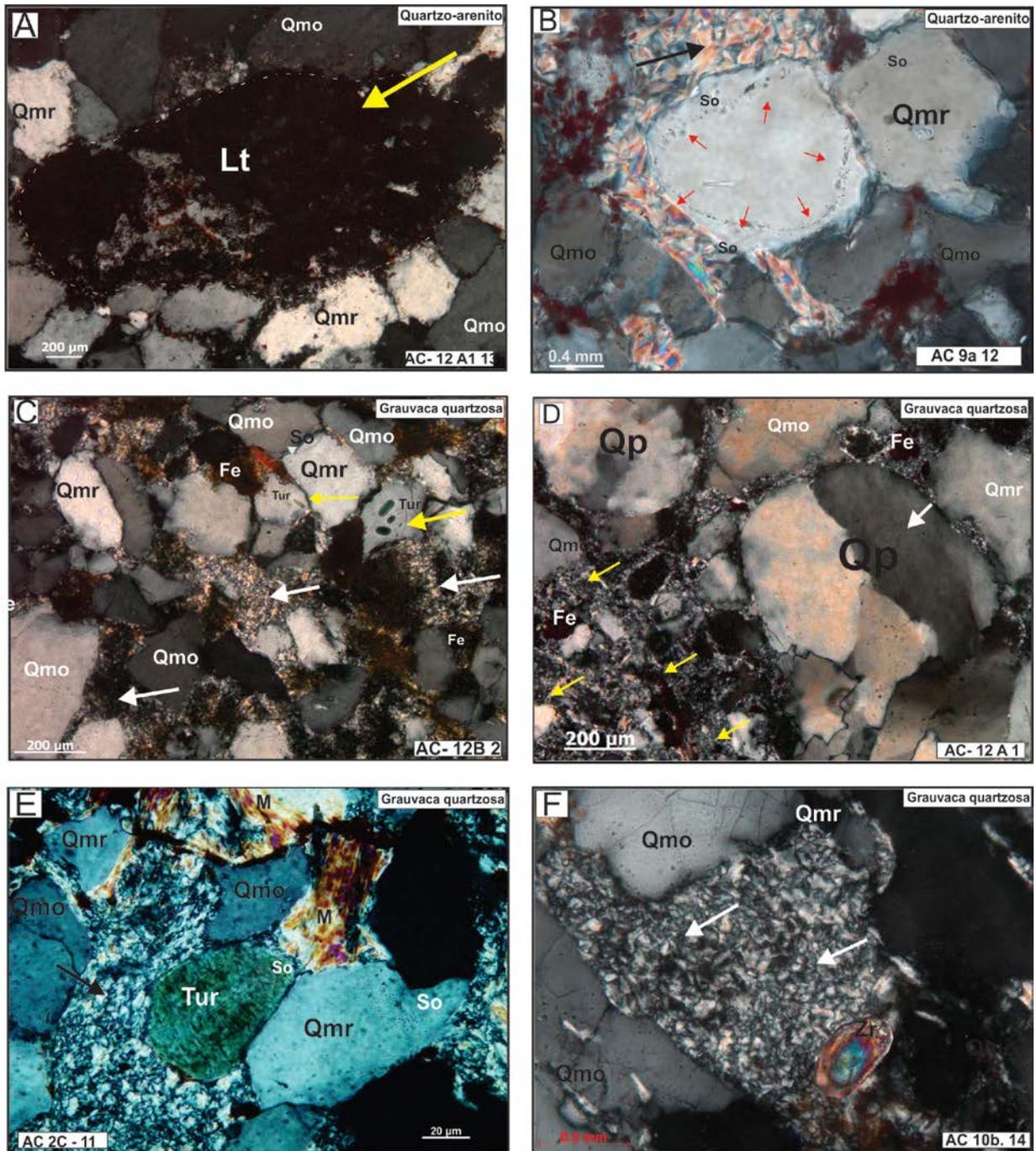


Figura 8 - Fotomicrografia (luz polarizada) dos arenitos pertencentes ao Membro Inferior: (A) fragmento lítico alterado; (B) sobrecrescimento de quartzo (So), destacado pela formação de cutans (setas vermelhas), cimento de argilominerais (seta); (C) turmalina incluída em grão de quartzo, matriz argilosa sendo alterada para cimento (setas); (D) grãos de quartzo policristalino e matriz argilosa; (E) turmalina (Tur), micas (M) alteradas e porção com cimento de argilominerais (seta preta); (F) cimento de argilominerais (seta branca) e grão de zircão (Zr) prismático e zonado.

### 7.3. ARENITOS DO MEMBRO SUPERIOR

Estes arenitos são constituídos de quartzo e *chert*, feldspato, fragmentos líticos, minerais pesados, matriz e porosidade. O quartzo (Q: 98%) é monocristalino (Qm: 93%) e policristalinos (Qp:7%) (Figura 9A e B). Os grãos monocristalinos são anédricos, subangulosos, moderadamente a bem selecionados, exibem extinção ondulante (Qmo: 80%) e reta (Qmr: 20%), e apresentam contatos pontuais, retos e côncavo-convexos (Figura 9A, B e E). Alguns grãos exibem fraturas transgranulares. Os grãos policristalinos possuem formas anédricas, subarredondada e/ou alongada, normalmente, são constituídos por vários cristais, anédricos, inequigranulares com contatos suturados e côncavo-convexos, por vezes, apresentando orientação preferencial (Figura 9A e B). Os grãos de *chert* (>200 $\mu$ m) possuem tamanhos e grau de esfericidade variado, às vezes com forma alongada e angulosa e/ou subarredondada (Figura 9C). O feldspato ocorre como grãos equidimensionais, irregulares, angulosos, embora em pouca quantidade (F: <2%). Normalmente, encontram-se corroídos e fortemente alterados (Figura 9D). Os fragmentos líticos (L<1%) possuem forma tabular alongados e se encontram parcialmente alterados (Figura 9E e 10D). A matriz (M: 2%) é composta por argilominerais onde predominam caulinita e illita (Figura 10A). A porosidade primária foi totalmente preenchida pela cimentação (Figura 10B). A porosidade secundária é dada principalmente pela corrosão de grãos pré-existentes, tais como feldspatos e quartzo (Figura 9A e D, 10C). O cimento ocorre como sobrecrescimento (So) de sílica nos grãos de quartzo, identificado pela presença de *cutans* na interface grão cimento (Figura 10B). O cimento de óxido de ferro também ocorre de forma disseminada, impregnando a matriz através de poros e micro fraturas (Figura 9A, 10C). Em algumas amostras foi observado ghoetita (FeO-OH) que apresenta tons laranja, amarelo e vermelho, geralmente associado ao quartzo e grãos de hematita, (Figura 10E). A ghoetita é mais frequente no topo da sucessão sedimentar (depósitos fluviais). Cristais de magnetita nos arenitos exibem formas euédricas foram observados em amostra de mão e em lâminas delgadas (Figura 10F).

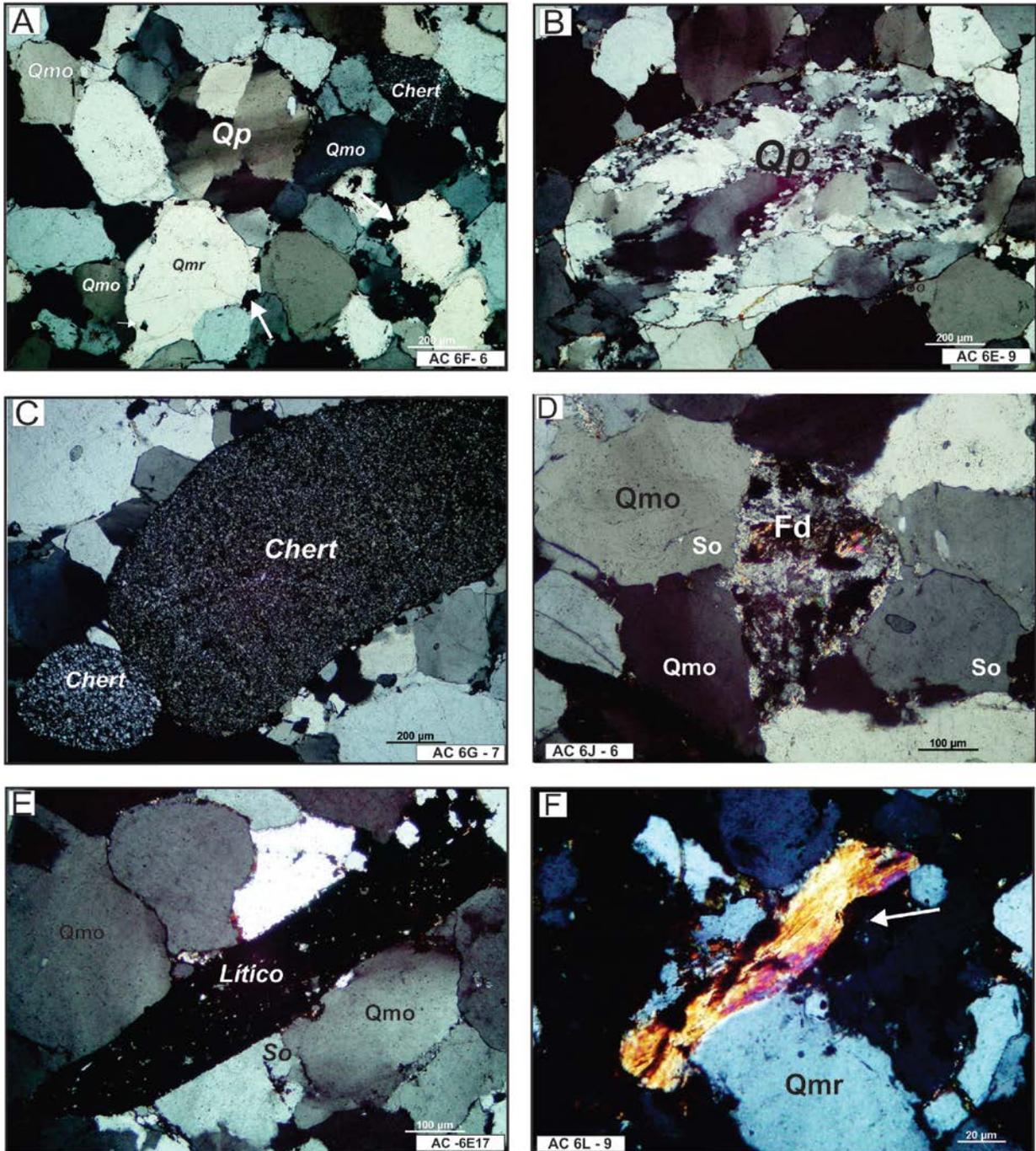


Figura 9 - Fotomicrografia (luz polarizada) dos arenitos do Membro Superior: (A) grãos de quartzo monocristalino (Qmr e Qmo) e policristalino (Qp), contatos reto e côncavo-convexo (note, quartzo corroído e preenchimento por óxido de ferro (seta)); (B) quartzo policristalino (Qp) alongado com orientação preferencial dos cristais; (C) grãos de *cherts*; (D) feldspato (Fd) com dissolução gerando porosidade secundária; (E) fragmento lítico; (F) Palleta de mica (muscovita) parcialmente deformada.

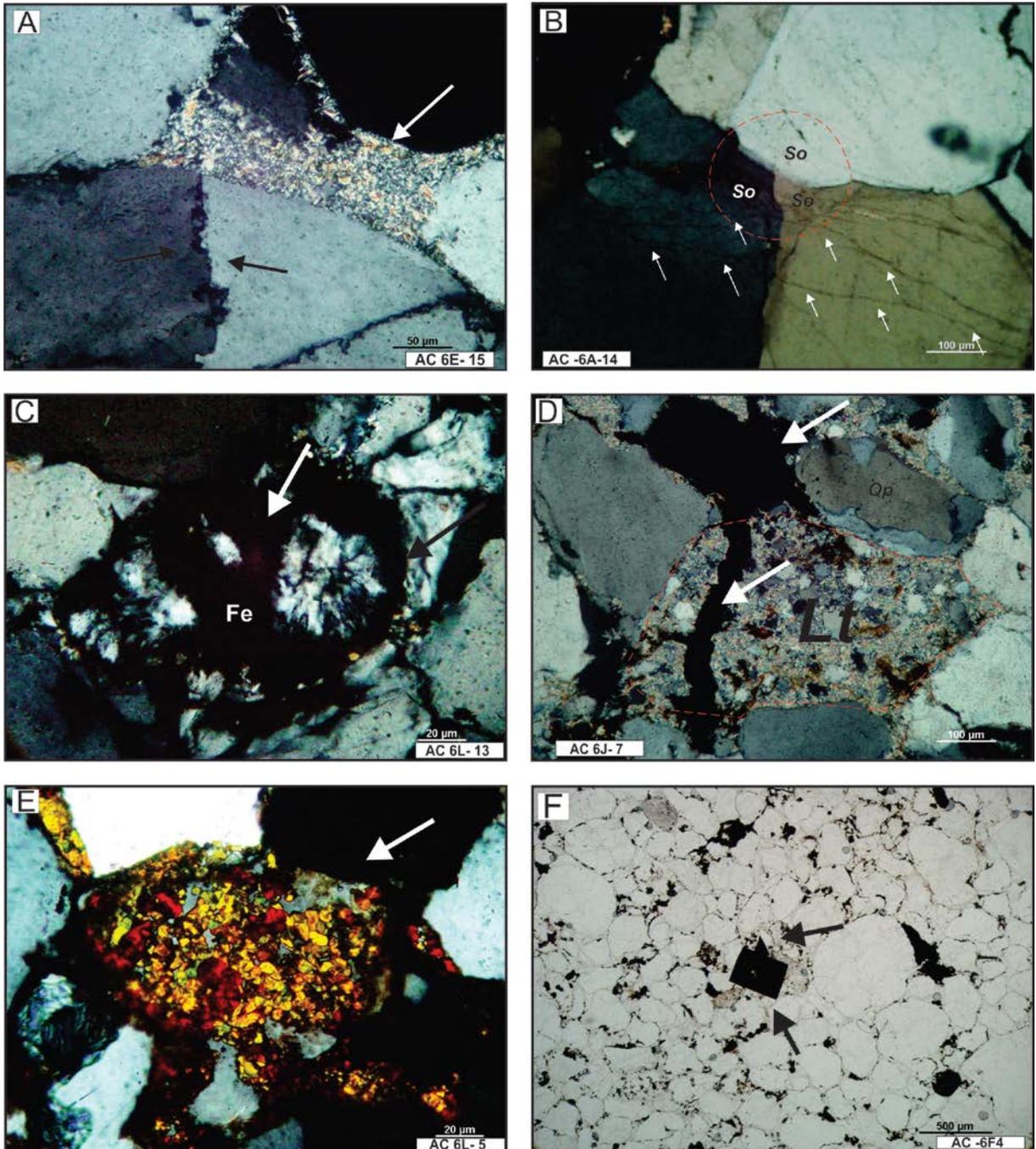


Figura 10 - Fotomicrografia (luz polarizada) de quartzo-arenito do ambiente fluvial entrelaçado: (A) matriz argilosa, composta por caulinita ilitizada (seta); (B) Sobrecrescimento de quartzo (So) formando contato sintaxial e fraturamento transgranulares (setas); (C) grão de quartzo parcialmente corroído e preenchido por cimento de óxido de ferro; (D) fragmento lítico sedimentar (Lt), óxido de ferro preenchendo grãos corroídos e micro-fraturas; (E) ghoetita (seta); (F) magnetita euédrica entre grãos do arcabouço, (luz natural) (seta).

#### 7.4 MINERAIS PESADOS

As assembleias de minerais pesados dos diferentes arenitos exibem similaridades mineralógicas, cujas composições são dominadas por: *turmalina*, *zircão*, *mica* e *opacos* (Figura 11). Os grãos de turmalinas e o zircão ocorrem principalmente nos arenitos do Membro Inferior predominando nas grauvacas quartzosas e nos subarcóseo. As micas e os minerais opacos ocorrem nos diferentes arenitos em proporções variadas, sendo mais abundantes nos sedimentos do Membro Inferior. A turmalina é o mineral mais frequente entre os pesados (Tur: 60%), possuindo, geralmente, formas prismáticas arredondadas e subarredondados ou irregulares (Figura 11A e B), com pleocroísmo característico que varia de verde oliva a castanho amarelado. As feições texturais mais importantes são fraturas e desgastes das arestas. Alguns grãos possuem, sobrecrescimento e outros ocorrem como inclusões em grãos de quartzo (Figura 8C).

O zircão apresenta forma prismática, com terminações bipiramidais, ou como grãos equidimensionais arredondados a subangulosos, são incolores a levemente castanho (Figura 11C D), alguns são rosa claro, mostrando zoneamento concêntrico, com abundante inclusões de opacos. Fraturas e arestas abrasivas em muitos grãos são freqüentes e associam-se ao aspecto metamítico (Figura 11D).

As micas ocorrem como grãos prismáticos ou palhetas finas, alongadas, a luz natural são incolores, sugerindo a composição da muscovita. Apresentam parcialmente alteradas, com terminações em forma de leque, orientadas, realçando a *fabric* da rocha (Figura 7C, 8E e 11E). Alguns grãos encontram-se deformados entre os grãos do arcabouço (Figura 9F).

Os minerais opacos ocorrem em pouca quantidade e são representados por magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), com habito octaédrico (Figura 10F, 11F), esses cristais também foram observados em amostra de mão. Entretanto, não são considerados fases detríticas dos arenitos, muito provavelmente, relacionados a eventos pós-desposicionais.

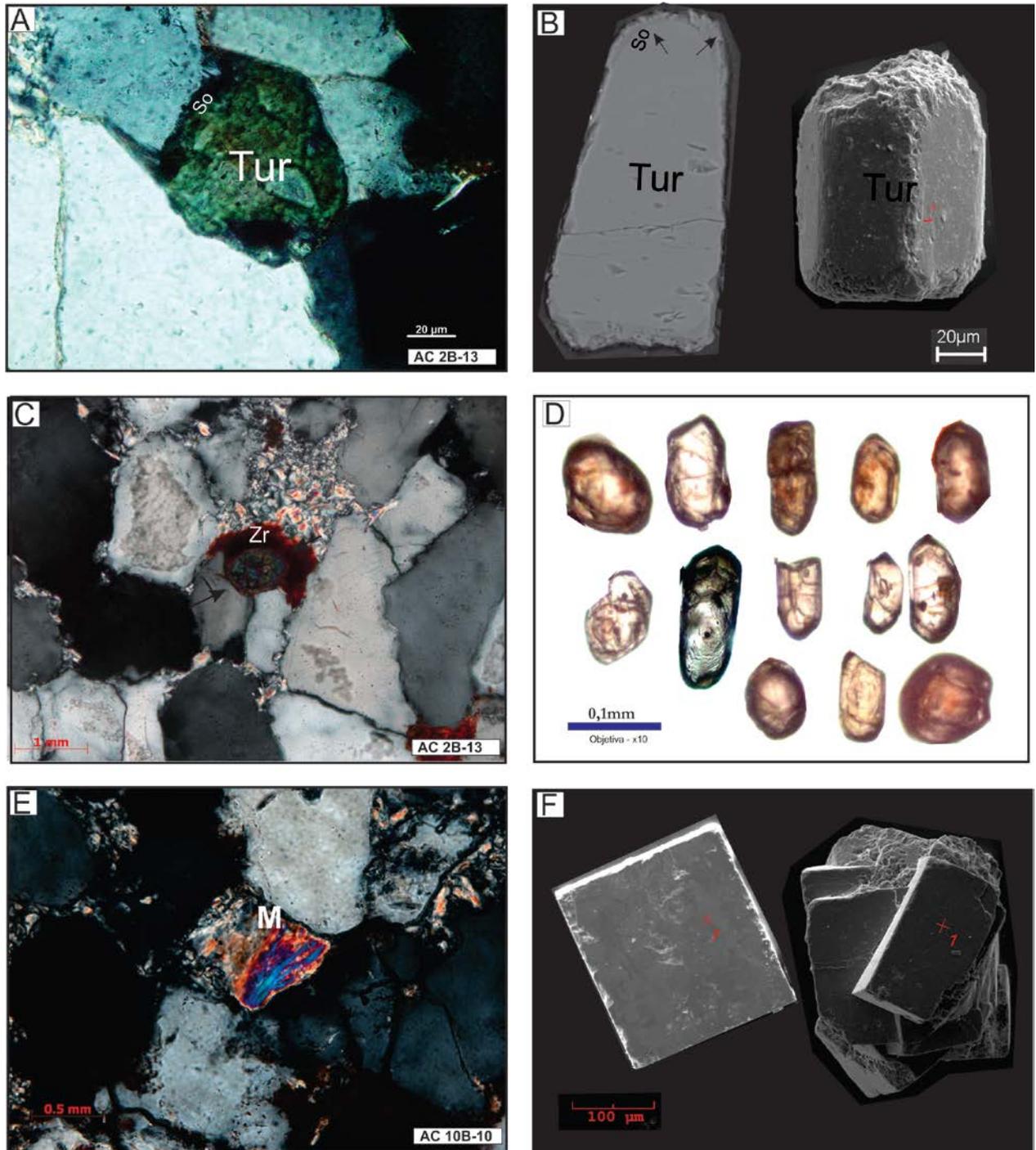


Figura 11 - Fotomicrografia dos minerais pesados da Formação Águas Claras: (A) Grão de turmalina com sobrecrecimento em contato côncavo-convexo com o quartzo; (B) MEV de Grão de turmalina em seção polida, mostra fraturamento e sobrecrecimento, grãos prismático; (C) Zircão prismático e zonado impregnado por óxido de ferro; (D) Variedades de grãos de zircão, prismático, alongado, zonado e com inclusões de zircão e minerais opacos; (E) muscovita parcialmente alterada com terminação em leque; (F) grãos de minerais opacos com habito cúbico (pirita).

## 7.5. CARACTERÍSTICAS DIAGENÉTICAS

As transformações mineralógicas e petrográficas ocorridas durante a diagênese são extremamente importantes na reconstrução da mineralogia das rochas-fonte. Os arenitos da Formação Águas Claras possuem propriedades petrológicas fortemente controladas pela diagênese. Mostram feições autigênicas similares nos dois membros, porém são mais expressivas nos subarcóseo e grauvacas quartzosas. Os efeitos da diagênese podem ser evidenciados pelos dados da análise modal (Tabela 04).

Os principais constituintes diagenéticos dos arenitos da Formação Águas Claras são: *cutans*, compactação mecânica, tipos de contatos, pseudomatriz e fraturamentos transgranulares, porosidade primária, alteração de grãos, cimento de sílica, caulinita, illita, óxido-hidróxido de ferro, porosidade secundária e minerais opacos diagenéticos.

*Os cutans* - são formados pela infiltração mecânica de argilas depositadas na superfície dos grãos detríticos, formando 'envelopes' descontínuos, distribuídos tangencialmente à superfície dos grãos detríticos, também podem ocorrer associadas a impregnações de óxido de ferro ocupando espaços intersticiais do arcabouço. Em alguns grãos desenvolvem crescimento autigênicos de quartzo sobre essas cutículas (Figura 8B).

**Compactação mecânica** - a compactação ocorre quando o pacote de sedimentos é gradualmente enterrado por sedimentos mais jovens aumentando o peso da carga de sobrecarga. A carga de sobrecarga opera como um *stress* efetivo, definindo a diferença entre a pressão litostática e a pressão dos fluidos (Gretener 1976). É um processo de redução do volume e expulsão de águas dos poros. É evidenciado pela diminuição da porosidade primária, mais freqüentemente nos quartzos-arenito do que nos subarcóseo, pelo esmagamento e deformação de grãos dúcteis de palhetas mica e finos fragmentos líticos em meio aos grãos do arcabouço, podendo originar a pseudomatriz (Figura 7C e 9F). E também pelos tipos de contatos entre grãos, tais como longo, côncavo-convexo e menos frequente suturado.

**Tipos de contatos** - ocorrem contato do tipo longo, côncavo-convexo e raramente suturado evidenciando o grau de compactação dos grãos do arcabouço (Figura 8C). Os contatos entre os grãos são mais evidentes em arcabouço com conteúdo de matriz relativamente baixo, pois em arcabouço com mais de 10% de matriz os contatos são menos intenso (Figuras 9A, B, F e 11A).

**Pseudomatriz e fraturas transgranulares** - a pseudomatriz ocorrem devido esmagamento de grãos dúcteis como micas e fragmentos líticos, pelo o aumento do grau de compactação dos grãos do arcabouço (Figuras 7D; 9F). Os fragmentos líticos nos arenitos do membro superior são normalmente pouco afetados pela diagênese, constituem grãos grossos e

resistentes, pouco compactados e desintegrados, porém os líticos dos arenitos do membro inferior são mais afetados, compõem grãos finos, estando parcialmente alterados e esmagados entre os grãos do arcabouço, compondo uma pseudomatriz. Os fraturamentos transgranulares também ocorrem devido ao aumento da compactação, são evidenciados principalmente em grãos de quartzo, constituído por conjuntos de micro fraturas com uma mesma direção e atingem vários grãos (Figura 10B). Os fraturamentos transgranulares são mais frequentes nos arenitos do membro superior e arenitos grossos.

**Porosidade primária-** a porosidade primária encontra-se preenchida principalmente pela matriz argilosa, pseudomatriz, cimento de sílica e de argilominerais. A porosidade primária também pode ter sido perdida devido o soterramento efetivo, em estágios mesodiagénéticos.

**Alteração de grãos** - ocorre alteração de grãos, tais como micas, fragmentos líticos e feldspato (Figuras 7C-F; 8A; 9D) que alteram principalmente para argilominerais. O conteúdo de feldspato é relativamente pouco, porém em algumas amostras pode ser estimado em até 10%. Na maioria das vezes o feldspato se encontra bastante alterado principalmente nos subarcóseos. Nas amostras com menor quantidade de feldspato, observou-se um maior volume de matriz, pseudomatriz e porosidade, que se encontram preenchidas por argilominerais (caulinita e illita) e frequentemente contém resquícios de feldspato alterado (Figuras 7F; 7B; 9D). Porosidades secundárias com formas típicas de grãos, possivelmente dissolvidos, são preenchidas por caulinita, o que sugere que a caulinita nos arenitos é o principal produto de alteração de grãos de feldspatos (Figuras 12C e D).

**Cimento de sílica** – ocorre como sobrecrescimento nos grãos quartzo detríticos, são opticamente contínuos com o substrato do mineral, e formam contatos sintaxial, que revela a continuidade perfeita do mineral (Figura 10B;12A-B). Nos policristalinos ou em quartzo deformados o sobrecrescimento segue a orientação cristalográfica do quartzo adjacente ao sobrecrescimento (Figura 9A-B). Os sobrecrescimentos são mais abundantes e melhores preservados nos quartzo-arenitos, com largura variando em torno de 20  $\mu\text{m}$  até 70 $\mu\text{m}$  (Figura 8B, 10B). Geralmente, os sobrecrescimentos são distinguidos dos grãos de quartzo detríticos pela presença de filmes de óxido de ferro, e/ou argilas (*cutans*) ou mesmo bolhas de ar que ficam presos entre o grão detrítico e o sobrecrescimento de quartzo (Figuras 8B, 9A-D). Também ocorrem como quartzo microcristalinos que crescem como um agregado de cristais com tamanho menor que 10 $\mu\text{m}$  de comprimento, muitas vezes tem continuidade cristalina com o quartzo detrítico, mas também pode crescer em minerais de argila detrítica ou diagenética. O quartzo autigênico normalmente se desenvolve sobre grãos adjacentes a

porosidade primária ou secundária, em grãos com contato côncavo-convexo como consequência da dissolução por pressão, ou ainda mais raramente sobre grãos de quartzo policristalinos. Os limites ou bordas dos sobrecrecimentos, próximo a poros abertos (secundários), mostram sinais sutis de corrosão por dissolução. A porosidade secundária encontra-se, em geral, preenchidas por cimento e argilominerais como caulinita e illita (Figura 12C-D, 13B).

**Caulinita**- a caulinita é o argilomineral mais abundante nos arenitos Águas Claras. A origem autigênica da caulinita é associada formas tipo *booklets* (Figura 12E-F, 13A), que consistem em palhetas bem arrançadas, por vezes dispersas individualmente (Figura 13A), também, ocorrem frequentemente envolvida por quartzo autigênico (Figura 13B). Entretanto, parte da origem da caulinita pode estar associada à alteração de micas, visto que entre palhetas de micas alteradas resultam em uma estrutura semelhante a leques (Figura 13C-D). Além disso, é possível observar pseudomorfos de illita originados a partir da substituição da caulinita. Em algumas amostras pseudomorfos de illita e *booklets* de caulinita foram observados nas extremidades do K-feldspatos (Figura 9D).

**Illita** - ocorre em muitas amostras na forma flocos ou fios (Figura 13E), comumente vistas como produto de alteração da caulinita, que por sua vez é produto da alteração de grãos detríticos (K-feldspato e micas).

**Óxido-hidróxido de ferro** – o óxido de ferro, na forma de cimento, foi evidenciado em lâmina delgada e por microscopia eletrônica de varredura (MEV) (Figuras 13F). Este cimento ocorre impregnando a matriz caulinitca, e preenchendo poros secundários.

**Porosidade secundária:** a porosidade secundária é resultado principalmente da corrosão de grãos do arcabouço tais como quartzo e feldspatos, os mesmo normalmente encontram-se preenchidos por óxido de ferro, caulinita, illita e/ ou quartzo autigênico (Figura 13B).

**Minerais opacos diagenéticos:** representados por cristais de magnetita e pirritas formados em pequenos cubos, no arcabouço dos quartzo-arenito (Figuras 10F, 11F).

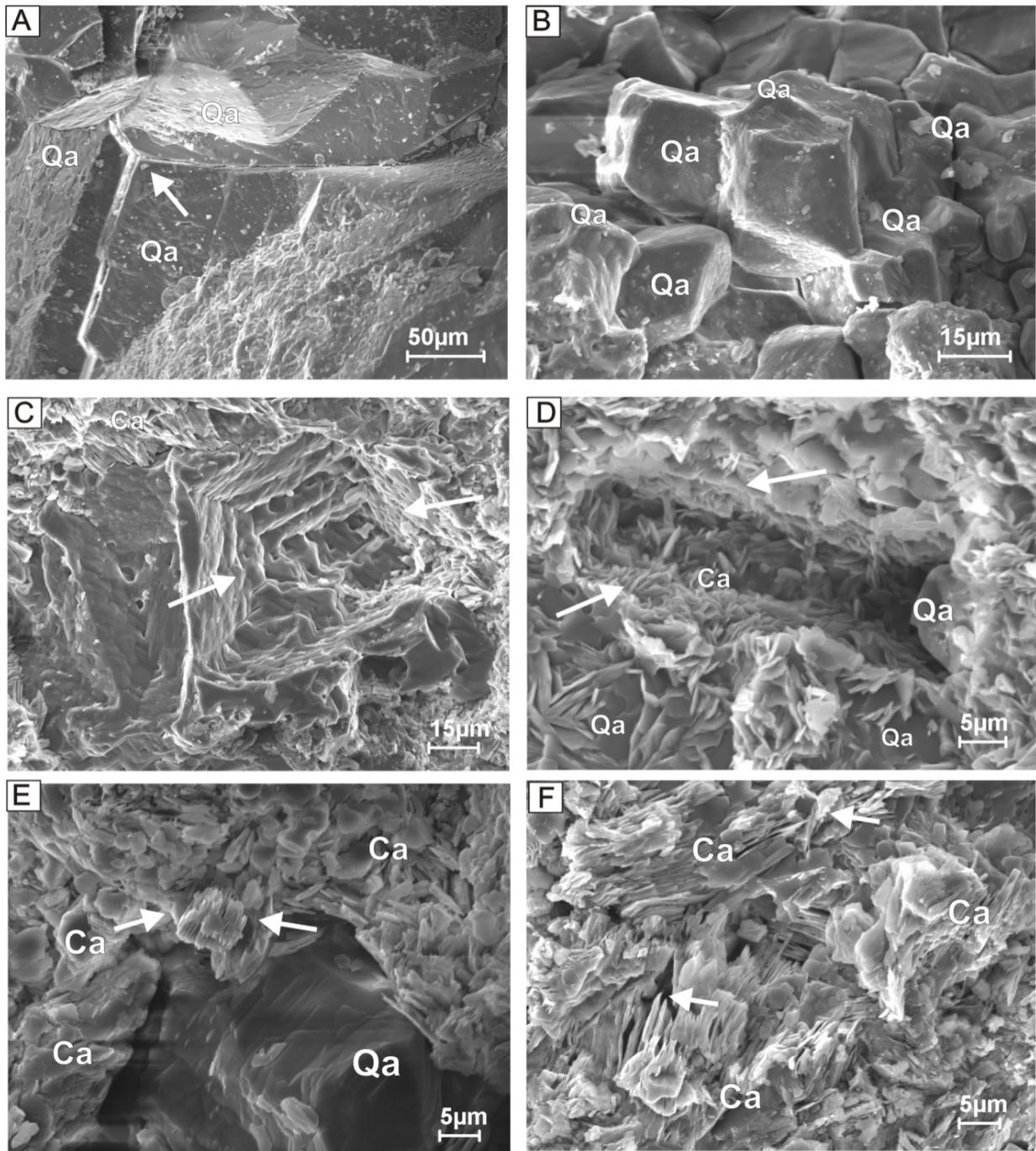


Figura 12 - Imagens de MEV dos arenitos da Formação Águas Claras: (A) quartzo autigênico (Qa) como sobrecrecimento sintaxial (seta); (B) quartzo autigênico (Qa) com formas bipiramidais; (C) dissolução de sílica, formando porosidade secundária (seta); (D) porosidade móldica formada pela dissolução de feldspatos, notar que a caulinita (Ca) preenche parcialmente a porosidade (seta); (E) caulinita (Ca) em *booklets* (seta) em associação com quartzo autigênico (Qa); (F) transformação da caulinita (Ca) para illita (seta).

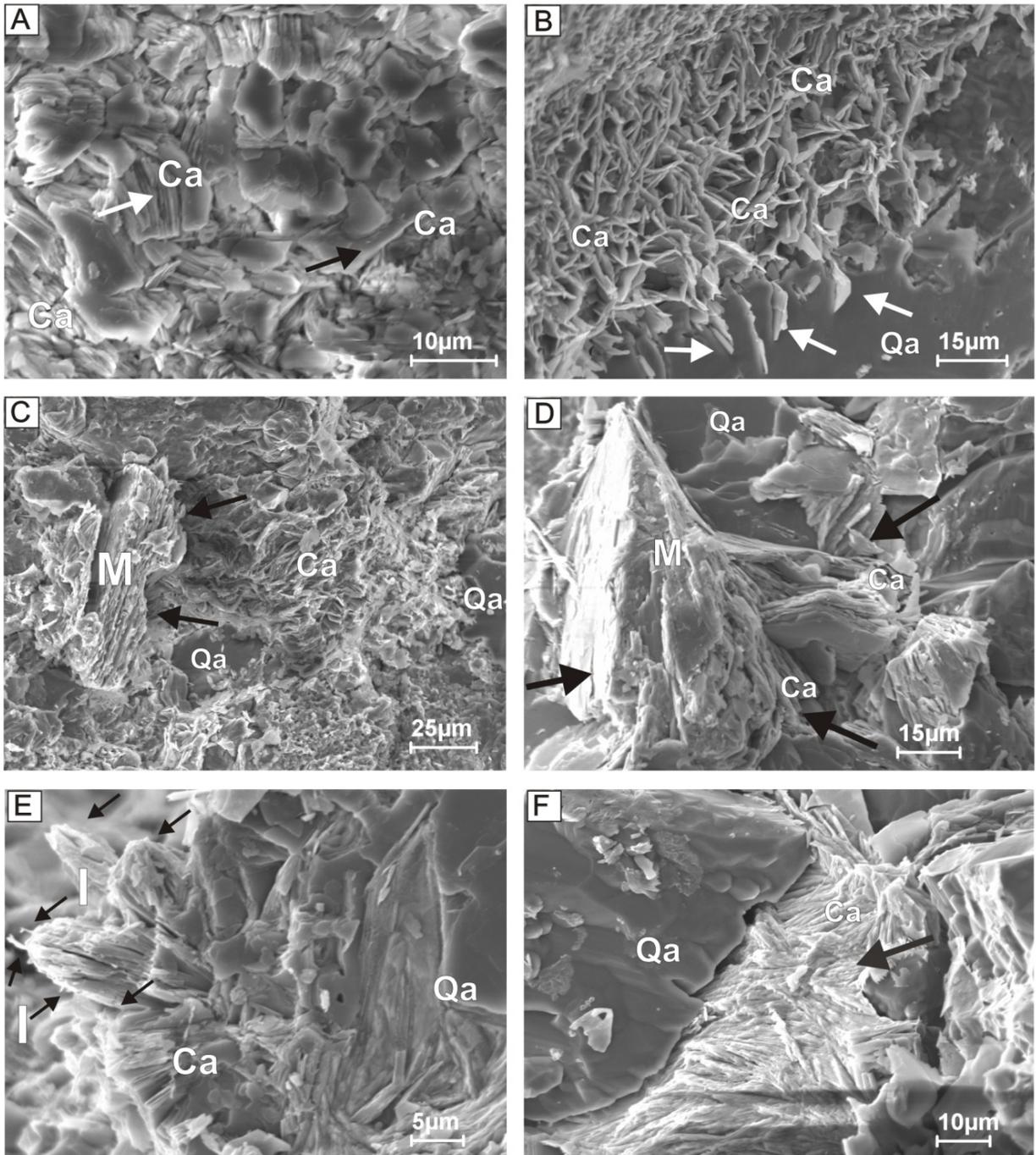


Figura 13 - Imagens de MEV dos arenitos da Formação Águas Claras: (A) caulinitas (Ca) organizadas em forma de *booklets* (seta branca), e em pequenas placas não organizadas em *booklets* (seta preta); (B) quartzo autigênico (Qa) intercrescido com caulinita (Ca) (setas); (C e D) muscovita (M) alterando para caulinita (Ca) com estrutura semelhante a leques (setas); (E) illitas (I) se formando na extremidade de caulinita (Ca) (setas); (F) matriz caulínitica impregnada por óxido de ferro (cinza claro) (seta).

## 8. GEOQUIMICA DOS SEDIMENTOS TOTAIS

### 8.1. GENERALIDADES

A composição mineralógica e química dos sedimentos é, inicialmente, influenciada pela composição da rocha-fonte (Nesbit et al. 1996) e, após, serem introduzidas no sistema de dispersão sedimentar, severas transformações podem ocorrer no arcabouço em consequência de perda das partículas menos estáveis física e quimicamente. O intemperismo e diagênese são os processos mais importantes neste contexto e podem promover a perda parcial ou total da assinatura da proveniência. Neste sentido, para uma análise mais acurada da origem dos sedimentos, bem como das transformações advindas das dissoluções e alterações intraestatais, é necessário avaliar o grau de atuação destes processos sobre os sedimentos.

O efeito do intemperismo químico sobre a rocha-fonte, normalmente é avaliado em diagrama ternário (A-CN-K) que utiliza a proporção molecular  $Al_2O_3$ - $Na_2O$ + $CaO$ - $K_2O$  contida nos sedimentos. Adicionalmente, através do Índice de Alteração Intempérica (CIA: *Chemical Index of Alteration*), calculado pela equação  $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$ , onde  $CaO$  é a quantidade de  $CaO$  incorporada na fração silicática da rocha, descontados carbonato e apatita, pode-se avaliar a intensidade do intemperismo atual. O valor do CIA é uma medida da proporção de  $Al_2O_3$  vs. a mobilidade dos óxidos nas amostras, representando tipicamente a alteração dos feldspatos. Índices de CIA em torno de 75-100 indicam intenso e prolongado intemperismo na rocha-fonte, enquanto que valores abaixo de 60 sugerem intemperismo moderado (Nesbitt & Yong 1982). Nesbitt et al. (1996) demonstraram que o intemperismo *in situ* de feldspatos pode alterar a composição dos sedimentos, dificultando o emprego deste parâmetro na avaliação da proveniência. Entretanto, o grau de confiabilidade na interpretação do CIA pode ser consideravelmente maior quando acompanhado de uma avaliação petrográfica detalhada.

Geralmente, valores de CIA em torno de 100 caem no campo da caulinita e clorita, e indicam estágios avançados do intemperismo. Taylor & McLennan (1985) relatam que valores de CIA entre 85 e 100 são característicos do intemperismo de argilas. Sedimentos argilosos quando submetidos ao intemperismo químico ou à diagênese tendem a perder elementos alcalinos e alcalinos terrosos e, por isso, enriquecem-se, preferencialmente, em  $Al_2O_3$  (Nesbitt & Young, 1982). Por isso, a maturidade mineralógica dos sedimentos pode ser indicada pela proporção de minerais composicionalmente imaturos ricos em alumínio. Assim,

o intemperismo *in situ* do feldspato pode ser avaliado pelo CIA e é utilizado na análise de proveniência (Nesbitt et al. 1996).

Os elementos-traço possuem concentração < 1000 ppm ou 0,1% da composição de uma rocha, são representados por Cr, Ni, V, Co, Zn, Cu, Zr, Rb, Sr, Ba, Y, Ga e Nb, se concentram em minerais pesados como o zircão que tem grande facilidade de incorporar elementos traços em sua composição. As amostras selecionadas para análise geoquímica foram criteriosamente posicionadas nos perfis estratigráficos para uma melhor avaliação da distribuição dos elementos nos diferentes ambientes sedimentares (Figuras 4 e 5).

## 8 .2. ELEMENTOS MAIORES

Os elementos maiores são representados por dez dos principais constituintes geoquímicos da crosta continental, em abundância são eles; SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO, respectivamente (Rudnick & Fountain 1995). As proporções das concentrações destes elementos nos sedimentos siliciclásticos, são diretamente relacionadas à mobilidade de cada elemento quando submetidos ao intemperismo na rocha fonte, exposição e diagênese dos sedimentos no sítio deposicional (Mclennan et al. 1980, Mclennan 2001).

Nos arenitos da Formação Águas Claras são apresentados em termos de percentagem de óxidos (Anexo 1) e mostram que o óxido de silício apresenta concentrações que variam entre de 61 a 89%, os valores mais elevados foram encontrados nos quartzo-arenitos do Membro Inferior (77%) e Membro Superior (75%). As concentrações de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variam entre 4.5 e 19%, sendo mais representativos nas amostras do Membro Inferior (média de 15%), que nas amostras do Membro Superior (11%). As concentrações de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variam entre 0.48 e 10%, com médias de 6% e 5.8%, nos Membros Inferior e Superior respectivamente. O K<sub>2</sub>O possui concentração que variam entre 0.21 a 5.27%, com médias de 3.91% (Membro Inferior) e 2.16% (Membro Superior). O MgO apresenta baixos teores que variam entre 0.02 a 0.63%, assim como Na<sub>2</sub>O com 0.02 a 0.06% e o TiO<sub>2</sub> com 0.06 a 0.65%.

As altas concentrações em alumínio nos arenitos da Formação Águas Claras podem está relacionadas à atuação do intemperismo químico e aos eventos diagenéticos, durante os quais normalmente ocorre a redução nos teores de elementos alcalinos e alcalinos terrosos e conseqüentemente o enriquecimento em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Nesbitt & Young 1982). Tal característica também pode corroborar com a alta maturidade mineralógica dos arenitos, indicada pelas elevadas concentrações em sedimentos ricos em alumínio, como a caulina e illita.

### 8.3. ELEMENTOS TRAÇOS

As concentrações dos Elementos Traços, em rochas sedimentares terrígenas, são diretamente relacionadas à natureza química das rochas-fonte e, por isso, são utilizados no estudo de proveniência (Young & Nesbitt 1998). Entretanto, o intemperismo, transporte e deposição das partículas, diagênese (Garrels & Mackenzie 1971, Kronberg *et al.* 1979, Nesbit *et al.* 1980, Taylor & McLennan 1985, Bhatia & Crook 1986, McLennan 1989, McLennan *et al.* 1993, Roser *et al.* 1996), são responsáveis pela seleção das partículas menos instáveis. Por isso, durante os processos de formação de rochas sedimentares o Th, Sc, Zr, Hf, Nb, Sn, Cr, Ni, V e Co são considerados menos móveis e alguns Terras Raras como La-Lu, Y e Sc podem ser remobilizados até mesmo das partículas insolúveis.

Nos arenitos da Formação Águas Claras as concentrações médias de Th, Sc e Zr, são relativamente altas, possuindo valores de 9.0, 7.4 e 168.5, respectivamente. As concentrações médias de Cr é de 0,01, o Rb fica em torno de 72,4, enquanto o Sr é de 8.5. O Co, Ni, Cu, Ba, Rb e Cs apresentam médias de 7.4, 16.4, 62.10, 228, 72.4 e 0.8, respectivamente. Estas concentrações elevadas podem ser associadas à presença de minerais argilosos (p.e. caulinita, illita), pois cátions com raio iônico menor, como Sr, podem ser seletivamente intemperizados, enquanto, cátions com raio iônico maior, como Cs, Rb e Ba podem ser fixados, preferencialmente, por troca iônica ou adsorção nas argilas (Nesbitt *et al.* 1980; Wronkiewicz & Condie 1987, Heier & Billings 1970). O fracionamento destes elementos nos arenitos pode ter sido ocasionado durante o intemperismo dos grãos de feldspatos, causando a redução da concentração de Sr, pelo fato de plagioclásio ser mais facilmente intemperizado que o K-feldspato. Por isso, o Sr torna-se mais solúvel e móvel que o Ba, justificando o enriquecimento deste elemento.

As concentrações de Y, Nb, Zr, Th, Eu V, são de 8.8, 4.7, 168.5, 9.0, 2.9 e 52 respectivamente e estão associados à presença de minerais pesados ultraestáveis, em especial o zircão, resistente ao transporte e diagênese (Middleburg *et al.* 1988). As altas concentrações de Zr, nos arenitos da Formação Águas Clara, ratificam a grande frequência de zircão nesses sedimentos. As concentrações detalhadas dos elementos traços analisadas estão listadas no Anexo1.

### 8.4. ELEMENTOS TERRAS RARAS

O padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras (ETR) nas rochas sedimentares pode ser utilizado em análise de proveniência, devido estes elementos serem relativamente imóveis durante o ciclo sedimentar (McLennan *et al.*, 1980, Rollinson 1993). Os ETR

possuem curto tempo de residência (< 1000 anos) e baixa solubilidade na água do mar (Piper 1974) e sua concentração na rocha-fonte, teoricamente, é transferida nas mesmas proporções para as rochas sedimentares clásticas (Mclennan 1982). Os ETR com número atômico menor que o Eu são denominados Leves (ETRL), enquanto que os de números atômicos maiores são considerados Pesados (ETRP). A análise gráfica do padrão de ETR nas rochas e nos sedimentos, geralmente envolve a normalização por Condrito, considerado os representantes da composição da crosta primordial da Terra (Haskin *et al.*, 1966).

Nos arenitos da Formação Águas Claras, o padrão de distribuição dos ETR mostra-se caráter acentuado, onde se observa um leve enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP (Figura 14). De acordo com Cullers e Graf (1983) este tipo de padrão pode ser comparado a sedimentos oriundos de fontes félsicas. Porém, a uniformidade do padrão dos ETR nas rochas sedimentares pode sugerir, dentre outros fatores, mistura de fontes distintas (Mclennan *et al.* 1979e).

A anomalia do Eu tem sido aplicada na avaliação da assinatura da proveniência dos sedimentos, uma vez que, as anomalias negativas normalmente deduzem fontes pós-arqueanas, enquanto que anomalias positivas inferem fontes arqueanas (Mclennan & Taylor 1980a; Taylor & Mclennan, 1985). Nos arenitos da Formação Águas Claras, a anomalia de Eu apresenta valores negativo muito próximos de 1 (~ 0.8), embora demonstre um caráter levemente negativo (Figura 14), podem ser associado a sedimentos arqueanos, indicando que durante o intemperismo, transporte e deposição dos TR, uma proporção considerável de Eu estava presente como  $\text{Eu}^{2+}$  em vez de totalmente como  $\text{Eu}^{3+}$  (Fryer 1977). Esse comportamento negativo nos sedimentos arqueanos da Formação Águas Claras também podem ser relacionados a processos de reciclagem de rochas pré-existente (Piper 1974).

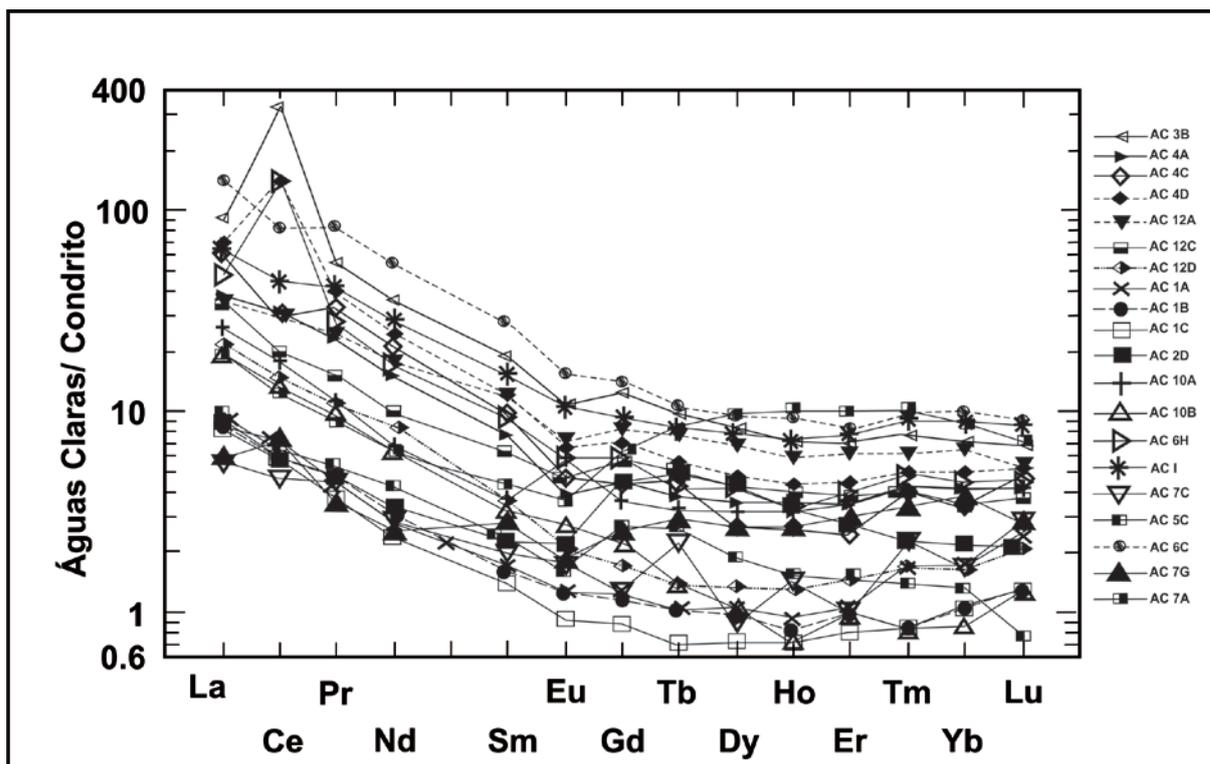


Figura 14 - Padrão de distribuição dos ETR nos sedimentos da Formação Águas Claras, normalizados a partir de condritos.

Fonte: Haskin *et al.* 1966.

### 8.5. QUÍMICA MINERAL DA TURMALINA

As turmalinas dos arenitos da Formação Águas Claras apresentam hábito prismático, subédrico a euédrico, são verde e marrom-claro e apresentam raras inclusões minerais. A análise semiquantitativa em mono cristais é expressa em termos de óxidos ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$ ) e os resultados são listados no Apêndice 2. O  $\text{SiO}_2$  apresenta mais elevada concentração variação de 29.4 a 42.29 e média de 36.52, os valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variam entre 28.49 a 39.94 com média de 34.75 sendo portanto o segundo mais abundante dos elementos, o  $\text{FeO}$  apresenta uma elevada variação de 1.85 a 14.16 com média de 6.34, as concentrações de  $\text{MgO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  possuem baixa variação de 0.47 a 3.52 e 0.39 a 4.24 respectivamente, com médias semelhante, 2.96 e 2.68. A concentração de  $\text{CaO}$  é mais baixa com uma pequena variação de 0.07 a 0.91 e média de 0.08.

As principais variedade mineralógicas de turmalinas encontradas nos arenitos são uvita, ferrovita, dravita e shorlomita, determinadas com base nas concentrações de  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  (Henry & Guidotti 1985). As variedades de grãos de turmalinas apresentam composições que plotam principalmente no campo da shorlomita (60%) e da dravita (40%) (Figura 15).

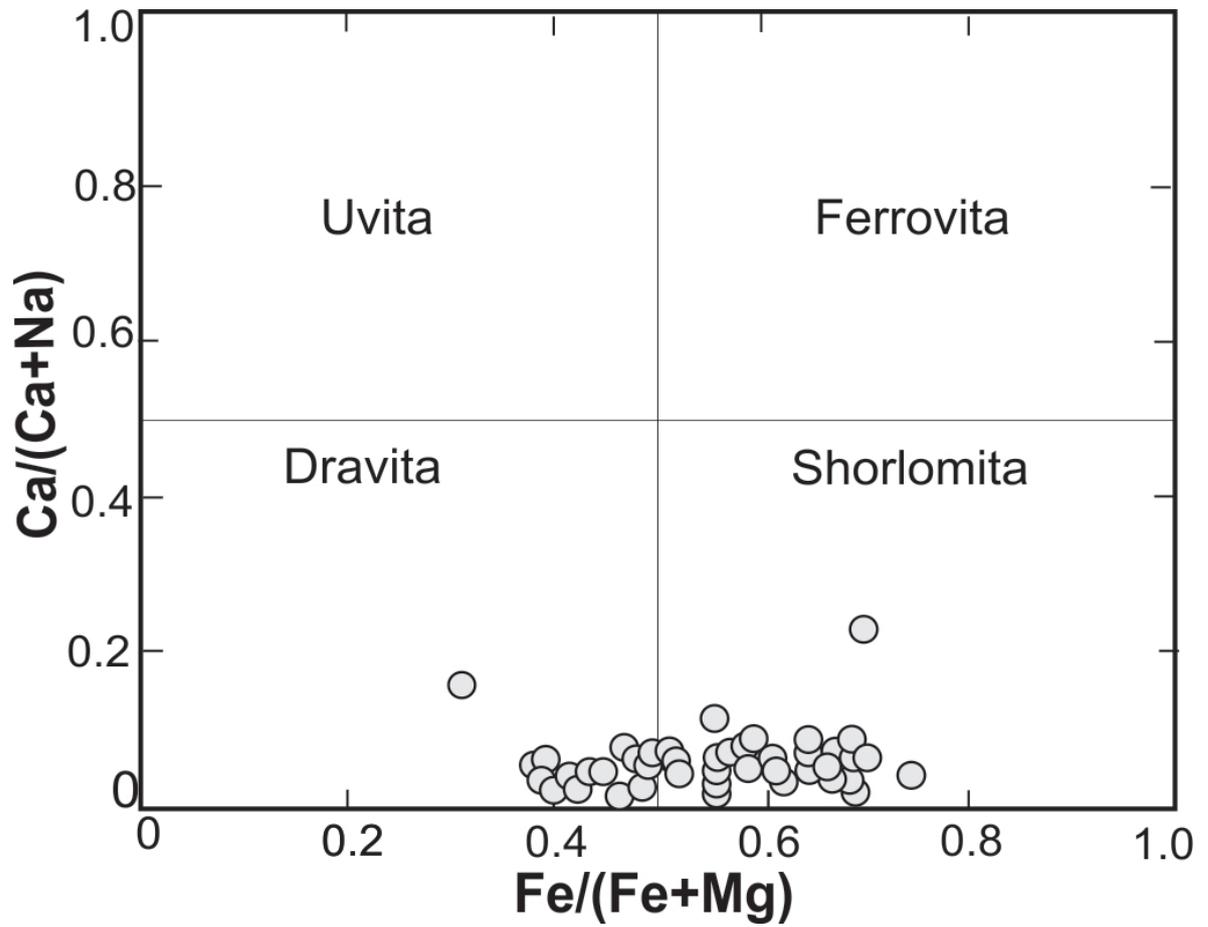


Figura 15 - Diagrama binário  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ -  $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  com a classificação das turmalinas detriticas da Formação Águas Claras.

Fonte: Henry & Guidotti (1985).

## 9. PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS

### 9.1. MODELO DETRÍTICO

A composição primária dos depósitos sedimentares depende, especialmente, do tipo de rocha-fonte, da intensidade de atuação do intemperismo na área-fonte e do tipo de relevo relacionado ao contexto tectônico. Logo após serem introduzidas no sistema de dispersão sedimentar, as partículas detríticas sofrem mudanças de tamanho, forma e conseqüentemente, durante o transporte, deposição, intemperismo e diagenêse (ver Morton & Hallsworth 1999). Entretanto, os constituintes detríticos remanescentes no arcabouço dos arenitos podem ser utilizados na interpretação da proveniência (Dickinson 1985) e amplamente utilizado na geologia sedimentar (Weltje & Von Eynatten 2004, Morton 1985, Morton & Hallsworth 1999; Nascimento et al. 2007). Entretanto, interpretação do ambiente tectônico da área-fonte, especialmente em rochas arqueanas, deve considerar a influência dos sucessivos eventos de intemperismo, reciclagem e os diagêneticos superpostos que podem implicar em mudanças consideráveis no arcabouço das rochas. Por isso, realiza-se a análise petrografia que permite elucidar e avaliar o grau das principais alterações a que a rocha foi submetida (Dickinson 1985, Morton & Hallsworth, 1999). O modelo de Dickson é amplamente empregado na interpretação do ambiente tectônico tendo como base a composição do arcabouço detrítico, cuja análise prévia das feições texturais e da mineralogia permite presumir, com eficácia, as características gerais da área fonte e do ambiente tectônico.

Os modelos detríticos tectônicos propostos por Dickinson (1985), são empregado para relacionar a composicional dos arenitos com os ambientes tectônicos potenciais de produção sedimentos. As composições modais dos arenitos da Formação Águas Claras indicam fontes de Craton Interior (Figura 16). As regiões de cráton interior normalmente incluem rochas graníticas, metamórficas e sedimentares que produzem areias quartzosas (pouco feldspáticas) que são depositadas em áreas de plataforma, bacias interiores, *foreland* ou margem continental passiva.

A ambiência tectônica associada aos sedimentos da Formação Águas Clara permite delinear considerações cabíveis à sua proveniência, uma vez que a Bacia Carajás está inserida numa região tectônica e estratigraficamente complexa, a qual foi afetada por sucessivos eventos tectônicos no qual se formou o embasamento representado por rochas dos complexos Pium e Xingu e variedades litológicas da série tonalito-thronhjemito, além de vulcânicas associadas.

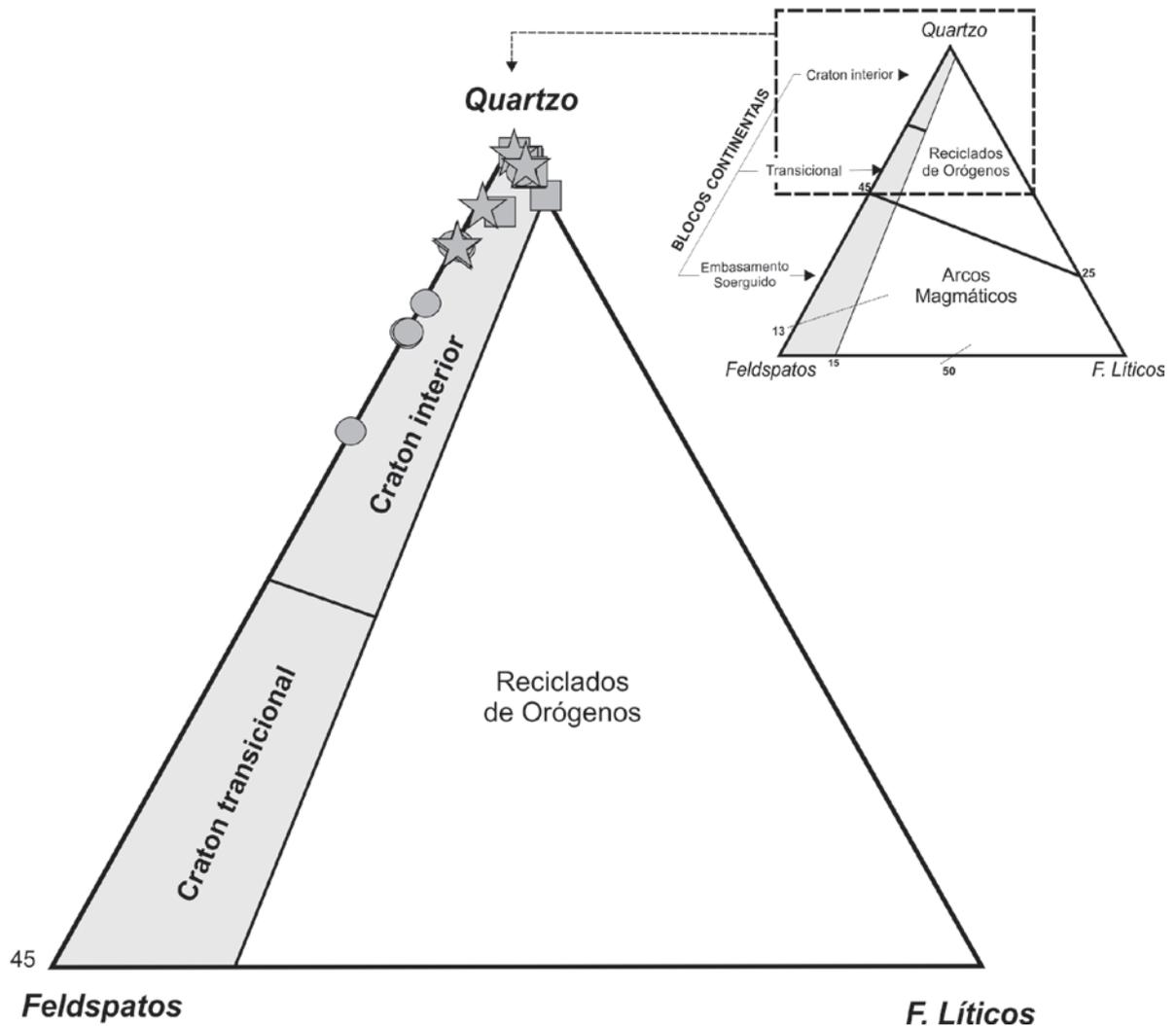


Figura 16 - Diagrama de ambiente tectônico com a plotagem dos arenitos da Formação Águas Claras indicando fonte de craton interior no diagrama QtFL.  
 Fonte: (Dickinson et al. 1983).

## 9.2. AVALIAÇÃO DO AMBIENTE TECTÔNICO E DA ROCHA-FONTE

O ambiente tectônico pode ser deduzido a partir da assinatura geoquímica da rocha-fonte (ígnea, metamórfica ou sedimentar) e determina o tipo de assembleia mineralógica (essencial e acessória) contida nas rochas sedimentares. As concentrações dos elementos traços das rochas sedimentares terrígenas são utilizadas da determinação da rocha-fonte e do ambiente tectônico (Young & Nesbitt 1998, Garrels & Mackenzie 1971, Kronberg et al. 1979; Nesbit et al. 1980, Taylor & McLennan 1985, Bhatia & Crook 1986, McLennan 1989; McLennan et al. 1993, Roser et al. 1996). Entretanto, a caruda interpretação do ambiente tectônico da área-fonte deve levar em consideração que o intemperismo, transporte e

deposição das partículas, e a diagênese, podem provocar mudanças consideráveis no arcabouço dos depósitos sedimentares (Dickinson 1985, Morton & Hallsworth, 1999).

O La, Th, Sc e Zr, são incompatíveis durante os processos de cristalização magmática, e podem ser transferidos nas mesmas proporções para as rochas clásticas. Por isso, estes elementos têm sido considerados bons indicadores de discriminação de ambientes tectônicos (Bhatia & Crook 1986).

A média da concentração de La é de 13.2 e Th é de 9.0, com razão La/Th de 1.4, tais valores podem ser relacionados a médias associadas a razão desses mesmos elementos para rochas arqueanas e pós-arqueanas, em rochas sedimentares de 3.5 Ga e 2.0 Ga (Nance & Taylor 1976, 1977, McGregor & Mason 1977, McLennan & Taylor 1980a, Bavinton & Taylor, 1980). Em rochas arqueanas as razões La/Th para são relativamente altas, cerca de 3.6 e para rochas pós-arqueanas as razões La/Th são menores, cerca de 2.7 (Tabela 06).

Tabela 06 - Concentrações médias de La e Th nas crostas arqueana e pós-arqueana em comparação com os valores encontrados nos arenitos da Formação Águas Claras (7): (1) *Crosta Continental Superior pós-arqueana, de McLennan et al., (1980)*; (2) *Crosta Continental Superior pós-arqueana, de Taylor e McLennan (1980b)*; (3) *Média do Escudo Canadense exposto, de Shaw et al., (1967)*; (4) *Média do Escudo Canadense exposto, de Fahrig e Eade (1968); Eade e Fahrig (1971)* (5) *Crosta Arqueana exposta, de McLennan et al., (1980)*. (6) *Crosta Arqueana exposta, Taylor e McLennan (1985)*.

		La (ppm)	Th (ppm)	La/Th
<b>Pós-arqueano</b>	(1)	30.0	11,1	2,7
	(2)	30.0	10,5	2,9
	(3)	32.0	10,3	3,1
	(4)	71.0	10,8	6,6
<b>Arqueano</b>	(5)	12.6	3,5	3,6
	(6)	12.6	2,9	4,3
<b>F. Águas Claras</b>	(7)	13.19	8,97	1,4

Os baixos valores da razão La/Th nos arenitos da Formação Águas Claras indicam um aumento significativo nas concentrações de Th e, conseqüentemente, uma diminuição na concentração de La. O diagrama La-Th (Figura 17) sugere fontes arqueanas, porém algumas amostras apresentam um leve espalhamento fora do campo considerável, tal comportamento pode ser relacionado às variações nas concentrações desses elementos devido alterações intempéricas e diagenéticas sedimentares.

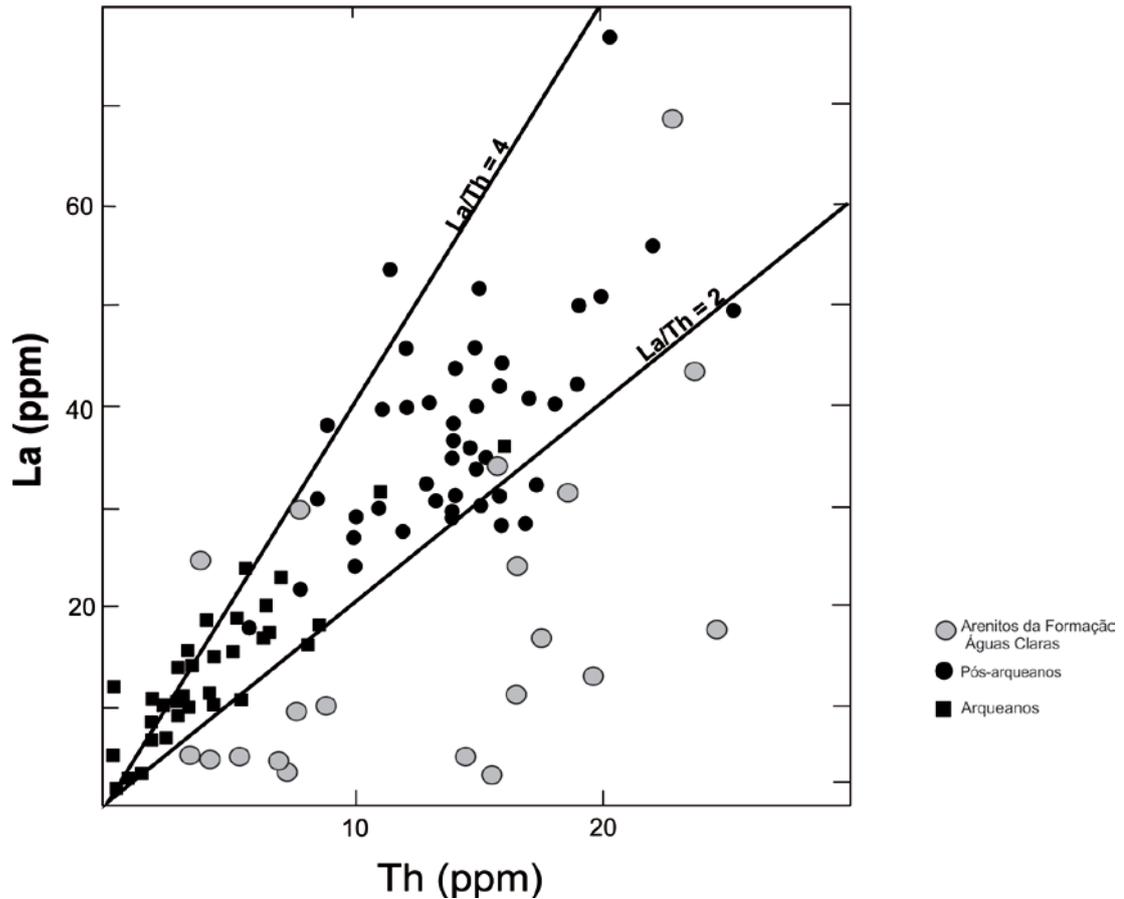


Figura 17 - Razões La/Th para os arenitos da Formação Águas Claras lançadas no diagrama La-Th.

Fonte: (Nance & Taylor 1976, 1977, McGregor & Mason 1977, Mclennan & Taylor 1980a, Bavinton & Taylor, 1980).

A razão Zr/Sc pode ser utilizada para avaliar o grau de retrabalhamento de sedimentos clásticos (reciclagem), que causa enriquecimento de minerais ultra-estáveis como o zircão (Mclennan 1989, Mclennan *et al.* 1993). A razão Zr/Sc é de 39.29, considerada alta em relação à crosta continental superior (Mclennan, 2001), e pode estar relacionada à baixa concentração de Sc e elevadas concentrações de Zr, presente especialmente no zircão. A razão Th/Sc de 1.9 é considerada acima da média padrão da crosta continental superior (Mclennan, 2001). A relação entre as razões Th/Sc e Zr/Sc, permitem correlacionar a afinidade geoquímicas das rochas-fonte com rochas do manto e crosta continental superior (Mclennan, 2001). O diagrama Th/Sc-Zr/Sc indica rochas-fontes derivadas do manto (Figura 18).

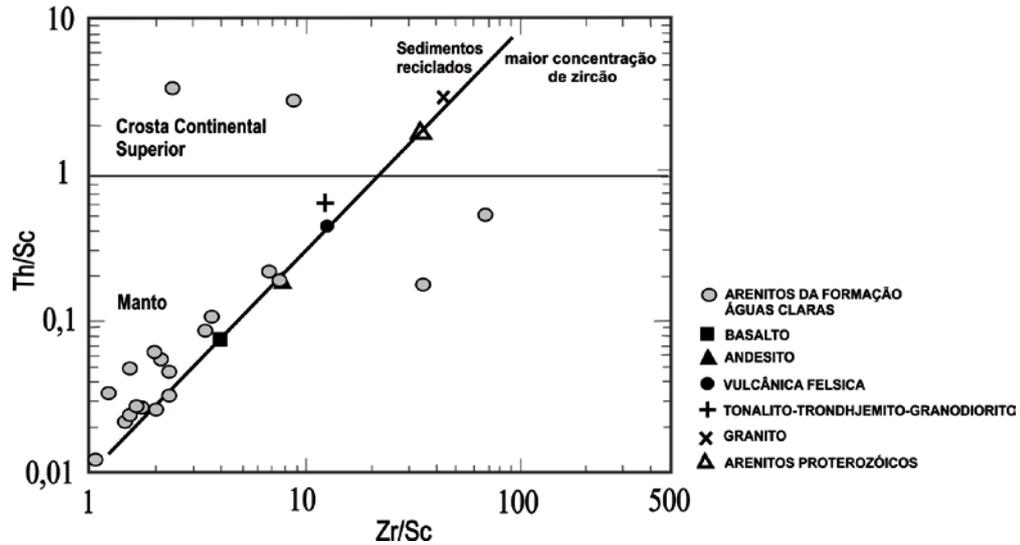


Figura 18 - Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc com razões dos Arenitos da Formação Águas Clara. A composição média das rochas fontes (Basalto, Andesito, Vulcânicas Félsicas, Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito, Granito e Arenitos) é relativa a rochas proterozóicas.

Fontes: (modificado de McLennan et al., 1993; Condie 1993).

Nos diagramas La-Th-Sc e La-Sc-Zr/10 (Figura 19) os dados geoquímicos dos arenitos da Formação Águas Claras tendem a se concentrar no campo de arco-de-ilha. Entretanto, a composição química dos sedimentos analisados mostra uma significativa variação química que reflete provavelmente sua história de sedimentação, intemperismo superimposto e diagênese.

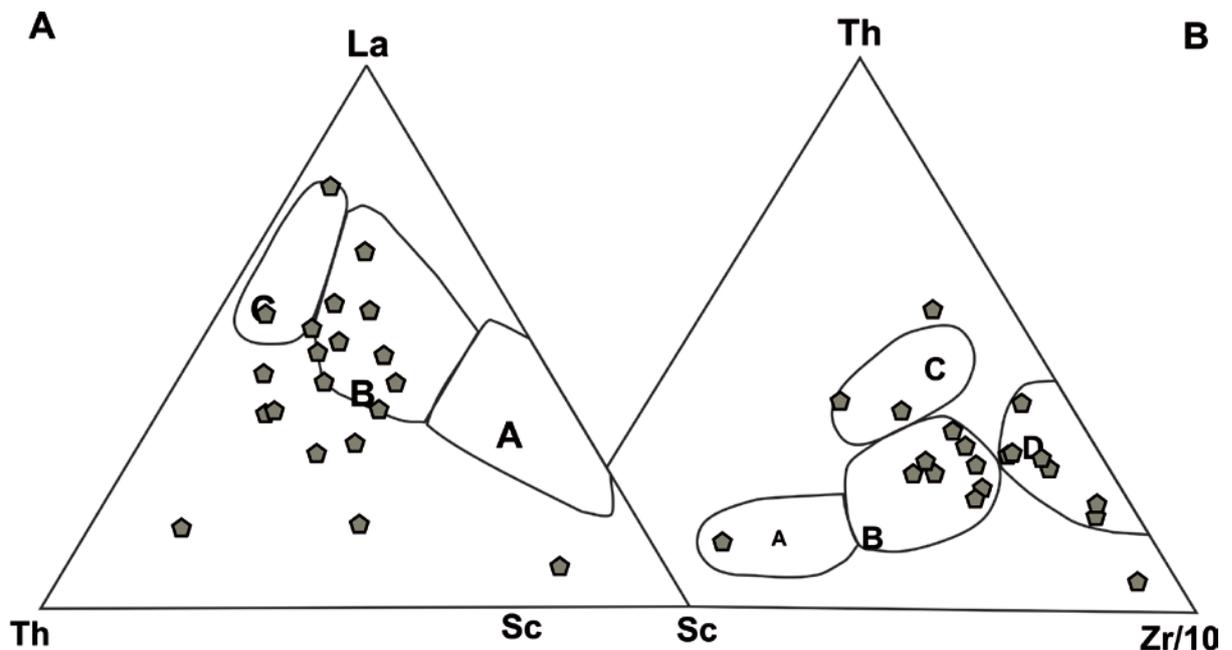


Figura 19 - Diagramas triangulares de discriminação tectônica para Sedimentos da Formação Águas Claras. Campos(A e B): A - Arco de Ilha Oceânico; B - Arco de Ilha Continental; C - Margem Continental Ativa; D - Margem Continental Passiva.

Fonte: Bhatia & Crook, 1986.

A assinatura geoquímica de grãos minerais pode inferir o tipo de rocha-fonte, especialmente, os grãos que são química e fisicamente estáveis, como por exemplo a os minerais do grupo da turmalina que pode cristalizar em diferentes ambientes geológicos sob condições de P e T distintas (Henry & Guidotte 1985). A turmalina é um mineral pesado ultra-estável magmático, metamórfico ou diagenético (Henry & Guidotti 1985, Henry & Dutrow 1992, Morton *et al.* 2005, Li *et al.* 2004, Nascimento *et al.* 2007). Os grãos de turmalina dos arenitos da Formação Águas Claras são classificáveis como dravita e shorllomita e suas composições químicas indicam fontes metamórficas e graníticas nos diagramas discriminantes Al–Fe(tot)–Mg e Ca–Fe(tot)–Mg (Figura 20). Cerca de 93 a 96% dos grãos analisados apresentam composições que se distribuem no campo 2 e no campo 4 (2%), que indicam campos de proveniência de granitos, pegmatitos e aplitos associados, além de rochas metassedimentares (metapelitos e metapsamitos).

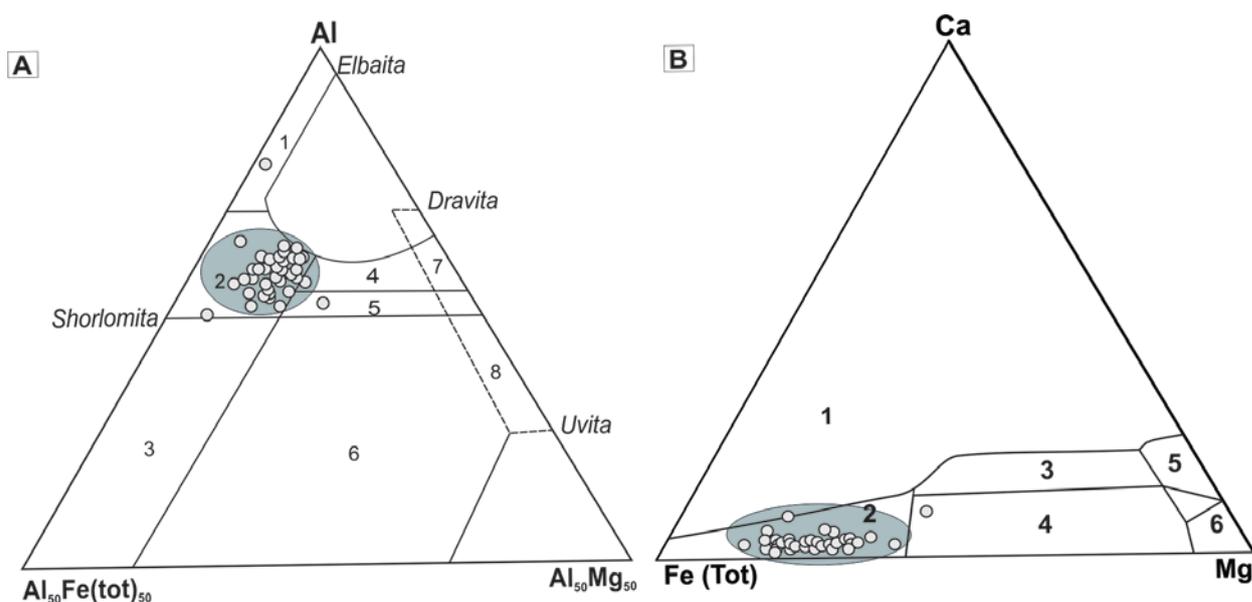


Figura 20 - Fontes das turmalinas detríticas dos arenitos da Formação Águas Claras (A) diagrama ternário com proporções entre os elementos Al, Fe e Mg; (B) diagrama ternário com proporções entre os elementos Ca, Fe e Mg. (ver outros campos em Henry & Guidotti (1985).

Fonte: Henry & Guidotti 1985.

### 9.3 AVALIAÇÃO DO INTEMPERISMO QUÍMICO

O intemperismo químico é um dos fatores do ciclo sedimentar que mais afetam a composição dos arenitos, a dissolução e/ou alteração intraestratal dos grãos, por exemplo, causa alterações no arcabouço e conseqüentemente, influencia na assinatura geoquímica

destas rochas (McLennan et al. 1993). O intemperismo químico das rochas da crosta continental superior é dominado pela alteração de feldspatos que compõem aproximadamente 79% da crosta superior (Nesbitt & Young, 1984). Dessa maneira, o efeito do intemperismo sobre as concentrações dos elementos maiores pode ser avaliado, por meio do sistema geoquímico que utiliza o diagrama A-CN-K em associação com o índice de alteração química, CIA (Nesbitt & Young 1984).

Nos arenitos da Formação Águas Claras os valores de CIA ficam entre 78,74 e 94,38 (Apêndice 01), indicando forte influência do intemperismo atual nestes sedimentos. No diagrama A-CN-K (Figura 21) todas as amostras se alinham paralelamente ao eixo A-K, caracterizando perdas significativas de K, e enriquecimento substancial em Al, provavelmente, em função de alteração de grãos de feldspatos para caulinita durante o intemperismo químico. Dessa forma, a tendência principal esperada da composição final dos resíduos é o deslocamento para o campo da illita-caulinita, ao longo do eixo supracitado, podendo também considerar para os sedimentos analisados, o intemperismo químico a partir de rochas de composição graníticas (Figura 21).

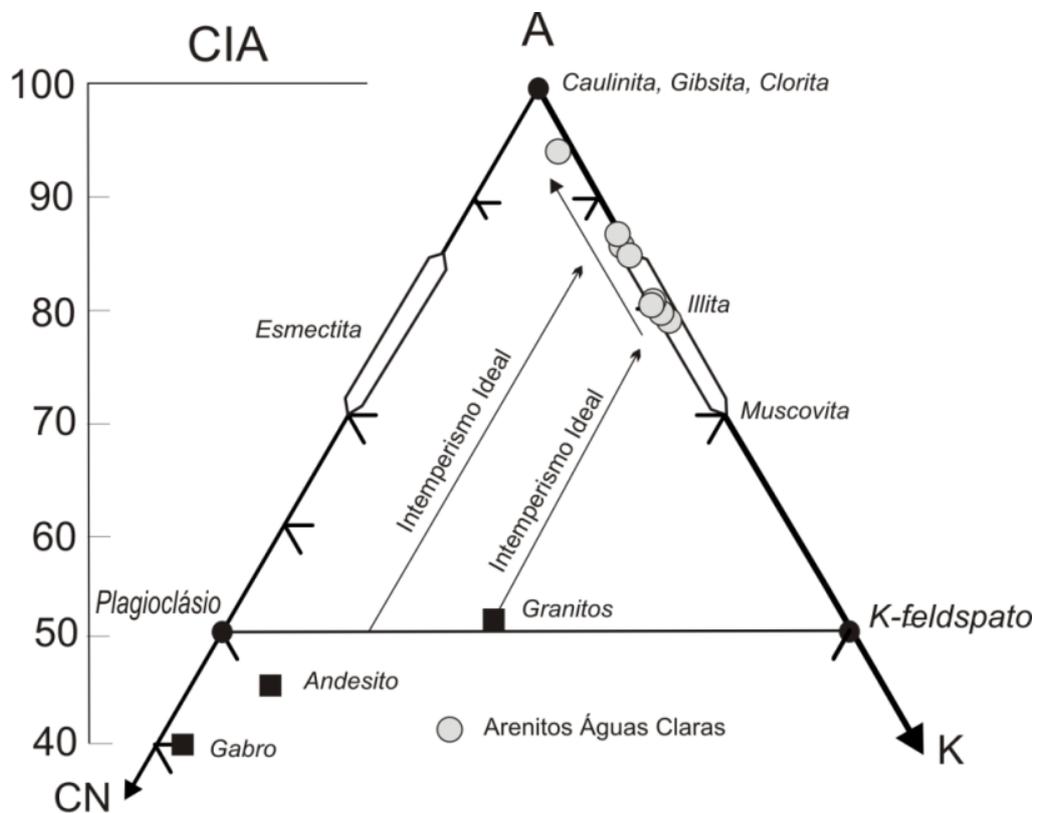


Figura 21- Índice de Alteração Química (CIA) dos sedimentos da Formação Águas Claras e diagrama ternário A-CN-K indicando intemperismo de sedimentos oriundos de rochas graníticas.

Fonte: Nesbitt & Young 1984, Fedo et al. 1995.

#### 9.4. DIAGÊNESE

Os regimes diagenéticos representados pela *eodiagênese*, *mesodiagênese* e *telodiagênese* marcam os diferentes estágios do Ciclo Sedimentar, a extensão e seus significados ainda não são bem compreendidos. Dentre os processos diagenéticos, a compactação, cimentação, substituição mineral e dissolução definem relações paragenéticas importantes para caracterizar a evolução de depósitos sedimentares (Schmidt & McDonald 1979).

O regime eodiagenético ocorre na ou próximo a superfície de sedimentação, onde a química da água intersticial é controlada pelas características do ambiente sedimentar, antes do soterramento efetivo (Schmidt & McDonald 1979). Nos ambientes continentais, os processos eodiagenéticos, são influenciados pelos regimes do intemperismo contemporâneo à sedimentação. Durante o soterramento efetivo, a influência definitiva dos agentes superficiais sobre a química das águas intersticiais é reduzida (Schmidt & McDonald 1979). O regime eogenético ocorre até aproximadamente 1km de profundidade, sob temperatura em torno de 50°C, a baixas pressões e temperaturas.

A mesodiagênese ocorre durante o soterramento (Schmidt & McDonald 1979), o limite entre eodiagênese e mesodiagênese não é precisamente definido em termos de profundidades e temperaturas de soterramento. Morad et al. (2000) consideram que as modificações mesodiagenéticas ocorrem a profundidades correspondentes à temperatura em torno de 70°C. Esta temperatura coincide com o início dos processos de compactação química, dissolução por pressão, transformação de argilominerais (illitização), precipitação de cimento de quartzo e alteração substancial da matéria orgânica. Consequentemente, ocorre uma redução considerável da porosidade, da água intersticial e do volume da rocha.

O regime telodiagenético ocorre na ou próximo a superfície terrestre, sob influência de fluidos meteóricos durante a re-exposição de rochas sedimentares, sendo controlado pelo ambiente superficial, após soterramento efetivo (Morad et al, 2000). As alterações telogenéticas dependem do tempo de exposição, da maturidade de rocha e da percolação da água meteórica (Morad et al. 2000).

De acordo com os dados petrográficos apresentados neste trabalho, foi possível estabelecer a seqüência diagenéticas dos Arenitos da Formação Águas Claras, que é dividido nos três regimes: *eodiagênese*, *mesodiagênese* e *telodiagênese* (Figura 22). Estes estágios são importantes para descrever as transformações mineralógicas do arcabouço dos arenitos.

PROCESSOS DIAGENÉTICOS	REGIMES DIAGENÉTICOS		
	<i>Eodiagênese</i>	<i>Mesodiagênese</i>	<i>Telodiagênese</i>
<i>Infiltração de argila</i>	██████████		
<i>Compactação mecânica</i>	██████████	██████████	
<i>Caulinização</i>		██████████	
<i>Formação de pseudomatriz</i>		██████████	
<i>Compactação química</i>		██████████	
<i>Precipitação de quartzo autigênico</i>		██████████	
<i>Ilitização da caulinita</i>		██████████	
<i>Corrosão de grãos de quartzo</i>			██████████
<i>Precipitação de óxido de Ferro</i>	██████████		██████████

Figura 22 - Seqüência Paragenética dos Arenitos da Formação Águas Claras, dividido em três regimes diagenéticos correspondentes aos processos diagenéticos observados.

Os processos eodiagenéticos foram evidenciados, praticamente, em todas as fácies, mas tornam-se mais marcantes nos depósitos de prodelta e de canais fluviais entrelaçados, evidenciados por infiltração mecânica de argilas e precipitação de oxi-hidróxido de ferro, caulinitização de Al-silicatos, compactação mecânica e pseudomatriz.

***Infiltração mecânica de argilas:*** considerado como o primeiro processo que afetou os sedimentos, a infiltração mecânica de argila detrítica e a precipitação de oxi-hidróxido de ferro ocorre durante a deposição dos sedimentos quando, as águas de formação, ricas em argila em suspensão, percolam os sedimentos na zona vadosa. Neste processo, a água infiltra transporta e deposita partículas de argilas, que ficam retidas na superfície dos grãos arenosos, recobrando as bordas e formando filmes, componho os *cutans* que acompanham o contorno dos grãos (Figuras 8B) (Moraes & DeRos 1990, Leeder 1982).

***Precipitação de oxi-hidróxido de ferro:*** o  $Fe^{2+}$  normalmente é transportado adsorvido às argilas, ao combina se com o oxigênio, forma oxi-hidróxido de ferro, e então é carregado para baixo (Molenaar 1986) e também formam os *cutans* sobre os grãos. Os sedimentos de granulometria média a grossos normalmente possuem alta porosidade e permeabilidade, neste o processo de infiltração mecânica de argila e carregamento do oxi-hidroxido de ferro produz bastante *cutans*. A presença de *cutans* é mais freqüentes e melhor preservadas nos arenitos médios à grossos das fácies prodelta e de canais fluviais entrelaçado.

***Caulinitização de Al silicatos:*** normalmente este processo é típico em ambiente de clima úmido, principalmente em ambientes continentais, como fluvial a transicionais. É desencadeado pela percolação de água meteórica nos sedimentos que causa a alteração de grãos como feldspatos, micas e líticos, para argilominerais, principalmente a caulinita. Por

isso, muitas vezes, a distribuição espacial da caulinita nos arenitos é controlada pela distribuição destes minerais e, também, pela condutividade hidráulica e permeabilidade (Morad et al. 2000). A caulinita encontrada nos arenitos estudados da Formação Águas Claras, normalmente, está associada à alteração de grãos como feldspatos e micas, e exibe textura tipo *booklets* ou habito vermicular (Figura 12 C-D).

**Compactação mecânica e pseudomatriz:** a alteração de fragmentos líticos e micas por infiltração de água meteórica causa deterioração dos grãos, tornando-as vulneráveis à compactação posterior. Durante o soterramento, a compactação mecânica de grãos argilosos (micas e fragmentos líticos) resulta no desenvolvimento de pseudomatriz. Parte da pseudomatriz pode ter sido caulinitizada na eodiagênese. Alguns destes grãos foram argilizados sem completa desagregação física, como no caso de algumas micas, líticos e grãos de feldspatos (Figuras 8B; 9D).

Os processos mesodiagenéticos aos quais esses arenitos foram submetidos é relatado pelas evidências de compactação química, precipitação de quartzo autigênico e ilitização da caulinita.

**Compactação química:** a compactação química é característica do estágio mesodiagenético, normalmente ocorre associada a dissolução por pressão, tem sua origem nas pressões localmente elevadas, que ocorrem ao longo dos contatos tangenciais, onde a concentração de tensão é máxima. O quartzo é em geral mais atingido por esse processo, desenvolvendo contatos intergranulares côncavo-convexo e suturados. A dissolução por pressão pode ser uma das fontes da cimentação por crescimento secundário de quartzo. Estes sobrecrescimentos desenvolvem-se em torno dos grãos, reduzindo a porosidade primária, e podem ocupar todo o poro, inibindo mudanças diagenéticas posteriores (DeRos & Moraes 1984). Os efeitos da dissolução por pressão, embora presentes, são muito esparsos nos arenitos da Formação Águas Claras, ocorrem, principalmente, nos arenitos de canais fluviais entrelaçados e de prodelta, onde o conteúdo de matriz é menor.

**Quartzo autigênicos:** a dissolução por pressão é atestada pela evolução dos contatos entre os grãos e ocorrem apenas em altas temperaturas de 70 a 80°C (Bjorkum 1996, Giles et al. 2000, Oelkers et al. 2000) (Figuras 12A-B). Nestas condições, o quartzo autigênico é precipitado, formando sobrecrescimento sintaxial em os grãos detríticos (Figura 10B; 7C). As vezes, nem sempre é possível distinguir sobrecrescimento resultante da dissolução por pressão de outras gerações de quartzo autigênicos (Figura 12 A-B). O processo de cimentação de sílica em arenitos pode ser inibido pela presença de pseudomatriz, matriz e *cutans*, devido à pressão por dissolução torna-se mínima devido as superfícies dos grãos de quartzo se encontrar

cobertas por argila (Worden & Morad 2000). A dissolução da pressão, muitas vezes, é realçada pela presença de fina plaquetas (<10  $\mu\text{m}$ ) de illita paralelas à superfície de grãos de quartzo, que resultam da alteração de argila infiltrada (Molenaar 1986, Moraes & DeRos 1990, Worden & Morad 2000, Bloch et al. 2002, Storvoll et al. 2002). Portanto, a produção de cimento de quartzo nestes arenitos pode estar relacionada à alteração de silicatos (feldspatos e micas) é illitização da caulinita em condições mesodiagênicas rasas (<2000m).

**Illitização da caulinita:** a transformação da caulinita para illita é favorecida por temperaturas superiores a 70°C e se torna pervassiva sob temperatura acima de 130° C (Worden & Morad 2003). Nestas condições, a caulinita reage com o K-feldspato para produzir illita e quartzo autigênico. Essa transformação é um processo isoquímico com pH neutro (Bjorkum & Gjelsvik 1988) e ocorre durante o soterramento. Nos arenitos da Formação Águas Claras é observado a presença de illita gerados a partir de caulinita (Figuras 12F e 13E) associadas a feldspatos alterados. Este processo também pode ser inferido a partir da presença de fios de cristais semelhantes entre illita as plaquetas de *booklets* de caulinita (Figura 13E). O K-feldspato não lixiviado na eodiagênese será consumido no processo de illitização da caulinita na mesodiagênese. Porém, se a disponibilidade de K for limitada, apenas parte da caulinita será transformada em illita.

As feições telodiagênicas observadas foram: corrosão de quartzo autigênico, juntamente com o grão detrítico, preenchimento de poros secundários com óxido de ferro e caulinitização da matriz e de grãos de feldspatos. Preenchimento de fraturas transgranulares por óxido de ferro (Figura 10D). A precipitação de óxido de ferro por oxidação do  $\text{Fe}^{2+}$  para  $\text{Fe}^{3+}$  ocorre durante a eodiagênese e telodiagênese. Porém, no primeiro caso, o óxido de ferro precipita na superfície dos grãos detríticos por infiltração de argilas, formando *cutans* ou revestindo os poros primários (Morad 2000). Na telodiagênese, o óxido de ferro precipita nos poros secundários, revestindo sobrecrescimentos ou grãos corroídos. Também pode ocorrer na telodiagênese a caulinitização de grãos de feldspato e da matriz, quando estes são submetidos a longo período de exposição subaérea (Figuras 9A; 10C-D).

## 10. CONCLUSÕES

A Formação Águas Claras compreende uma seqüência siliciclástica arquena, constituída por arenitos e pelitos, acumulados em ambiente fluvial entrelaçado e deltaico. A proveniência dos arenitos desta formação foi investigada com base em dados petrográficos e geoquímicos.

Os arenitos compreendem quartzo-arenito, subárcoseo e grauvasa cujos arcabouços detríticos incluem quartzo (mono e plocristalinos), feldspatos e raros fragmentos vulcânicos. No diagrama de Dickinson a composição modal indica proveniência de cráton interior. A pseudomatriz é oriunda da alteração de grãos de feldspatos e esmagamento líticos (por compactação mecânica) e a assembleia possui alta maturidade mineralógica e é representada por turmalina, zircão e micas.

Os processos diagenéticos incluem um conjunto de transformações físicas e químicas que modificaram a composição do arcabouço e da assembleia de minerais pesados, pela interação destas partículas com os fluidos intersticiais. Estes processos foram desenvolvidos durante os regimes eo-, meso- e toliadiagenéticos cujas evidências incluem: infiltração mecânica de argila formando os *cutans* e geração de pseudomatriz por compactação de grãos dúcteis e alumino-silicatos (principalmente nos arcóseos e grauvasas) observados principalmente na eodiagenéticos; cimento de sílica, contatos pontuais, raramente, suturados e côncavo-convexo, dissolução por pressão de grãos e illitização da caulinita, predominantes na mesodiagenese. O efeito dos processos telodiagenéticos sobre a porosidade e permeabilidade dos arenitos é considerado significativo, especialmente, no topo dos afloramentos.

As amostras examinadas neste estudo mostram uma considerável diversidade química que provavelmente reflete, em boa parte, a heterogeneidade de suas fontes, sendo o relevo e a atuação do intemperismo na área-fonte responsáveis pela produção de sedimentos quartzo-feldspáticos. A dissolução intraestratal de feldspatos e minerais pesados causaram o enriquecimento dos arenitos em quartzo, produzindo assembleia de minerais ultra-estáveis, e precipitação de minerais autigênicos. Embora as transformações mineralógicas sejam significantes, a análise química dos arenitos e da turmalina mostrou-se uma importante ferramenta para investigar as fontes potenciais dos sedimentos, o ambiente tectônico de sedimentação, e elucidar as transformações diagenéticas ocorridas nos arenitos estudados. O índice CIA e o diagrama A-CN-K indicam intenso intemperismo atual sobre sedimentos derivados de rochas graníticas e vulcânicas associadas, também inferidas, pelas composições da turmalina detrítica (shorlomita e dravita), pelo padrão dos ETR e anomalia negativa de Eu.

Os elementos traços indicam ambiente tectônico de arco de ilha continental, conforme os diagramas La-Th-Sc e La-Sc-Zr, onde andesitos e basalto foram importantes rochas-fonte como indicado pelos diagramas binários Th/Sc-Zr/Sc.

Os dados de proveniência levantados neste trabalho sugerem que os arenitos da Formação Águas Claras foram depositados em bacia intracratônica, com lenta exumação do embasamento, constituído por rochas graníticas e metamórficas (gnaisses e granulitos), possivelmente, relacionadas aos complexos Pium e Xingu, inserido em um ambientes de arcos de ilhas continentais.

## REFERÊNCIAS

- Anaisse Junior, J. 1997. Petrografia dos Arenitos da Formação Águas Claras, Arqueano, Serra dos Carajás. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) - Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará, Belém.
- Althoff, F.J., Barbey, P., Macambira, M.J.B., Scheller, T., Leterrier, J., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M. 1998. La croissance du craton sud-amazonien (région de Rio Maria, Brésil). *In: Réunion Des Sciences De La Terre. Resumés.* Brest, Societé Géologique de France, p. 62.
- Althoff, F.J., Barbey, P., Boullier, A.M., 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104, 187-206.
- Araújo, O. J. B. et al. 1988. A mega estruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. *In: Congresso Latinoamericano de Geologia. 1.* Belém. *Anais.* Belém: p. 324-338.
- Araújo, O. J. B. & Maia, R. G. N. 1991. Serra dos Carajás. *In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. (Ed.). Folha SB. 22-Z-A Pará.* Brasília DNPM-CPRM, 164 p.
- Avelar, V.G. 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental. Belém Dissertação de Mestrado: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 149p.
- Avelar, V. G. et al. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, v 29, n. 4, p. 453-460.
- Barbosa, A.A., Lafon, J.M., Neves, A.P., Vale, A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: implicações para o magmatismo Proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 147-164.
- Barbosa, O., Ramos, J.R.A., Gomes, F.A., Hembold, R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Rio de Janeiro, DNPM, 94p.il. (Monografia, 19).
- Barbosa, J.P.O. 2004. Geologia Estrutural, Geoquímica, Petrografia e Geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. 96p.
- Barros, C. R. M., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Teixeira, N.P., Ribeiro, J.W. 1994. Geologia e geocronologia Rb-Sr do gnaiss Estrela Curionópolis, PA. (no prelo).
- Barros, C.E.M. 1997. Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5GA) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil). Tese de Doutorado, Université Henri Poincaré, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG-UPR9046), 316p.
- Barros, C.E.M., Sardinha, A.S., Barbosa, J.P.O., Krimski R., Macambira, M.J. B. 2001. Pb- Pb and zircon ages of Archean syctonic granites of the Carajás metallogenic province, Northern Brazil. 3<sup>th</sup> Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica, 3, Pucon, Chile, *Resumos Expandidos.* Servicio Nacional de Geologia Y Mineira. CD-ROM.
- Barros, C. E. M.; Macambira, M. J. B., Barbey, P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Mineral de Carajás. *In: Simpósio De Geologia Da Amazonia, 7, Belém. SBG-NO.* CD-ROM.
- Barros, C.E.M, Macambira, M.J.B., Barbey, P., Scheller T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências* 34(4):531-538.
- Bavinton, O. A., Taylor, S. R. 1980. Rare earth element geochemistry of Archean metasedimentary rock from Kambalda, Western Austrália. *Geochim. Acta.* 44: 639-648.

- Bhatia, M. R. 1983. Plate Tectonics and geochemical composition of sandstones: *Journal of Geology*, v. 91, p. 611-627.
- Bhatia, M. R., Crook, K. A. W. 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins: *Contributions to Mineralogy e Petrology*, v. 92. p. 181-193.
- Beisiegel, V.R., Bernardelli, A.L., Drummond, N.F., Ruff, A.W., Tremaine, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.* 3(4): 215-242.
- Bezzera, P. E. L. 1984, Cronoestratigrafia das Coberturas Sedimentares Proterozóicas do Cratón Amazônico e seu Relacionamento com o Supergrupo Uatumã (Amazônia Legal), in Congresso Brasileiro, 33 Rio de Janeiro, 1984. *Anais. Rio de Janeiro, SBG.* v.s, 2125.2139.
- Bjorkum, P. A. 1996. How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones? *J. Sed. Res.* 66, 147-154.
- Bjorkum, P. A., Gjelsvik N. 1988. An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar and illite in sediments. *J. Sed. Petrol.*, 58, 506-511.
- Bloch, S., Lander, R.H., Bonnel, L. 2002. Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs origin and predictability. *AAPG Bull.*, 86, 301-328.
- Bocalon, V.L.S., Linder Mayer, Z.G., Faccini, V. F. 1994. Estudo Petrográfico Preliminar dos Arenitos da Formação Rio Fresco, Carajás, PA. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Balneário Camburiu. Resumos, Balneário Camburiu, SBG. v.3, p. 68-69.
- Condie, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104: 1-37
- Costa, J. B. S. et. al. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra*, Belém, 7. p. 199-235.
- Cordani, U.G.; & Sato, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematic on granitic rocks. *Episodes*. 22(3):167-173.
- Cordeiro, A.A.C. & Saueressig, R. 1980. Serra das Andorinhas: *geologia e principais ocorrências de ouro. Congresso Brasileiro de Geologia, XXXI.* Resumos, Camboriú, Brasil, 2, 344.
- Cullers, R. L., Graf J. 1983. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis. In: Henderson P. (Ed.). *Rare-Earth Geochemistry.* 275-312, Elsevier, Amsterdam.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J. M., Macambira, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, v. 50, p. 113-138.
- Dall'Agnol, R. et al. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenetic province. In: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais-sgrm, intern. Symp. *On gran. And associated mineralization*, 2, Salvador, Excursions Guide, p. 135-161.
- Dall'Agnol, R. et al. 1999a. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic, A-type Granites. *Lithos.* 46: 431-462.
- Dall'Agnol, R., Costi H. T., Leite A. A. S., Magalhães M. S., Teixeira N. 1999b. Rapakivi granites from Brazil and adjacent áreas. *Precambrian Res.*, 95 (1-2): 3-39.
- Dall'Agnol, R. et al. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenetic Province, Brazil. *Lithos.* 80, 101-129.

- Dall'Agnol, R. et al. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenetic province, eastern Amazonian craton. *In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (Ed.). Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém: PRONEX-UFPA/SBG-NO. 150 p.*
- Dias, G. S. et al. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade Arqueana da Formação Águas Claras, Carajás - Pará. *In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. da amazônia, 5, Belém. Anais. p. 376-379.*
- Dickinson, W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In: Zuffa G.G. (Ed.) Provenance of Arenites. Dordrecht, The Netherlands, D. Reidel Pub. Co., p. 333-361.*
- Dickinson, W. R. et al. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bul.* **94**: 222-235.
- Dickinson, W. R. & Suczek, C. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 63, p. 2164-2182.
- DOCEGEO, 1988. (Rio Doce Geologia e Mineração – Distrito Amazônia). Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. Anexos. Belém: SBG, Vol. Província Mineral de Carajás.*
- De Ros, L.F., Moraes, M.A.S. 1984. Sequência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. *In: XXXIII Cong. Bras. Geol. Rio de Janeiro, 4:894-902.*
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M. 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921 - 924.
- Feio, G.R.L. 2009. Magmatismo granitóide arqueano da região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Exame de Qualificação. Tese de Doutorado na área de Geoquímica e Petrologia. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa.
- Ferreira Filh, C. F. & Danni, J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia-Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2. Belém, Anais. Belém, SBG. Núcleo Norte. V.3, p. 34-47.*
- Figueiras, A.J.M., Villas, R.N.N. 1984. Estudo Petrológico e Sedimentológico da Sequência Clástica (pós-Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás, estado do Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG. v. 2, P. 832-846.*
- Figueiras, A.J.M., Macambira, J.B., Villas R.N.N. 1987. Contribuição ao estudo peleoambiental da Formação Rio Fresco na região de Carajás-PA. *In: Simpósio Sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, I. Ouro Preto, 1987. Anais. Ouro Preto, SBG. P. 17-31.*
- Folk, R. L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks.* Austin, EUA, Hemphill, 182p.
- Fryer, B.J. 1977. Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**: 361-367.
- Galarza, M. A., Macambira, M. J. B. 2002. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. *In: Klein E.L., Vasquez M. L., Rosa-Costa L. T. (Ed.). Contribuições à geologia da Amazônia. Belém, SBG-Norte. v. 3, p. 153-168.*
- Garrels, R. M. & Mackenzie, F. T. 1971. *Evolution of sedimentary rocks.* W. W. Norton & Co., New York. XVI 397 p.
- Gibbs, A. K. et al. 1986. Age and composition of the Grão Pará group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências.* São Paulo, n. 16, p. 201-211.

- Giles, H. A., Indrelid, S.L., Beynon, G.V., Amthor, J. 2000. The origin of large-scale quartz cementation: evidence from large datasets and coupled heat-fluid mass transport modeling. In: Quartz Cementation in Sandstones (Eds. R.H. Worden and S. Morad), Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 29, 21-38.
- Gomes, A. C. B. & Dall'Agnol, R., 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG's com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. In: Revista Brasileira de Geociências 37 (1), 182-193.
- Gomes, A.C.B. 2003. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Dissertação de mestrado. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 160p.
- Gretnener, P. E. 1976. Pore pressure: Fundamentals, general ramifications and implications for structural geology. *AAGP Continuing education course note series 4*.
- Haskin, L. et al. 1966. Rare earths in sediments. *J. Geophys. Res.* 71, 6091-6105.
- Heier, K. S., Billings, G. K. 1970. Rubidium. Hand-book of Geochemistry. In: Wedepohl K. H. (Ed.). 37B1-37N1, Springer, Berlin.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.* 70, 1 – 15.
- Henry, D.J., Dutrow, B.L. 1992. Tourmaline in a low grade clastic metasedimentary rocks: an example of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contrib. Mineral. Petrol.* 112, 203– 218.
- Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadekaru, K. Cordeiro, A.A.C., Meireles, E.M. 1982. Geologia da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 1. Belém, *Anais*, p. 100-108.
- Huhn, S.R.B., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R. 1999. geologia e geocronologia pb/pb do granito alcalino arqueano planalto, região da serra do rabo, carajás-pa. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6. Manaus, 1999. *Boletim de resumos expandidos*. Manaus, SBG/NO. p. 463-466.
- Ianhez, A.C., Souza, A.M.S., Montalvão, R.M.G. 1980. Geologia da sequência vulcano-sedimentar da Serra do Inajá – Santana do Araguaia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, 1990. *Anais*. Camboriú, SBG. v.5, p.2918-2928.
- Lafon, J. M., Rodrigues, E., Duarte, K. D. 1994. Le granite Mata Surrão: Um magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjemitiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil). *C. R. Academ. Sci. Paris*, 318: 643-648.
- Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Pidgeon, R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: International Geological Congress, 31. Rio de Janeiro. Abstracts. Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.
- Kronberg, B.I., Fyfe, W.S., Leonardos, D.H., Santos, A.M. 1979b. The geochemistry of some Brazilian soils: element mobility during intense weathering. *Chem. Geol.*, 24:211-229.
- Leeder, M. R. 1982. sedimentology: *Process and Product*, 4 th edn. George Allen e Unwin Ltd., London. 334pp.
- Leite, A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Doctor Thesis. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 330p. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa.
- Leite, A. A. S., Dall'Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, 34: 447-458.
- Leite, E., Pereira, Filho, Carlos, R., Souza 2007. Análise e integração de dados do SAR-R99B com dados de Sensoriamento remoto óptico e dados aerogeofísicos na região dos depósitos de óxido de Fe-Cu-Au tipo Sossego e 119, na Província Mineral de Carajás. *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril INPE, p.2047-2054.

- LI, R. et al. 2004. Provenance of Carboniferous sedimentary rocks in the northern margin of Dabie Mountains, central China and the tectonic significance: constraints from trace elements, mineral chemistry and SHRIMP dating of zircons. *Sediment. Geol.* 166, 245–264.
- Lindrat, E. 1974. Tentativa de correlação de algumas formações geológicas pré-cambrianas da Amazônia Brasileira com formações similares da Guianas. *Min. Met.* 38 (355): 30-36.
- Lindrat, E. 1972. Reconhecimento ao longo dos rios Itacaiúnas e Parauapebas, município de Marabá, Estado do Pará. *Ver. Bras. Geogr.*, 34(1): 165-184.
- Lihou, J., Mange-Rajetzky, M.A. 1996. Provenance of the Sardona Flysch, Eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. *Sed. Petrology*.105: 141-157.
- Lima, F. D. & Pinheiro, R. V. L. 1998. Geometria e cinemática da terminação leste da Falha Carajás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*. 40. 1998, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte: Minas Gerais, p. 406.
- Lindenmayer, Z.G. 1990. Salobo sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism. Ph. D. Thesis. Ontario, University of Western Ontario, 408 p.
- Lindenmayer, Z.G., Fyfe, W.S., Bocalon, V.L.S. 1994. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geology Leopoldensia* 17(40), 153-184.
- Macambira, M. J. B. et al. 1990. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central brasileira: Uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 20, pp. 258-266.
- Macambira M. J. B., Lancelot J. R. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas, delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Sudeste do Pará. *In: Congresso Brasileiro Geologia*, 37, 1992. Resumos. São Paulo, 2: 188-189.
- Macambira, M. J. B. 1992. Chronologie U-Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil. 1992. 212 f. Tese (Doutorado em geocronologia) - Université Montpellier II – France.
- Macambira, M. J. B., Lafon J. M. 1995. Geocronologia da Província mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*. 7, 263-288 (*in Portuguese*).
- Macambira, M. J. B., Lancelot, J. 1996. Time Constraints for the Formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geology Review*, v. 38, pp. 1134-1142.
- Macambira, E.M.B., VALE, A.G.1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. DNPM/CPRM. Brasília 384p.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, vol. 7, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CDROM.
- Machado, N. et al. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329-354.
- Mange, M.A. & Maurer, H.F.W. 1992. Heavy mineral in colour. [S.l.], Chapman & Hall.147p.
- Marçal, M. dos S. 1991. Aspectos litoestruturais da Mina de Ferro N4E e Manganês do Azul, Serra dos Carajás-PA. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 135p. Dissertação de Mestrado em Geologia- Curso de Pós-Graduação em Geociências. Centro de Geociências, UFPA.
- McBride, E. F., 1963. A classification of common sandstones. *J. Sediment. Petrol.*, 33:664-669.

- McGregor, V. R., Mason, B. 1977. Petrogenese and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amistsoq gnaisses, West Greenland. *Am. Mineral.* **62**, 887-904.
- McLennan, S. M., Nancy, W. B., Taylor, R. 1980. Rare earth element-thorium correlation in sedimentary rock, and the composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 44:1833-1839.
- McLennan, S. M. 1982. On geochemistry evolution of sedimentary rock. *Chem. Geol.*, 37: 335-350.
- McLennan, S. M., Fryer, B. J., Young, G. M. 1979. Rare earth elements in Huronian (Lower Proterozoic) sedimentary rock: composition and evolution of the post-Kenoran upper crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**: 375-388.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R. 1980a. Rare earth elements in fine-grained sedimentary rock and ores from the Pine Creek geosyncline. *Int. At. Energy Agency*. pp. 175-190.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R. 1980b. Th and U in sedimentary rock: crustal evolution and sedimentary recycling. *Nature.* **285**, 621-624.
- McLennan, S. M., Nancy, W. B., Taylor, R. 1980. Rare earth element-thorium correlation in sedimentary rock, and the composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 44:1833-1839.
- McLennan, S. M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary process. *In: Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements* (Ed. B. R. Lipin and G.A. McKay), *Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral.*, 21, 169-200.
- McLennan, S. M. et al. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics, *In: Johnson M.J., Basu A. (Ed.). Processes controlling the composition of clastic sediments.* Boulder, Colorado. *Geological Society of America Special Paper*, 284. p 21-40.
- McLennan, S. M. 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, 2000GC000109.
- Medeiros, Filho C.A. & Meireles, E.M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Belém. *Atas.* Belém: SBG-NNO. v. 3, p. 90-96.
- Meireles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros Filho C.A., Gato W.C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, estado do Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia.* 33. Rio de Janeiro. *Anais.* Rio de Janeiro, SBG. v. 5, p. 2164-2174.
- Miall, A. D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate *In: Miall A. D. & Tyler N. eds. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery.* Tulsa, Society for Sedimentary Geology/ SEPM, p. 6-12 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).
- Middleburg, J. J., Van Der, Weijden, C. H., Woitiez, J. R. W. 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chem. Geol.*, 68, 253 - 273.
- Molenaar, N. 1986. The interrelation between clay infiltration, quartz cementation, and compaction in Lower Givetian Terrestrial Sandstones, Northern Ardennes, Belgium. *J. Sed. Petrol.* 56,359-369.
- Morad, S. et al. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology.* 47,95-120.
- Moraes, M. A. S., De Ros, L. F. 1990. Infiltrated clays in fluvial Jurassic Sandstones of Recôncavo Basin, North-eastern Brasil. *J. Sed. Petrol.* 60,809-819.
- Morton A.C. & Hallsworth C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary 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.

- Morton, A. C. 1985. Heavy mineral in provenance studies. *In: Zuffa G. G. (Ed.). Provenance of Arenites. Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co. p. 249-278.*
- Morton, A.C. et al 2005. Provenance of Late Cretaceous–Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sediment. Geol.* 182, 3–28.
- Mougeot, R. et al. 1996. Contrainte geochronologique U-Pb pour large de la formation sedimentaire de Águas Claras (Province de Carajás, Est. de Pará). *In: BRGM, Reunion des Sciences de La Terre, 16, Orléans, 67.*
- Montalvão, R. M. G., Bezerra, P. F. L., Drago, V.A., Cunha B. C. C. 1984. Cobertura de plataforma da Amazônia, sua sedimentação e evolução tectônica. *In: Congresso brasileiro de geologia, 33. Rio de Janeiro, Anais Rio de Janeiro, SBG. v.s, p. 101-2124.*
- Nance, W. B., Taylor, S. R. 1976. Rare earth element patterns and crustal evolution I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochimistry. cosmochimistry. Acta.* **40.** 1539 - 1551.
- Nance W. B., Taylor. S. R. 1977. Rare earth element patterns and crustal evolution II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* , **41.** 225 -231.
- Nascimento, M.S, Goés, A.M. 2007. Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luis-Grajaú, norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **31(1):** 2-15.
- Nascimento, M. S., Góes, A. M. , Macambira, M. J. B., Brod, J. A. 2007. Provenance of Albian sandstones in the São Luís–Grajaú Basin (northern Brazil) from evidence of Pb–Pb zircon ages, mineral chemistry of tourmaline and palaeocurrent data. *Sedimentary Geology.*, 201. p. 21–42.
- Nesbitt, H.W., Markovics, G., Price, R.C., 1980, Chemical processing affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.44, p. 1659–1666.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites: *Nature.* V. 299. p.715-717.
- Nesbitt, H.W., Young, Y.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48. 1523–1534.
- Nesbitt, H. W. et al. 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *J. Geol.*, 104, 525–542.
- Nogueira, A. C. 1995. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Região Central da Serra dos Carajás-Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 167 p.
- Oelkers, E. H., Bjorkum, P. A., Walderhaug, O., Nadeau, P.H., Murphy, W.M., 2000. Making diagenesis obey thermodynamics and kinetics: the case of quartz cementation in sandstones from offshore mid- Norway. *Appl. Geochem.* 15, 295-309.
- Oliveira, M.A. 2003. Caracterização petrográfica, estudo de suscetibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA. Trabalho de Conclusão de Curso. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 47p.
- Oliveira, D. C. 2005. Geologia e Petrografia do Granito Paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências Naturais*, Belém, v. 2, n. 1, p. 155-172.
- Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166, 159-171.

- Pimentel, M. M., Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In: Congresso Brasileiro Geologia*, Camboriu, pp. 390-391.
- Pinheiro, R.V.L., Nogueira, A.C.R., Costa, J.B.S. 1991. Superposição de transpressão na Serra dos Carajás-Pará. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2. Rio Claro. Boletim de resumos extendidos e roteiros das excursões. Rio Claro, UNESP. P. 44-46.
- Pinheiro, R. V. L. 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike Slip Systems, Amazon, Brazil. Ph. D. Dissertation - University of Durham, UK, 408p.
- Pinheiro, R. V. L. & Holdsworth, R. E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 4, p. 597-606.
- Piper, D. Z. 1974. Rare earth in terrigenous nodules and other marine phases. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 1007-1022.
- Press Frank, et al. 2006. Para Entender a Terra. 4 ed. Porto Alegre; Bookman, 656 p. Il.
- Ramos, J.F.F., Moura, C.A.V., NCGG/ UFPA, Melo C. F., Pereira J. I., Serique J.S.B., Rodrigues R. M., FADESP. 1984. Uma discussão sobre seqüência sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, sudeste do Pará, *In Congresso Brasileiro de Geologia*, 33 Rio de Janeiro. Anais Rio de Janeiro, SBG. v. 2, p. 862-872.
- Rodrigues, E. M. S., Lafon, J.M., Scheller, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG. v. 2, p. 183-184.
- Rolando, A.P., Macambira, M.J.B. 2002. Geocronologia dos granitóides arqueanos da região da Serra do Inajá, novas evidências sobre a formação da crosta continental no sudeste do Cráton Amazônico, SSE Pará. *In: Congresso Brasileiro De Geologia*, 41, João Pessoa. Boletim de Resumos Expandidos. João Pessoa, SBGeo, p. 525.
- Rolando, A.P. & Macambira, M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador. *Expanded Abstracts*. Salvador: CD-ROM.
- Rollinson, H. R. 1993. Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, 352p.
- Roser, B. P., Korsch, R. J. 1986. Determination of Tectonic setting of sandstones-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of geology*, 94:635-650.
- Roser, B. P. et al. 1996. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *NZ J. Geol. Geophys.*, 39, p. 1-16.
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M. 1995. Nature and Composition of the Continental Crust – a lower crustal perspective. *Reviews in Geophysics* 33: 267-309.
- Sardinha, A.S. 2002. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. Tese Mestrado em Ciências na área de Geoquímica e Petrologia. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 118p.
- Sardinha, A.S., Dall'Agnol, R., Gomes, A.C.B., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, CD ROM.
- Sardinha, A.S. 2005. Geocronologia das séries magmáticas e evolução crustal da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás-PA. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. Exame de Qualificação. Tese de Doutorado na área de Geoquímica e Petrologia - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA.

- Santos, R.D. & Borges, R.M.K., 2008. Mapeamento geológico e estudo do Complexo Pium, na região de Vila Feitosa, Canaã dos Carajás. Magmatismo Paleoproterozóico e Neoarqueano da Província Mineral de Carajás - PA: Mineralogia, Colocação e Implicação para Evolução Crustal. Relatório técnico-Científico. PIBIC/Interior.
- Sato, K. & Tassinari, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Craton Amazonico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estagio unico e estagio duplo. *In: Costa M.L. & Angelica R.S., eds, Contribuições a Geologia da Amazonia*, Belém, SBG, pp. 91- 142.
- Schmidt, V., McDonald. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. *In: Aspects of Diagenesis* (Eds P.A. Scholle and P. R. Schluger). SEPM Spec. Publ., 26, 175-207.
- Shaw et al. 1967. An estimate of the chemical composition of the Canadian Pre-cambrian Shield: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 4, p. 829-853.
- Silva, G.G., Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, G. 1974. *In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins; Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da Terra. Rio de Janeiro. Cap.1, p.1-143. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).*
- Soares, A. V., Santos, A.B., Vieira, E.A., Bella, V.M., Martins, L.P.B. 1994. Área Águas Claras contestado geológico e mineralizações. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. Boletim dos resumos expandidos, Belém, SBG. p. 379-382.*
- Souza, S. R. B. 1996. *Geocronologia e geoquímica isotópica da região do Igarapé Pojuca, Serra dos Carajás*. 106 f. Dissertação de Mestrado em Geocronologia, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Storvoll, V., Bjorlykke, K., Karlsen, D., Saigal, G. 2002. *Porosity preservation in reservoir sandstones due to graincoating illite: a study of the Jurassic Garn Formation from the Kristin and Lavrans Fields, offshore mid-Norway*. *Mar. Petrol. Geol.* 19, 767-781.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, v. 22 (3), p 174-182.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazonico. *In: Mantesso – Neto, v.; Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Ed.), Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, p. 471-486.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. *Blackwell Scientific*, Oxford, 312 pp.
- Tolbert, G. E., Santos, B.A., Almeida, E.B., Ritter J. E. 1968. Recente descoberta de ocorrências de minério de ferro no estado do Pará. *Min. Met.*, 489(288): 253-256.
- Trendall, A. F. et al. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, 3, p. 265-277.
- Truckenbrodt, W., Anaisse jr J., Nogueira, A. C. R. 1996. Contribuição à petrografia dos arenitos da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5. Belém, Boletim de resumos expandidos. Belém, SBG/NORTE. 217-219. p.*
- Vasquez, M., Lacerda. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil Mapas Geológicos Estaduais. Belém: CPRM, 2008.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. 2008b .Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

- Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C., Silva, H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores, Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Young, G. M. & Nesbitt, H. W. 1998. Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *J. Sedim. Res.* **68**, 448–455.
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R. G. & James N.P. eds. *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, p. 1-13.
- Weltje, G.J., Von Eynatten, H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*. (Ed.) 171: 1-11.
- Worden, R.H., MORAD, S. 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In: Quartz Cementation in Sandstones (Eds. R. H. Worden and S. Morad), Int Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 29, 1-20.
- Worden, R.H., MORAD, S. 2003. *Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution*. In: Clay Minerals cements in Sandstones (Eds R. H. Worden and S. Morad) Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 34, 3–41.
- Wronkiewicz, D. J., Condie, K. C. 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 51, p. 2401–2416.

**ANEXOS**

**ANEXO A -COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES E ELEMENTOS TRAÇOS E ELEMENTOS TERRAS RARAS DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS, COM SUAS RESPECTIVAS MÉDIAS, VALORES DE CIA, RAZÕES LA/TH, TH/SC, ZR/SC E EU/EU**

Amostras	AC 3B	AC 4A	AC 4C	AC 4D	AC- 12A	AC- 12C	AC- 12D	AC 1A	AC 1B	AC 1C	AC- 2D	AC- 10A	AC- 10B	AC 6H	AC 6I	AC 7C	AC- 5C	AC- 6C	AC- 7A	AC- 7G
Elementos maiores em %																				
<b>SiO<sub>2</sub></b>	61,96	69,04	79,34	66,24	34,99	70,17	76,95	68,79	82,20	80,54	89,59	74,00	84,93	74,38	63,8	89,15	91,43	61,78	93,9	31,4
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,35	16,43	13,11	14,71	13,63	16,02	13,29	19,78	9,07	11,43	5,23	10,08	7,96	11,53	18,6	4,53	2,21	17,7	1,53	8,21
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,30	5,57	0,48	10,01	40,7	6,16	3,53	0,96	2,91	1,75	3,19	10,65	3,16	6,90	6,77	3,76	5,42	10,32	4,21	46,4
<b>MgO</b>	0,34	0,36	0,32	0,33	0,38	0,1	0,26	0,63	0,29	0,40	0,16	0,19	0,23	0,29	0,54	0,02	0,03	0,54	0,03	0,02
<b>CaO</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,06	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2,69	2,45	2,16	2,21	2,78	0,54	1,87	5,27	2,18	2,95	1,35	1,36	1,82	1,93	4,34	0,21	0,12	3,31	0,26	0,3
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,17
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,41	0,22	0,11	0,38	0,42	0,32	0,16	0,33	0,06	0,08	0,06	0,23	0,08	0,36	0,65	0,10	0,04	0,6	0,06	0,47
<b>MnO</b>	0,04	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	4,75
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,0	0,0	0,0	0	0,0	0,0	0,0	0	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>LOI</b>	6,7	5,8	4,4	5,9	6,9	6,5	3,8	4,1	3,2	2,7	0,3	3,3	1,7	4,4	5,4	2,1	0,7	5,6	0,1	7,7
<b>Total</b>	99,9	99,9	100	99,9	99,9	100	99,9	100	100	99,9	100	99,9	100	99,9	99,9	100	100	100	100	100
<b>CIA</b>	87,0	86,8	85,6	86,7	82,8	96,4	87,4	78,7	80,3	79,2	78,9	87,8	81,1	85,5	80,6	94,4	93,6	84,0	84,1	95,9
<b>A</b>	87	87	86	87	83	96	87	79	80	79	79	88	81	85	81	94	94	84	84	96
<b>K</b>	13	13	14	13	17	3	12	21	19	20	20	12	19	14	19	4	5	16	14	4
<b>CN</b>	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,8	0,3	0,4	0,2	0,2	1,3	1,3	0,2	1,6	0,6
Elementos traços e ppm																				
<b>Ba</b>	256	202	181	92	247	340	110	268	119	144	96	225	291	106	142	28	12	164	42	149
<b>Co</b>	4,4	0,7	0,9	1,6	6,9	2,9	1,9	1,0	1,0	1,1	2,3	2,7	1,8	1,2	1,2	1,7	2,9	2,6	5,8	104
<b>Nb</b>	7,7	5,1	2,7	5,9	8,2	6,4	4,2	7,1	1,3	1,6	1,4	4,0	1,9	5,6	10,2	4,5	1,2	9,2	2,8	3,3
<b>Ni</b>	8,0	3,1	0,2	15,8	20	54	20	0,2	0,4	0,2	20	20	20	18,1	17,1	0,6	20	47	20	24
<b>Pb</b>	16,7	0,9	0,6	6,2	14,2	9,8	3,8	1,0	1,4	1,0	0,5	4,1	2,1	4,1	2,3	1,1	1,6	5,1	3,0	539
<b>Rb</b>	106,2	105,4	98,7	79,9	116,6	27,5	79,6	170,8	67,3	95,2	46,8	54,6	54,6	61,9	143	7,2	3,6	116,3	8,0	3,9

<b>Sr</b>	6,4	2,7	2,6	4,8	7,6	20,6	2,0	2,7	1,7	2,1	2,2	2,5	1,9	4,3	3,9	2,3	3,7	6,2	2,3	86,7
<b>Th</b>	15,5	12,4	5,0	10,3	16,1	11,4	10,7	9,4	2,6	4,5	3,4	12,8	5,7	10,8	12,1	10,1	2,1	14,9	4,9	4,7
<b>V</b>	67	28	40	70	89	37	14	46	8	12	8	29	8	51	88	49	13	98	8	274
<b>Y</b>	17,6	8,6	6,1	10,9	12,1	8,9	2,8	2,7	1,9	1,9	9,0	7,4	2,1	8,9	18,0	2,5	3,4	20,5	24,9	5,1
<b>Zr</b>	163,5	256,7	230,4	206,6	112,3	163,4	249,1	254,2	71,8	76,9	136,2	330,9	121,8	227,9	256	59,1	39,2	258,5	71,4	83,5
<b>Sc</b>	11	6	2	11	15	7	4	9	3	3	1	5	3	8	15	2	3	15	1	24
<b>Zn</b>	135	88	2	8	232	49	13	1	2	1	3	2	2	6	3	1	10	11	7	43
<b>W</b>	2,0	1,3	0,7	1,0	2,1	1,5	1,2	1,5	0,5	0,5	0,50	3,3	1,3	1,1	1,2	2,4	0,50	1,7	1,4	4,8
<b>Cs</b>	2,2	0,8	0,4	1,3	2,8	0,5	0,3	0,5	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,9	1,4	0,1	0,1	2,7	0,1	0,1
<b>Hf</b>	4,6	8,0	7,2	6,0	3,5	4,6	7,4	7,3	1,8	2,1	3,9	9,2	3,0	6,6	6,6	1,9	0,9	7,3	2,0	2,1
<b>Ga</b>	17,3	16,9	12,0	17,2	22,2	15,8	12,7	15,8	9,2	11,2	5,6	14,3	8,1	12,0	20,9	3,9	3,2	19,7	1,2	14,1
<b>U</b>	3,8	3,5	1,2	4,2	5,8	2,0	1,5	1,4	0,8	0,6	1,0	1,7	0,8	3,6	4,9	1,1	0,6	6,2	2,4	11,0
<b>Cu</b>	20,5	25,4	0,9	22,3	115,1	27,8	38,7	5,9	20,9	1,5	13,4	123,2	74,3	6,3	2,6	14,5	48,0	17,1	31,9	632
<b>Sn</b>	2	1	1	1	2	1	2	5	1	3	4	9	5	1,0	2	1,0	1,0	2	2	4
<b>Mo</b>	1,6	1,0	0,1	1,0	4,5	1,6	2,0	0,4	0,1	0,2	2,3	1,1	1,2	1,6	1,1	0,1	1,5	3,2	1,6	2,2
<b>Ta</b>	0,7	0,6	0,3	0,7	0,9	0,6	0,4	0,6	0,1	0,2	0,1	0,4	0,2	0,6	0,9	0,4	0,1	1,0	0,6	0,4
<b>Ni</b>	35	20	20	61	13,8	13,2	7,8	20	20	20	6,9	6,9	7	27	26	20	9,1	33,0	8,5	16,8
<b>Au</b>	5,6	1,5	0,5	4,5	2,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	0,8	4,3	3,0	4,1	1,1	1,4	0,5	5,1	1,9	22,1
<b>Be</b>	1	1	1,0	1	6	4	1	1	1,0	1	1	2	1	1,0	1,0	1,0	1,0	1	1	1
<b>As</b>	2,9	7,3	1,3	1,5	6,9	4,6	3,8	0,5	0,5	0,5	1,5	619,9	43,2	3,2	0,5	1,7	4,9	6,8	12,4	13,2
<b>Ag</b>	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	1,9
<b>Bi</b>	0,2	0,2	0,1	0,6	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,6	0,1	0,1	1,7	0,3	5,8	1,1
<b>Cd</b>	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
<b>Hg</b>	0,1	0,0	0,0	0,0	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,02
<b>Sb</b>	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,2
<b>Se</b>	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
<b>Tl</b>	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	4,0
Elementos Terras Raras em ppm																				
<b>La</b>	32,7	13,8	22,2	25,5	13,0	12,2	7,9	3,2	3,1	2,9	3,2	9,6	7,1	17,8	23,4	2,0	3,5	51,9	6,7	2,2
<b>Ce</b>	326,6	30,0	28,6	133,2	28,4	19,0	14,5	6,6	5,6	5,5	5,4	17,1	13,1	138,9	43,3	4,5	6,4	78,2	12,0	7,0
<b>Pr</b>	7,53	3,13	4,57	5,34	3,34	2,08	1,50	0,61	0,65	0,51	0,65	1,55	1,35	3,75	5,59	0,61	0,73	11,14	1,23	0,49

<b>Nd</b>	25,4	10,6	14,6	17,5	12,4	7,2	6,1	2,0	2,2	1,7	2,4	4,8	4,6	12,1	19,8	2,0	3,0	38,6	4,5	1,8
<b>Sm</b>	4,40	1,75	2,28	2,80	2,77	1,45	0,84	0,41	0,37	0,32	0,53	0,88	0,75	2,17	3,55	0,46	0,52	6,49	1,00	0,67
<b>Eu</b>	0,95	0,33	0,41	0,58	0,62	0,41	0,18	0,11	0,11	0,08	0,19	0,50	0,24	0,50	0,91	0,15	0,14	1,33	0,32	0,16
<b>Gd</b>	3,80	1,37	1,32	2,17	2,49	1,71	0,52	0,38	0,35	0,27	1,38	1,11	0,66	1,81	2,88	0,39	0,81	4,23	1,92	0,79
<b>Tb</b>	0,57	0,22	0,26	0,33	0,44	0,29	0,08	0,06	0,06	0,04	0,28	0,19	0,08	0,25	0,48	0,13	0,15	0,64	0,49	0,17
<b>Dy</b>	3,20	1,34	1,03	1,83	2,56	1,63	0,51	0,40	0,37	0,27	1,57	1,22	0,39	1,64	2,95	0,33	0,72	3,55	3,70	1,03
<b>Ho</b>	0,61	0,30	0,23	0,37	0,50	0,34	0,11	0,08	0,07	0,06	0,29	0,27	0,06	0,29	0,62	0,12	0,13	0,78	0,85	0,23
<b>Er</b>	1,72	0,87	0,60	1,12	1,54	0,95	0,36	0,27	0,24	0,20	0,68	0,87	0,25	0,99	1,92	0,25	0,36	2,05	2,49	0,74
<b>Tm</b>	0,28	0,15	0,14	0,18	0,22	0,14	0,06	0,06	0,03	0,03	0,08	0,15	0,03	0,17	0,32	0,08	0,05	0,33	0,36	0,12
<b>Yb</b>	1,78	1,03	0,84	1,25	1,60	0,86	0,41	0,44	0,26	0,27	0,54	1,00	0,21	1,11	2,20	0,42	0,33	2,48	2,19	0,96
<b>Lu</b>	0,26	0,16	0,18	0,20	0,20	0,14	0,08	0,09	0,05	0,05	0,08	0,16	0,05	0,17	0,33	0,11	0,03	0,34	0,28	0,11
<b>La/Th</b>	2,1	1,1	4,4	2,5	0,8	1,1	0,7	0,3	1,2	0,6	0,9	0,8	1,2	1,6	1,9	0,2	1,7	3,5	1,4	0,5
<b>Th/Sc</b>	1,4	2,1	2,5	0,9	1,1	1,6	2,7	1,0	0,9	1,5	3,4	2,6	1,9	1,4	0,8	5,1	0,7	1,0	4,9	0,2
<b>Zr/Sc</b>	14,9	42,8	115,2	18,8	7,5	23,3	62,3	28,2	23,9	25,6	136,2	66,2	40,6	28,5	17,1	29,6	13,1	17,2	71,4	3,5
<b><sup>1</sup>Eu/Eu*<sup>2</sup></b>	0,69	0,63	0,66	0,69	0,71	0,79	0,77	0,84	0,92	0,81	0,64	1,55	1,02	0,75	0,84	1,05	0,66	0,73	0,69	0,67

<sup>1</sup>Eu/Eu\* é um valor teórico para a medida da anomalia de Eu. (Eu>1 anomalia positiva, Eu<1 anomalia negativa).

Fator de Normalização: Condrito de Evensen et al., (1978).

**ANEXO B - QUÍMICA MINERAL (EDS) DE TURMALINA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS (EM %).**

<b>AMOSTRAS</b>	<b>B<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>TOTAL</b>
AC 2F 1	10,91	35,5	34,57	5,46	3,17	0	3,21	81,91
AC 2F 2	12,1	39,22	39,94	5,92	3,17	0	2,17	90,42
AC 2F 3	9,52	30,33	31,98	5	1,96	0	2,85	72,13
AC 2F 4	11,34	37,05	37,56	5,53	2,53	0	2,66	85,34
AC 2F 5	12,24	40,03	39,00	7,55	3,13	0	1,63	91,33
AC 2F 6	8,85	29,4	28,49	2,9	2,62	0	2,96	66,36
AC 2F 7	11,9	48,08	37,76	1,86	0,47	0	0,39	88,56
AC 2F 8	9,46	30,17	30,63	4,06	3,08	0	2,94	70,88
AC 2F 9	11,35	36,79	36,58	7,54	2,29	0	2,42	85,63
AC 2F 10	11,32	37,31	35,79	5,84	3,1	0	2,72	84,76
AC 2F 11	9,69	31,32	31,37	3,81	3,05	0	3,15	72,7
AC 2F 12	11,8	39,44	33,42	8,47	3,86	0	2,76	87,95
AC 2F 13	11,39	37,71	35,91	4,4	4,1	0	2,16	84,28
AC 2F 14	11,82	38,92	36,52	7,48	3,15	0	2,44	88,51
AC 2F 18	11,15	36,28	34,81	8,1	2,43	0	2,42	84,03
AC 2F 19	11,12	36,05	38,48	4,24	2,68	0	1,62	83,08
AC 2F 20	10,16	33,15	32,56	4,35	3,11	0	2,85	76,03
AC 2F 21	12,49	42,29	37,91	7,51	3,24	0	2,27	93,21
AC 2F 22	11,3	36,68	35,17	7,01	3,19	0	2,65	84,69
AC 2F 23	10,66	36,05	34,14	4,51	2,72	0	2,27	79,69
AC 2F 24	12,08	40,17	37,31	7,22	3,19	0	2,41	90,3
AC 2F 25	12,58	41,19	38,29	9,64	3,05	0	2,09	94,25
AC 2F 26	11,87	37,61	36,06	10,45	2,94	0	2,13	89,18
AC 2F 27	10,5	33,89	34,59	5,09	2,8	0	2,21	78,6
AC 2F 30	10,67	34,89	34,6	6,46	1,92	0	2,99	80,85
AC 1C 1	10,43	41,39	37,43	7,68	3,48	0	3,13	93,11
AC 1C 2	10,44	33,69	33,05	4,11	3,49	0	4,24	78,57
AC 1C 4	10,16	32,63	31,74	4,55	3,51	0	3,78	76,36
AC 1C 5	11,55	38,76	33,6	8,81	2,8	0	2,82	86,79
AC 1C 6	9,21	29,12	29,12	4,8	2,9	0	3,59	69,52
AC 1C 7	12,29	38,08	35,08	14,16	2,73	0,23	2,79	93,06
AC 1C 8	11,93	38,38	38,76	7,83	2,08	0,4	2,8	90,25
AC 1C 9	10,48	34,09	31,98	6,76	3,02	0,07	2,62	78,55
AC 1C 10	12,97	42,56	38,47	10,89	2,94	0,1	2,62	97,59
AC 1C 11	11,68	38,13	35,58	7,97	2,99	0,22	2,9	87,78
AC 1C 12	11,5	37,88	34,79	7,13	3,21	0,06	3,29	86,36
AC 1C 13	9,57	30,93	29,77	4,49	2,96	0,13	3,88	72,16
AC 4B 1	10,78	35,02	31,91	4,05	4,7	0,91	2,87	79,45
AC 4B 2	11,58	38,46	33,87	7,36	3,44	0,55	2,82	86,5
AC 4B 3	10,67	35,36	32,14	5,67	3,18	0,44	2,98	79,78
AC 4B 4	10,29	33,21	34,57	3,44	2,99	0,24	2,44	76,89
<b>Média</b>	<b>11,07</b>	<b>36,52</b>	<b>34,76</b>	<b>6,34</b>	<b>2,96</b>	<b>0,08</b>	<b>2,68</b>	<b>83,35</b>