



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ



FACULDADE DE GEOLOGIA



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO (TCC)

HUDSON PEREIRA SANTOS

**PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS ARENITOS
NEOPROTEROZÓICOS DA FORMAÇÃO RAIZAMA,
SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO E FAIXA PARAGUAI,
MATO GROSSO**

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM-PA

FEVEREIRO DE 2011

HUDSON PEREIRA SANTOS

**PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS ARENITOS
NEOPROTEROZÓICOS DA FORMAÇÃO RAIZAMA,
SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO E FAIXA PARAGUAI,
MATO GROSSO**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia da
Universidade Federal do Pará – UFPA, em
cumprimento às exigências para obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Afonso César
Rodrigues Nogueira.

BELÉM
2011

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

S146p Santos, Hudson Pereira

Petrografia e diagênese dos arenitos Neoproterozóicos da Formação Raizama, sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, Mato Grosso / Hudson Pereira Santos; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira – 2011

78 f.: il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2010.

1. Neoproterozóico. 2. Faixa Paraguai. 3. Cráton Amazônico. 4. Formação Raizama. 5. Petrografia Sedimentar. I. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 20° ed.: 551.715098172

HUDSON PEREIRA SANTOS

**PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS ARENITOS
NEOPROTEROZÓICOS DA FORMAÇÃO RAIZAMA,
SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO E FAIXA PARAGUAI,
MATO GROSSO**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia da
Universidade Federal do Pará – UFPA, em
cumprimento às exigências para obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.

Data de aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira - Orientador
Doutor em Geologia Sedimentar
Universidade Federal do Pará (UFPA)

Prof. Dr. José Augusto Martins Corrêa
Doutor em Geoquímica
Universidade Federal do Pará(UFPA)

Membro:

Titulação:

Instituição:

Dedico este trabalho a DEUS, Autor e Consumador da minha fé, a meus pais MARIA DO SOCORRO PEREIRA SANTOS e JOSÉ DE RIBAMAR SANTOS, por todo exemplo de perseverança, família, fé e pelo amor dispensado, a meu irmão HUGO JORGE PEREIRA SANTOS pelos conselhos, e a minha doce DARLENE POWELL DOS SANTOS pelo amor e carinho mesmo em meio as tensões sofridas na realização desse trabalho.

AGRADECIMENTOS

À DEUS, pelas graças por ELE concedidas, incluindo a realização deste trabalho. Toda honra e toda glória seja dada a ELE!

À meus pais, por tudo que vocês tem feito por mim, toda paciência, toda lágrima derramada em momentos de alegrias e tristezas, e inúmeros conselhos durante esses anos de curso. Amo vocês e os honro muito!

À minha querida namorada Darlene, pelo seu amor, paciência, incentivo nas horas cruciais, e dedicação, e a sua família. Mulher virtuosa, quem a achará? A minha eu já achei, te amo! .

Ao prof. Dr. Afonso Nogueira pelos ‘ralhos’ que me fizeram crescer cientificamente. A caminhada é longa!.

Ao Programa de Educação Tutorial-PET, onde iniciei o meu crescimento científico, representado pelo prof. Dr. Vladimir Távora.

À minha turma de 2006, onde cultivei grandes amizades, especialmente PH, Jardel (Popeye), Latino (Junior Abrantes), Cléber, Thiago, César Cardoso, Rafael Marques, Didi, Renan, Ciclope, Deborah, Verena, Camila (Camiliitaaa!), Érika Carla.

Aos amigos de GSED, principalmente aos doutorandos José Bandeira e Joelson Soares pelas grandes contribuições e discussões que só vieram a enriquecer esse trabalho, ao Msc. Isaac Rudnistzick (Half man!!) pelas contribuições a este trabalho, ao amigo Pedro Augusto (Formiga) pelas contribuições nas horas de sacanear!

As amigas de 2005, Joseanna Santos e Kamilla Borges pelas caronas, e pelas dicas em vários assuntos geológicos, hihhi! .

Aos amigos Buck, Ricardo, Ludmila, Neo & Tuca, e Fabi pelos vários momentos de desestresse durante esses cinco anos de curso. Amigos mais chegados que irmãos! .

O temor do Senhor é o princípio da sabedoria, e o conhecimento do Santo é prudência. Provérbios 9-10.

RESUMO

O final do Neoproterozóico na Faixa Paraguai norte e sul do Cráton Amazônico têm sido alvo de intensos debates. A fusão dos blocos Amazônico, São Francisco-Congo, Paranapanema (?), resultaram no soerguimento da Faixa Paraguai – Araguaia. Neste contexto, a Formação Raizama, base do Grupo Alto Paraguai e objeto de estudo deste trabalho, é caracterizada por depósitos siliciclásticos finos a grossos, associados a depósitos transicionais (fluvial com influência de maré) e marinho raso (*foreshore/shoreface*), os quais sobrepõem à sedimentação carbonática do Grupo Araras. A área de estudo compreende os municípios de Glória d'Oeste, Tangará da Serra, Cáceres, Alto Paraguai, e Nobres. O estudo petrográfico de seções delgadas advindas da Faixa Paraguai norte e sul do Cráton Amazônico permitiram a individualização de seis litotipos compreendidos como quartzo-arenitos, subarcóseos, dolomitos-calcíticos, dolomitos, sublitarenitos e *chert*. Os arenitos oriundos do Cráton Amazônico apresentam cimentação de dolomita tardia, enquanto os arenitos da Faixa Paraguai possuem intenso sobrecrescimento de sílica. A concentração de fragmentos líticos varia de 0,3% a 11,7% nas amostras da Faixa Araguaia, sendo estes ausentes nas amostras estudadas do Cráton Amazônico. O padrão dos diagramas QmFLt revelam que os sedimentos da Formação Raizama são provenientes de reciclagem orogênica e blocos continentais estáveis. Os processos diagenéticos descritos em lâminas, são: 1) argilominerais autigênicos; 2) compactação mecânica; 3) crescimento secundário de quartzo; 4) dissolução por pressão ;5) substituição e/ou dissolução de quartzo; e 6) dolomitização. O presente estudo dos arenitos da Formação Raizama permitiu um melhor entendimento dos processos diagenéticos pelo qual essas rochas foram submetidas, contribuindo para a caracterização do Grupo Alto Paraguai, ainda pouco estudado.

Palavra-chave: Neoproterozóico. Faixa Paraguai. Cratón Amazônico. Formação Raizama. Petrografia Sedimentar.

ABSTRACT

The end of the Neoproterozoic in the north of the Paraguay Belt and the south Amazon Craton have been intensely debated. The collision of the Amazon, São Francisco-Congo, and the Paranapanema(?) blocks resulted in the uplift of the Paraguay-Araguaia Belt. In this context, the Raizama Formation, base of the Alto Paraguay Group and the goal of this study, is characterized by fine to coarse siliciclastic deposits, associated with the transitional deposits (fluvial with tidal influence) and shallow marine(foreshore/shoreface), which overlie the carbonate sedimentation of the Araras Group. The area of study includes the municipalities of Gloria d'Oeste, Tangará da Serra, Cáceres, Alto Paraguai and Nobres. The petrographic study of thin sections came from the north of the Paraguay Belt and the south of the Amazon Craton, permitted the individualization of six lithotypes consisted as quartz-sandstone, subarkoses, dolomitic-limestone, dolomite, chert, and sublitharenites. Sandstones from Amazon Craton have late dolomite cementation, whereas the sandstones from Paraguay belt have intense quartz overgrowth. The concentration of lithic fragments fluctuate of 0,3% to 11,7% in the samples from Paraguay Belt, absent in the samples from Amazon Craton. The pattern of the QmFLt diagrams show that the Raizama Formation sediments are recycled orogen and stable continental blocks. The diagenetic processes that intergrade the diagenetic sequence are: 1) authigenic clay minerals; 2) mechanical compaction; 3) quartz overgrowth; 4) pressure solution; 5) replacement and/or solution of quartz; and 6) dolomitization. The study of the Raizama Formation sandstones enable a better understanding of the diagenetic processes by which these rocks have been subjected, contributing to the characterization of the Alto Paraguay Group, which has not been studied much.

Keywords: Neoproterozoic. Paraguay belt. Amazon Craton. Raizama Formation. Sedimentary petrography.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1-	Mapa de localização da área estudada-----	17
FIGURA 2-	Mapa de acessos rodoviários à área em estudo-----	18
FIGURA 3-	Classificação de rochas carbonáticas-----	21
FIGURA 4-	Classificação textural de dolomita-----	21
FIGURA 5-	Diagrama de classificação petrográfica de arenitos-----	22
FIGURA 6-	Diagramas de classificação das rochas de acordo com o ambiente tectônico	24
FIGURA 7-	Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai exposta como - seção esquemática.	28
FIGURA 8-	Contexto geológico da região central da América do Sul, relacionado à - amalgamação dos blocos continentais.	29
FIGURA 9-	Proposta evolutiva para o seguimento norte da Faixa Paraguai-----	30
FIGURA 10-	Fluxograma resumindo propostas estratigráficas sugeridas ao Grupo Alto Paraguai	33
FIGURA.11-	Coluna litoestratigráfica para as sucessões carbonáticas e rochas siliciclásticas pertencentes ao Grupo Alto Paraguai	35
FIGURA 12-	Perfis estratigráficos dos pontos estudados da Formação Raizama exibindo curvas de variação do conteúdo de feldspatos, quartzo, dolomita e argila	37
FIGURA 13-	Seção Panorâmica da Pedreira Império-----	38
FIGURA 14-	Depósitos de plataforma rasa com estratificação cruzada <i>swaley</i> -----	39
FIGURA 15-	Estratificação cruzada acanalada em planta -----	39
FIGURA 16-	Gretas de contração -----	40
FIGURA 17-	Plotagem dos arenitos provenientes do Cráton Amazônico no diagrama Q, F e FR	46
FIGURA 18-	Fotomicrografias expondo a disposição dos grãos do arcabouço dos quartzo-arenitos	49
FIGURA 19-	Difratograma mostrando a composição mineralógica do arcabouço do quartzo-arenito	50
FIGURA 20-	Imagem de MEV apresentando grão de quartzo cimentado por illita-----	50
FIGURA 21-	Fotomicrografias dos constituintes do arcabouço dos subarcóseos-----	52
FIGURA 22-	Imagem de MEV exibindo grão de quartzo (qtz) cimentado por dolomita-----	52
FIGURA 23-	Difratograma exibindo os principais constituintes do arcabouço dos subarcóseos	53

FIGURA 24-	Fotomicrografias do arcabouço dos dolomitos-calcíticos-----	54
FIGURA 25-	Difratograma expondo os principais constituintes do arcabouço dos dolomitos- calcíticos	55
FIGURA 26-	Fotomicrografias dos principais constituintes do arcabouço dos dolomitos---	56
FIGURA 27-	Difratograma exibindo o principal minerail que compõe o arcabouço dos dolomitos	57
FIGURA 28-	Plotagem dos arenitos advindos da Faixa Paraguai no diagrama Q, F e FR-	58
FIGURA 29-	Fotomicrografia do arcabouço dos quartzo-arenitos-----	61
FIGURA 30-	Imagem de MEV evidenciando a presença de illita-----	62
FIGURA 31-	Fotomicrografias representativa do arcabouço dos subarcóseos-----	63
FIGURA 32-	Difratograma das principais espécies minerais encontradas no arcabouço dos subarcóseos	64
FIGURA 33-	Fotomicrografias dos constituintes do arcabouço dos sublitarenitos-----	65
FIGURA 34-	Difratograma expondo as principais espécies minerais dentre os sublitarenitos	66
FIGURA 35-	Fotomicrografias dos constituintes do arcabouço dos cherts-----	68
FIGURA 36	Plotagem dos arenitos da Formação Raizama que ocorrem no Cráton Amazônico em diagrama QFL, QmFLT e QpLvLs para classificação do ambiente tectônico	70
FIGURA 37-	Plotagem dos arenitos oriundo da Faixa Paraguai (Formação Raizama) em diagrama QFL, QmFLT e QpLvLs para classificação do ambiente tectônico	71
FIGURA 38-	Franja de argilomineral (illita) dispostas perpendicularmente a superfície do grão	74
FIGURA 39-	Distinção entre grão e cimento de quartzo auxiliado pela linha de sujeira (dust line)	76
FIGURA 40-	Grãos originalmente esféricos mostrando os limites dos grãos de quartzo, o cimento de quartzo e o <i>overlap</i>	77
FIGURA 41-	Contato suturado entre grãos de quartzo-----	78
FIGURA 42-	Grão de quartzo com bordas corroídas-----	79

LISTA DE TABELA

TABELA 1-	Relação das amostras estudadas com as respectivas fácies, descrições, e associações de fácies	42
TABELA 2-	Frequência (%) da composição mineralógica dos arenitos da Formação Raizama no Cráton Amazônico	47
TABELA 3-	Frequência (%) da composição mineralógica dos arenitos da Formação Raizama na Faixa Paraguai	59
TABELA 4-	Processos diagenéticos identificados nos arenitos da Formação Raizama	73

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1-	Condições operacionais do difratômetro para o método do pó em rocha total	26
-----------	---	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	15
1.1	APRESENTAÇÃO.....	15
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	16
1.3	OBJETIVO.....	19
1.4	METODOLOGIA.....	19
1.4.1	Análise Bibliográfica.....	19
1.4.2	Descrição e classificação de lâminas petrográfica.....	20
1.4.3	Classificação do ambiente tectônico.....	23
1.4.4	Diagênese.....	24
1.4.5	Microscópio.....	25
1.4.6	Difração de Raios-X.....	25
1.4.7	Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	26
2	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	27
3	FORMAÇÃO RAIZAMA.....	31
3.1	TRABALHOS PRÉVIOS.....	31
3.2	LITOESTRATIGRAFIA.....	34
3.3	PERFIL ESTUDADO.....	36
4	FÁCIES SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO RAIZAMA.....	41
5	PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO RAIZAMA.....	45
5.1	CRÁTON AMAZÔNICO.....	45
5.1.1	Quartzo-arenito.....	48
5.1.2	Subarcóseo.....	51
5.1.3	Dolomito e Dolomito-calcítico.....	53
5.2	FAIXA PARAGUAI.....	57
5.2.1	Quartzo- arenito.....	60
5.2.2	Subarcóseo.....	62
5.2.3	Sublitarenito.....	64
5.2.4	Chert.....	66

6	AMBIENTE TECTÔNICO.....	69
6.1	AMBIENTE TECTÔNICO DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	69
6.2	AMBIENTE TECTÔNICO DA FAIXA PARAGUAI.....	71
7	EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA.....	73
7.1	ARGILOMINERAIS AUTIGÊNICOS.....	74
7.2	CIMENTAÇÃO DE QUARTZO.....	75
7.3	COMPACTAÇÃO MECÂNICA.....	76
7.4	COMPACTAÇÃO QUÍMICA.....	77
7.5	SUBSTITUIÇÃO E/OU DISSOLUÇÃO DO QUARTZO.....	78
7.6	DOLOMITIZAÇÃO.....	79
8	CONCLUSÃO.....	80
	REFERÊNCIAS	82

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O final do Pré-cambriano caracteriza-se por um ambiente com baixa disponibilidade de oxigênio, e eventos glaciais que atingiram latitudes inferiores os quais foram bruscamente substituídos por fases de superaquecimento global, com expressivas oscilações isotópicas da água do mar e instalação de plataformas carbonáticas (KNOLL *et al.*, 1986; DERRY; KAUFMAN; JACOBSEN, 1992; YOUNG, 1995). A rápida movimentação das placas resultou na abertura de novas margens passivas e fechamento de orógenos, resultando em expressivas variações eustáticas (SCHRAG; HOFFMAN, 2001; NOGUEIRA *et al.* 2003; ALLEN; HOFFMAN, 2004).

A Faixa Paraguai, no estado do Mato Grosso, insere-se nesse contexto como uma importante unidade geotectônica do Brasil, composta por depósitos sedimentares que testemunham eventos anômalos de idade neoproterozóica, sendo interpretada como uma sutura de colisão himalaiano originada pela convergência dos blocos Amazônia, São Francisco-Congo, Paraná ou Paranapanema (?), durante a tectônica Brasileira/Pan-Africana (550-500 Ma) (ALMEIDA, 1984; HASUI; HARALYI; COSTA, 1992; TROMPETTE; ALVARENGA; WALDE, 1998; ALKMIN, MARSHAK, FONSECA, 2001; TRINDADE *et al.* 2003; NOGUEIRA *et al.*, 2007). A maioria das unidades litoestratigráficas aflorantes na Faixa Paraguai distribuem-se na zona dobrada e na parte sul do Cráton Amazônico, encontrando-se subhorizontalizadas.

A Formação Raizama, objeto deste estudo, representa uma sucessão de rochas sedimentares terrígenas, com idade superior a 570 Ma, possuindo uma espessura de 1.600 m, sobrepondo em discordância ao Grupo Araras (ALMEIDA, 1964) (Figura 1). Ademais, esta é composta por arenitos finos a grossos, com grãos bem selecionados e arredondados, incluídos em associações de fácies características de um sistema flúvio-lacustre (BANDEIRA, 2009).

Este trabalho visa a descrição petrográfica e caracterização da seqüência diagenética dos arenitos da Formação Raizama, de acordo com a prévia divisão de

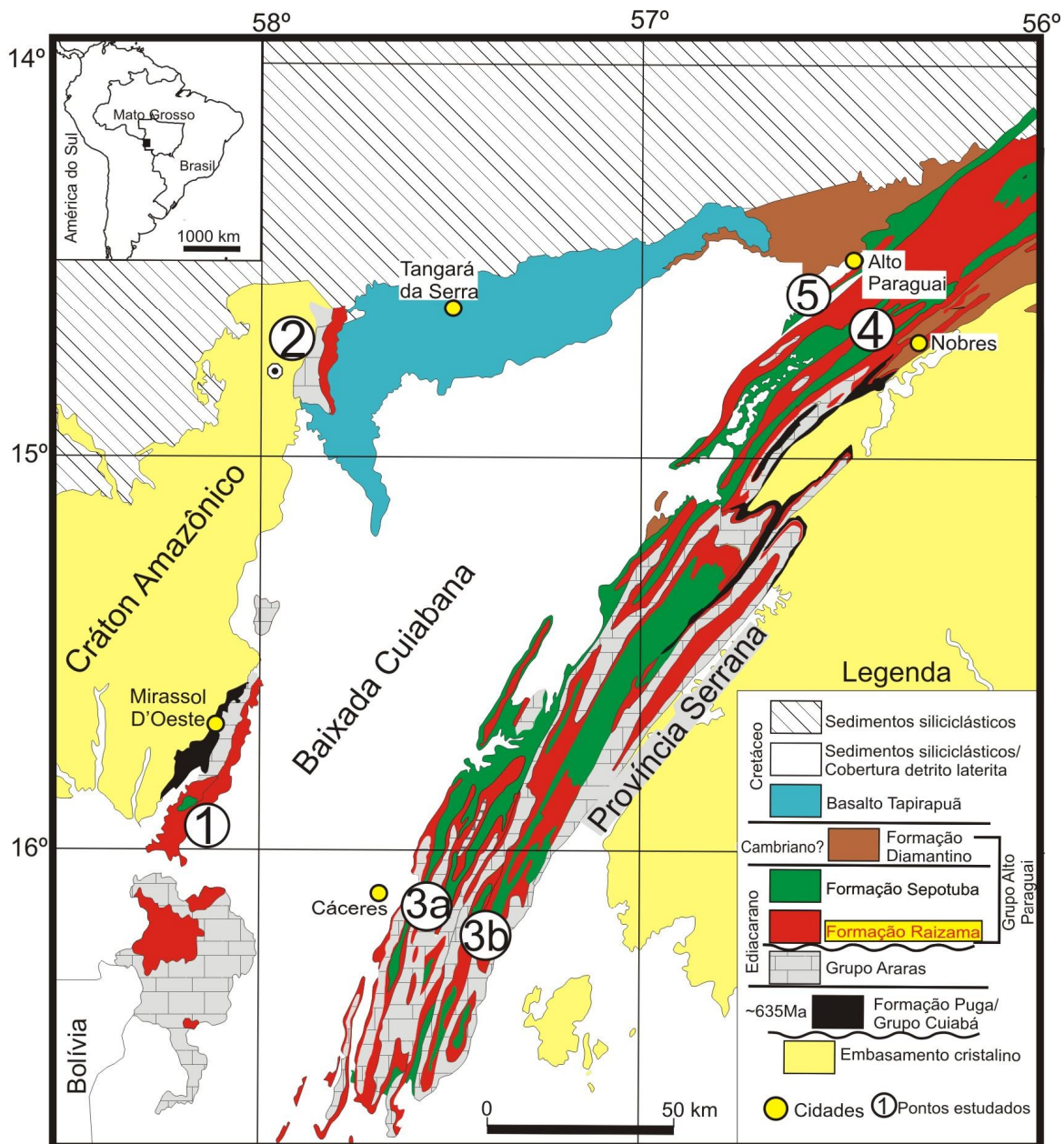
fácies proposta por Bandeira (op. cit.), além de comparar os arenitos aflorantes no sul do Cráton Amazônico com os da Faixa Paraguai.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de coleta das amostras para o estudo petrográfico localiza-se na Região Centro-Oeste do Brasil, na porção sudoeste do estado do Mato Grosso, nos municípios de Tangará da Serra, Glória d'Oeste, Cáceres, Nobres, e Alto Paraguai, inseridos nos domínios da Folha SD-21-Cuiabá (Figura 1).

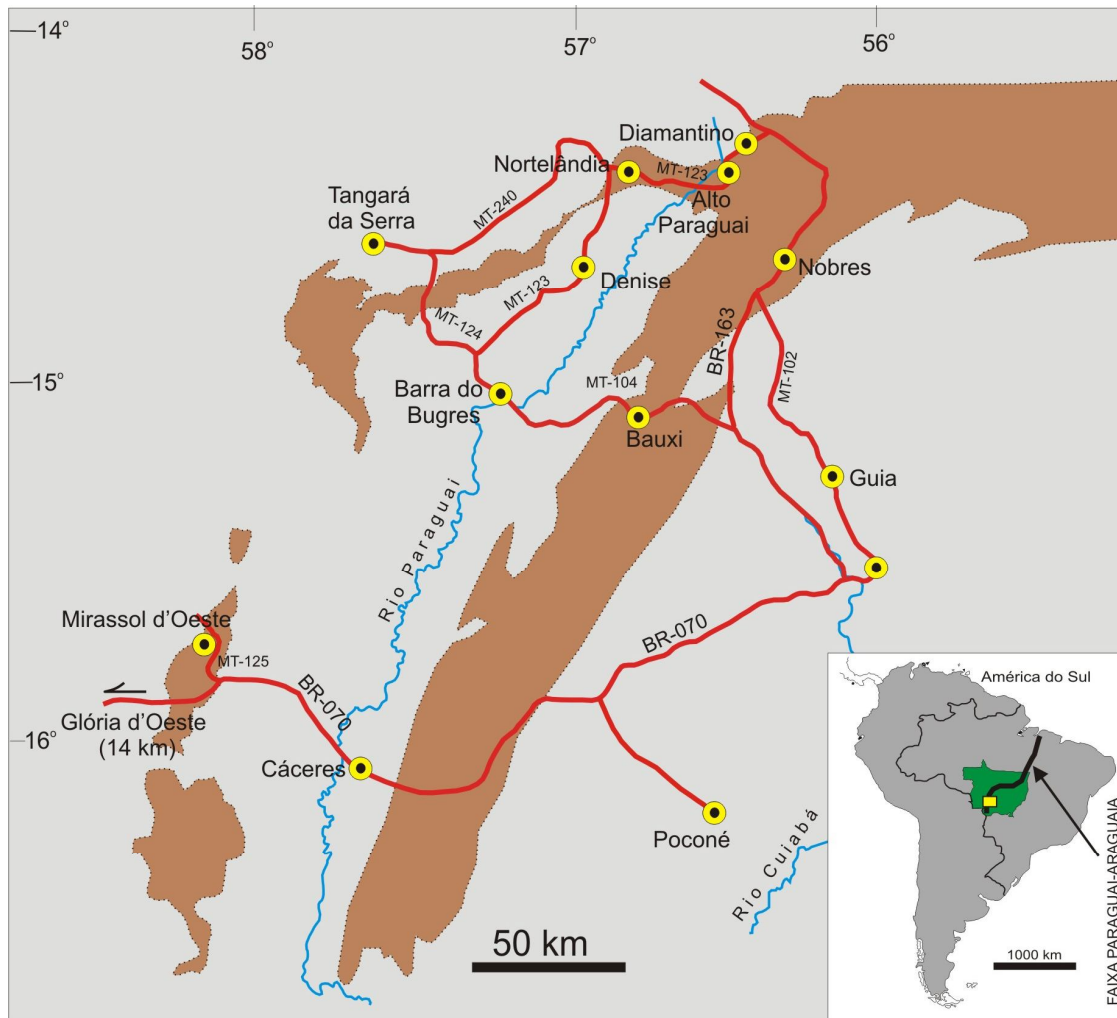
Os arenitos da Formação Raizama apresentam suas melhores exposições em pedreiras e em escassos cortes de estradas, muitas vezes intemperizados e cobertos por solos, depósitos de talus, e densa cobertura vegetal. O acesso a essas exposições se faz pela rodovia federal BR-070, e pelas rodovias estaduais MT-240, 123, e 102.

Os afloramentos da Formação Raizama descritos na borda sul do Cráton Amazônico apresentam-se sub-horizontalizadas, enquanto que os encontrados ao longo da Faixa Paraguai norte estão dobrados, e geralmente as observações são feitas sem um flanco, para evitar repetições da estratigrafia.



(Modificado de Silva Jr., 2006)

FIGURA 1 - Mapa de localização da área estudada.



(Modificado de Silva Jr., 2006)

● Cidade Drenagem Estradas Áreas de afloramentos das sucessões neoproterozóicas pós-Marinoano.

FIGURA 2 - Mapa de acessos rodoviários à área em estudo.

1.3 OBJETIVO

Os objetivos concernentes ao presente trabalho visam a caracterização petrográfica e das fases diagenéticas dos depósitos siliciclásticos da base do Grupo Alto Paraguai, a Formação Raizama, aflorantes no sul do cráton Amazônico e porção norte da Faixa Paraguai. Para tanto, especificamente o trabalho visa:

- a) Descrição, caracterização textural e classificação dos arenitos da Formação Raizama;
- b) Determinação do ambiente tectônico e seus estágios diagenéticos com base nos dados petrográficos
- c) Determinação da seqüência diagenética da Formação Raizama;
- d) Comparação dos arenitos da Formação Raizama presentes na Faixa Paraguai Norte com as encontradas na borda sul do cráton Amazônico.

1.4 METODOLOGIA

Para a obtenção dos resultados referentes aos objetivos deste trabalho, foram realizadas as seguintes técnicas:

1.4.1 Análise Bibliográfica

Inicialmente foram feitas avaliação das bibliográficas nacionais e internacionais concernentes a Faixa Paraguai Norte e o Grupo Alto Paraguai, especificamente à Formação Raizama, quanto à origem, ocorrência e composição petrográfica.

1.4.2 Descrição e classificação de lâminas petrográfica

Foram utilizadas amostras da área de estudo pertencentes ao acervo do Grupo de Geologia Sedimentar (GSED), coletadas durante as campanhas de campo nas proximidades dos municípios de Cáceres, Glória d'Oeste, Tangará da Serra, Nobres, e Alto Paraguai. Dessas amostras foi possível a confecção de 47 lâminas delgadas sem lamínulas, as quais foram tingidas com alizarina vermelha S, a uma concentração de 0,2/ 100 ml de 1,5% de ácido clorídrico (HCl) afim de haver distinção entre calcita e dolomita. Além disso, tingiu-se com ferricianeto de potássio ($K_3Fe(CN_6)$) a uma concentração 2g/100 ml de ácido clorídrico afim de identificar cimentos carbonáticos ferrosos e não-ferrosos. (ADAMS; MACKENZIE; GUILFORD, 1987).

As lâminas delgadas foram analisadas por meio da quantificação dos constituintes através do método da contagem de 300 pontos e determinação dos aspectos mineralógicos, texturais e diagenéticos, sendo classificadas segundo as propostas de Folk (1974) e Tucker (1992).

A classificação de Tucker (op. cit.) propõe que as rochas carbonáticas sejam divididas com base no conteúdo de dolomita da rocha, sendo esta dolomita oriunda do retrabalhamento de minerais carbonáticos pré-existentes, ou, comumente, na forma de cimento dolomítico (Figura 3). Concernente aos aspectos texturais dos dolomitos considerou-se a proposta de Sibley; Gregg (1987) (Figura 4), o qual considera o grau de preservação das estruturas originais, a natureza e forma do limite dos cristais e o tamanho da população dos cristais. Além disso, a classificação petrográfica dos arenitos foi feita de acordo com o modelo classificação de Folk (op. cit.) (Figura 5), onde a porcentagem de quartzo, feldspato, fragmentos de rochas, e matriz levaram a determinação do tipo de arenito.

Rocha carbonática	Conteúdo de dolomita
carbonato	0-10%
carbonato-dolomítico	10-50%
dolomito-calcítico	50-90%
dolomito (dolostone)	90-100%

FIGURA3- Classificação de rochas carbonáticas baseando-se no conteúdo de dolomita, fundamentada em Tucker (1992).

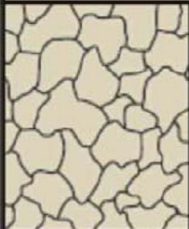
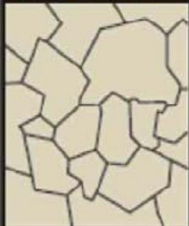
CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE DOLOMITAS	
	<p>Fábricas não - planares</p> <p>Mosaico xenotópico formado por cristais anédricos, com limites intercristalinos em sua maioria curvados, lobados, serrilhados ou irregulares. Junções cristal - face são raramente preservadas; cristais comumente mostram extinção ondulante sob luz polarizada.</p>
	<p>Fábricas planares</p> <p>Planar - e (euedral): os cristais de dolomita mostram formas romboédricas; o espaço intercristalino é preenchido por outros minerais ou por poros.</p>
	<p>Planar - s (subedral): os cristais de dolomita são subédricos a anédricos com limites de compromisso retilíneos e muitas junções cristal - face. Apresenta baixa porosidade e/ou pouca matriz no espaço intercristalino.</p>

FIGURA 4- Classificação textural de dolomita. (Modificado de Sibley & Gregg, 1987)

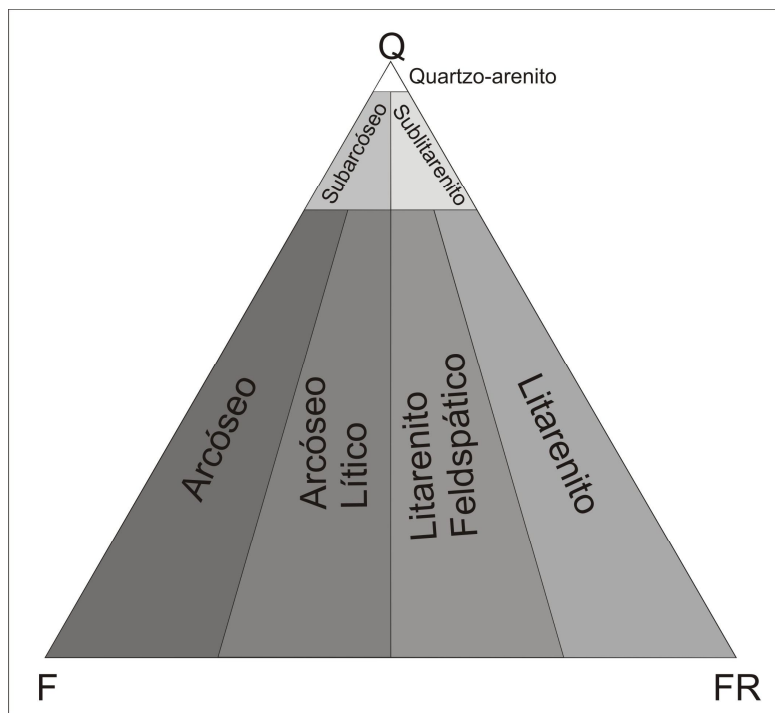


FIGURA 5 - Diagrama de classificação petrográfica de arenitos segundo Folk (1974). Q= Quartzo; F = Feldspato; Fr = Fragmento de rocha.

Os *cherts* foram classificados como acamadados e nodulares fundamentando-se em Tucker (1992), levando-se em consideração os três tipos principais de sílica: microquartzo, megaquartzo, calcedônia quartzo.

Cherts estratificados são freqüentemente associados com rochas vulcânicas, sendo que o problema desses *cherts* está centrado na origem vulcânica ou biogênica da sílica. Além disso, esses ocorrem comumente em cinturões de montanhas e outras zonas de rochas deformadas, com estratificação, característica principal destes *cherts*, geralmente na escala centimétrica a milimétrica. A partir dessas características pode-se sugerir que os *cherts* estratificados são depositados por corrente, provavelmente correntes turbidíticas, derivadas de áreas próximas a topografias mais elevadas onde sedimentos silicosos foram primeiramente depositados (TUCKER, op. cit).

Cherts nodulares são desenvolvidos principalmente em carbonatos e em menor proporção em folhelhos e evaporitos, sendo eles pequenos a grandes, nódulos subsféricos a irregulares, comumente concentrados ao longo de planos de acamamento particulares. Muitos *cherts* nodulares são diagenéticos, formados por

retrabalhamento, embora eles comumente ainda refletirem a deposição de sedimentos ricos em sílica (TUCKER, 1992).

1.4.3 Classificação do ambiente tectônico

Por meio da contagem de constituintes do arcabouço da rocha e dos diagramas QtFL, QmFLt e QpLvLs elaborados por Dickinson; Suczek (1979) foi possível a determinação da proveniência relacionada ao ambiente tectônico dos arenitos da Faixa Paraguai e da borda sul do cráton Amazônico, demonstrando dessa forma a importância do controle tectônico na constituição do arcabouço da rocha (Figura 6).

Segundo Dickinson; Suczek (op. cit.) a composição desses diagramas ocorre pela classificação dos grãos detríticos do arcabouço da rocha, onde:

Q: Grãos totais de quartzo (monocristalino e policristalino, incluindo sílex (Sx)). Logo, $Q = Q_m + Q_p + S_x$.

Q_m: quartzo monocristalino; Q_p: quartzo policristalino, incluindo sílex; Q_t: quartzo total; F: Feldspatos totais ($F = F_k + P$); F_k: Feldspato potássico; P: Plagioclásio; L_s: Fragmento de rocha sedimentar; L_m: Fragmento de rocha metamórfica; L_v: Fragmento de rocha vulcânica; L: Fragmentos líticos instáveis ($L = L_s + L_m + L_v$); L_t: total de fragmentos líticos ($L + Q_p$).

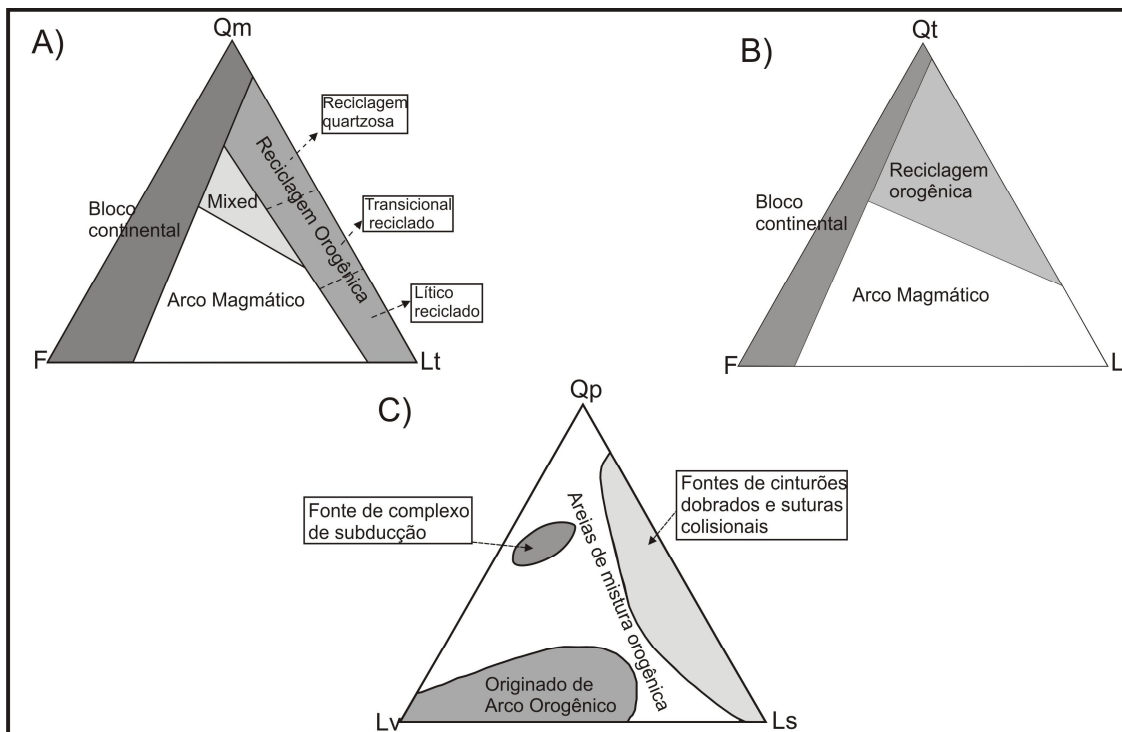


Figura 6 - Diagramas de classificação das rochas de acordo com o ambiente tectônico. (Modificado de Dickinson & Suczek, 1979).

1.4.4 Diagênese

Segundo Moraes (1986) a diagênese é compreendida como um conjunto de transformações sofridas por um sedimento desde a sua deposição até o início do metamorfismo, ocorrendo a temperaturas da ordem de 200°C e a profundidades de mais de 10 km. Durante o processo de diagenese ocorrem transformações em muitos minerais devido às mudanças físicas e químicas atuando em diferentes condições de temperatura e pressão, além da percolação de fluídos. A análise dos aspectos diagenéticos do trabalho teve como base as discussões De Ros; Moraes (1984) considerando as três principais subdivisões da diagênese: Eodiagênese, Mesodiagênese, e Telodiagênese, propostas inicialmente por Choquette; Pray (1970), seguidas por Schmidt; McDonald (1979), e Dapples (1979). A eodiagênese corresponde a processos que ocorrem próximos ou na superfície de sedimentação, onde o quimismo das águas intersticiais é ligado ao ambiente superficial; agindo em subsuperfície, a mesodiagênese atua no decorrer do soterramento efetivo em

profundidades que isolem a rocha da influência da superfície, até a região do anquimetamorfismo; e processos que ocorrem próximo ou na superfície, após sofrerem prévio soterramento são denominados de telodiagênese (DE ROS; MORAES, 1984).

Estas análises objetivaram um melhor entendimento dos processos ocorridos após o evento deposicional, permitindo montar uma história diagenética da área estudada (*ver capítulo 7*).

1.4.5 Microscópio

A análise petrográfica das lâminas delgadas foi realizada com o microscópio petrográfico Axiolab e acessórios da Zeiss, acoplado a uma câmera digital Sony CYBERSHOT modelo DSC-S75, com 3.3 mega pixels e zoom de 6.0x em modo cena, pertencente ao Laboratório de Microscopia Sedimentar, do Grupo de Geologia Sedimentar (GSED) da Universidade Federal do Pará (UFPA).

1.4.6 Difração de Raios-X

A identificação da assembléia mineralógica de algumas amostras foi realizada no Laboratório de Difração de Raios-X Walter Klaus Schuckman sob cuidados do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada – GMGA da UFPA. As amostras foram analisadas no método do pó, as quais foram previamente desagregadas em graal de ágata e pulverizadas separadamente até a fração argila, de onde se utilizou cerca de 20g de cada amostra analisada.

O difratômetro utilizado foi o X"Pert Pro MPD, da *PANalytical*, equipado com tubo de cobre e monocromador de grafite, ânodo de Co, em um intervalo de 5° a 75° 2θ. As condições operacionais para o método do pó foram as seguintes:

Posição inicial [°2Th.]	5,0084
Posição final [°2Th.]	74,9804
Tamanho do passo [°2Th.]	0,0170
Tempo de scaneamento do passo [s]	10,3377
Tipo de scaneamento	Contínuo
Temperatura [°C]	25
Material do anodo	Co
Configurações do gerador	35 mA, 40 kV

Quadro 1: Condições operacionais do difratômetro para o método do pó em rocha total.

Os resultados das amostras foram tratados no *PANanalytical X'PERT High Score* versão 2006 e busca no banco de dados do PCPDFWIN (*Powder Diffraction File – International Centre for Diffraction Data*).

1.4.7 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A análise microestrutural foi feita com auxílio de MEV, pertencente ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da UFPA, sob coordenação do prof.Dr. Cláudio Lamarão, permitindo o melhor entendimento das relações entre os grãos pertencentes ao arcabouço da rocha.

As imagens morfológicas de algumas amostras estudadas foram obtidas por um microscópio eletrônico de varredura, da marca *Zeiss*, modelo LEO 1430. Inicialmente as amostras foram metalizadas com carbono no equipamento *Edwardes S 150*, permitindo dessa forma uma melhor imagem em profundidade das amostras.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Faixa de dobramento Paraguai encontra-se na borda sul oriental do Cráton Amazônico (ALMEIDA, 1964), sendo interpretada como uma continuação da Faixa Araguaia, no estado do Pará, dentro do estado do Mato Grosso (SILVA JR., 2006). Esta surge como uma importante unidade geotectônica, dentro do contexto do final do Pré-Cambriano, representando um marco para os depósitos sedimentares que registram eventos anômalos Neoproterozóicos, já que vem a encerrá-los (NOGUEIRA *et al.*, 2003, 2007; TRINDADE *et al.*, 2003; SILVA JR., *op.cit.*).

O tipo de bacia que acomoda os depósitos da Faixa Paraguai ainda é motivo de discussões, no entanto, existem hipóteses que a classificam como um mega-gráben deformado durante a fissão dos continentes Laurentia e Gondwana, ou consideram a bacia tipo ante-país (*Foreland*) (DALZIEL, 1992; TROMPETTE, 1994; SILVA JR., *op. cit.*).

Almeida (1964, 1965) subdividiu a Faixa de Dobramento Paraguai em três províncias individualizadas pelas características estruturais, a saber: a) Baixada do Alto Paraguai, apresentando camadas com mergulho baixo a oeste assentadas sobre o Complexo Brasileiro; b) Província Serrana compreende uma faixa de dobramentos com 35 km de largura e não menos que 300 km de comprimento, contendo dobras simétricas e assimétricas com planos axiais verticais (alto ângulo), onde tais planos, em sua maioria, inclinam-se preferencialmente E / SE, além de apresentarem falhas inversas de alto ângulo; e c) Baixada Cuiabana caracterizada por esforços compressores de E /SE causando deformação e falhamentos, além de deformação plástica em suas rochas expostas a metamorfismo na fácies xisto verde (Figura 7). Além disso, a foliação plano-axial é freqüentemente orientada para NE, com mergulhos para SE. Somente com Nogueira (2003) e Nogueira *et al.*(*op.cit.*) a Faixa Paraguai se subdividiu em duas zonas: a zona de cavalgamento e dobramento e as sub-bacias ante-fossa (*foredeep*), contextualizada em uma bacia ante-país (*foreland*).

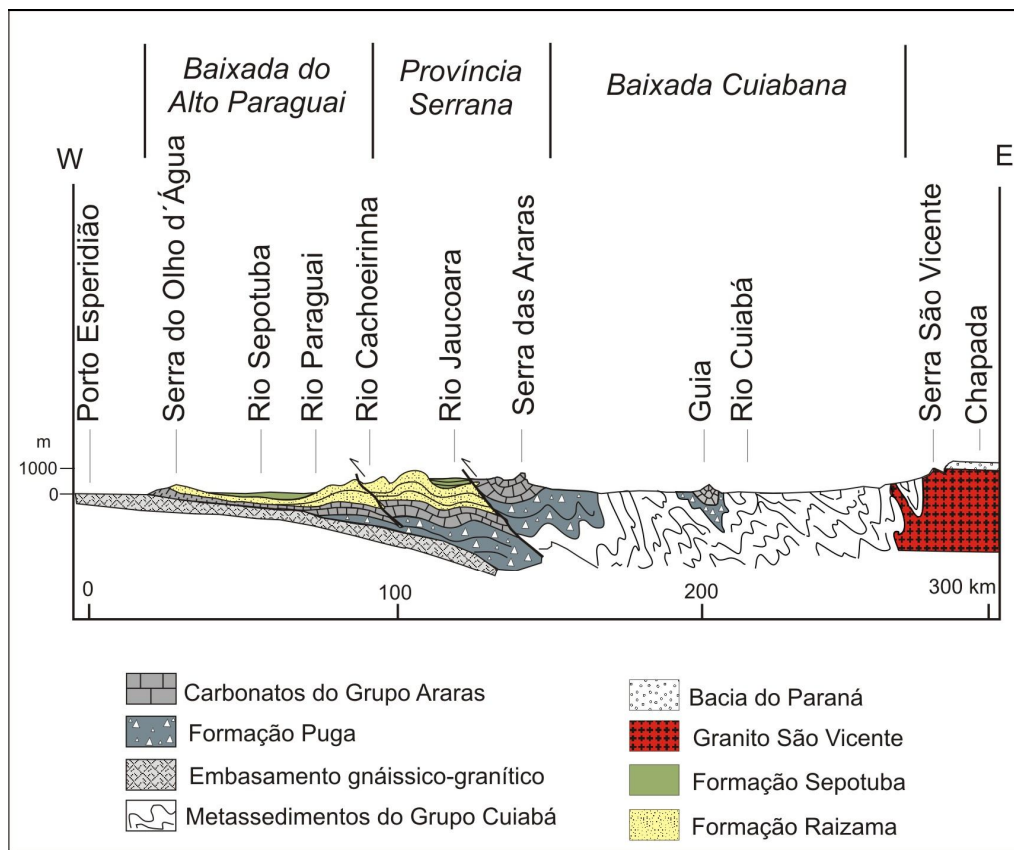


FIGURA 7- Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai exposta como seção esquemática com direção E – W. Modificado de Almeida (1964).

Ademais, entende-se que a Faixa Paraguai seja resultado de uma sutura colisional tipo himalaiano, ocasionada pela colisão convergente dos blocos continentais compreendidos por Amazônia, a oeste, São Francisco- Congo, a leste, e o bloco Paranapanema (?) ou Paraná, a sul, durante a tectônica Brasileira / Pan-Africana, com aproximadamente 550 a 500 Ma, culminando no fechamento do mar *Brazilides*, também chamado de *Clymene* (Figura 8) (ALMEIDA, 1984;; HASUI; HARALYI; COSTA, 1992; TROMPETTE; ALVARENGA; WALDE, 1998; TROMPETTE, 2000; ALKMIN, MARSHAK, FONSECA, 2001; TOHVER *et al.* 2010).

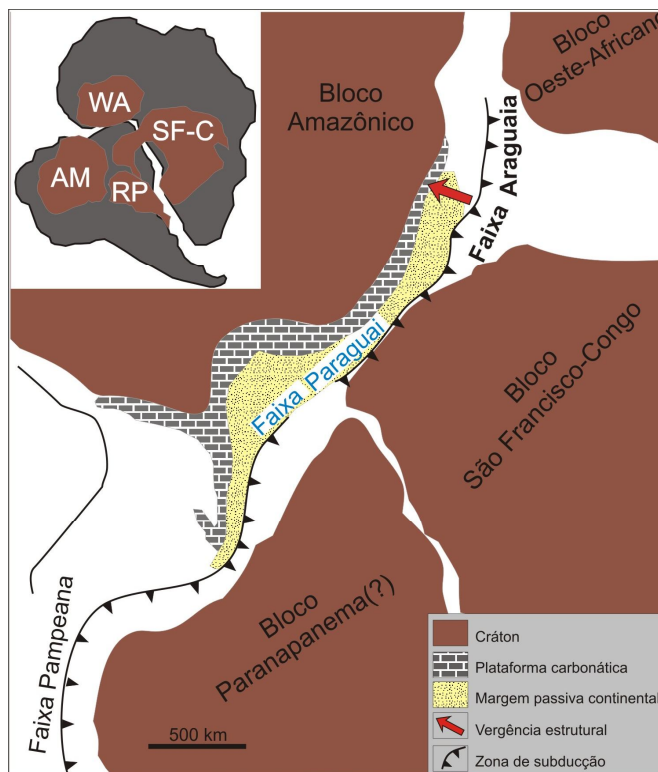


FIGURA 8 - Contexto geológico da região central da América do Sul, relacionado à amalgamação dos blocos continentais Amazônico a oeste, São Francisco – Congo a sudeste, e Paranapanema(?) a sul, durante a tectônica Brasileira / Pan-Africana. Modificado de Nogueira (2003).

O sul do cráton Amazônico por meio do seu modelo paleotectônico atual indica que através da fissão do supercontinente Rodínia houve o surgimento de vários blocos no Paleo-Proterozóico, os quais posteriormente, durante o Neoproterozóico, fundiram-se formando o supercontinente Pannotia (HOFFMAN, 1991). O supercontinente Pannotia inicia um novo estágio de fissão o qual se finaliza no Cambriano Inferior originando os continentes Gondwana, Laurentia, dentre outros (ALKMIN, MARSHAK, FONSECA, 2001). Neste contexto, o Gondwana é compreendido como um mosaico crustal feito de blocos continentais ou crátons Arqueanos-Mesoproterozóicos suturados durante colisões neoproterozóicas, onde estas colisões resultaram na evolução da orogênese Brasileira/Pan-Africana com 550-500 Ma (GOODWIN, 1996; TROMPETTE, 2000; ALKMIN, MARSHAK, FONSECA (op. cit.); TOHVER; D'AGRELLA FILHO; TRINDADE, 2006).

O aumento do aporte sedimentar de terrígeno liga-se diretamente ao soergimento das áreas a SE, influenciadas pelo primeiro estágio colisional entre os blocos Amazônia e Paranapanema (?) resultando no fechamento do oceano *Brazilides* ou *Clymene* (ALKMIN, MARSHAK, FONSECA, 2001; TOHVER *et al.*,

2010.). Associado ao influxo de terrígenos ocorre um novo evento transgressivo que veio a encerrar a sedimentação carbonática representada por extensas capas carbonáticas, depositadas sobre o Cráton Amazônico em ambiente de plataforma marinha rasa e moderadamente profunda após os eventos glaciais Puga correlatos à glaciação global *Marinoan* (630 Ma), dando início a deposição siliciclástica do Grupo Alto Paraguai, marcado por ambientes plataformais influenciados por maré e tempestade como na Formação Raizama. Preferencialmente, o sistema Raizama exibia um *trend* de migração das paleocorrentes para NW (Figura 9). (NOGUEIRA 2003; NOGUEIRA *et al.* 2003, 2007; SILVA JR., 2006)

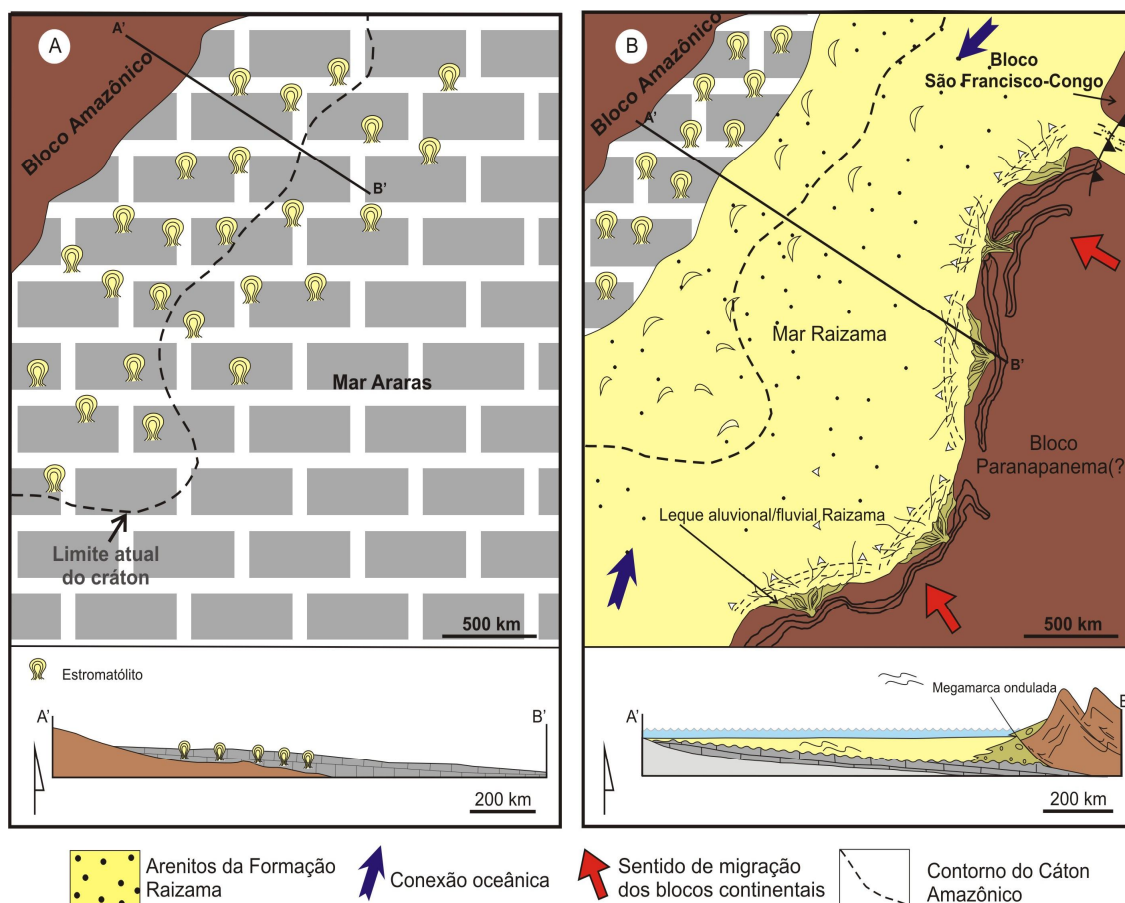


FIGURA 9-Proposta evolutiva para o seguimento norte da Faixa Paraguai. (A) estágio final da deposição do Grupo Araras, após 630 Ma, com a locação de planícies de maré carbonática de clima árido que recobrem grandes áreas do Cráton Amazônico, marcando um raseamento da Bacia Araras, dando início a supressão dos carbonatos pelos terrígenos, indicando o início do soergimento das áreas fontes a SE. (B) A sedimentação siliciclástica proveniente das áreas soergidas inibe permanentemente a precipitação dos carbonatos, formando uma plataforma ras na região sul do Cráton, com deposição retrogradante predominantemente litorânea influenciada por maré e tempestade (Formação Raizama) (Modificado de Silva Jr., 2006).

3 FORMAÇÃO RAIZAMA

3.1 TRABALHOS PRÉVIOS

As primeiras citações acerca da Formação Raizama foram feitas pelo Conde Francis de Castelnau (1850 *apud* ALMEIDA, 1964) durante sua visita a Serra do Tombador, expressa em sua obra “*Expédition dans les parties centrales de l’Amérique du Sud*”. Em seguida, J. W. EVANS (1894) denominou a formação de *Rizama Sandstone*, caracterizada pela presença de arenitos feldspáticos, estando discordante com a unidade por ele denominada de *Arara Limestone*.

Após alguns anos, Lisboa (1909 *apud* ALMEIDA, 1964) inseriu a Formação Raizama na Série Jacadigo, sendo imprecisa sua descrição, e sem justificar a comparação com base litológica. Grandes contribuições mais tarde foram somadas por Almeida (1964) à geologia da Província Serrana, vindo a agrupar as formações Raizama, Sepotuba, e Diamantino em um único pacote de rochas pré-silurianas compreendido como Grupo Alto Paraguai, além de reconhecer os arenitos pertencentes a base do Grupo Alto Paraguai sobrepostos aos calcários do Grupo Araras. Vieira (1965), em seu relatório sobre a Estratigrafia e estrutura da região de Rondonópolis, Mato Grosso, notou a Formação Raizama sobre os calcários da Formação Corumbá, notando seus afloramentos na subida da Serra do Tombador, inserindo-lhe na Formação Urucum.

Hennies (1966 *apud* BARROS, 1982.), em sua tese de doutoramento sobre a geologia do centro-norte matogrossense, veio a reafirmar a conceituação aplicada para os arenitos da Formação Raizama dada por Almeida (1964).

Guimarães; Almeida (1972), Figueiredo; Olivatti (1974), Luz *et al* (1980), dentre outros (Figura 10), vieram a contribuir através de novos conhecimentos sobre a Formação Raizama, bem como a ampliar sua área de ocorrência acrescentando ou eliminando unidades litoestratigráficas dentro do Grupo Alto Paraguai, estando ainda de acordo com os trabalhos antigos mais relevantes de Almeida (1964) e Vieira (1965).

Pioneiramente, Almeida (1964) interpretou o paleoambiente da Formação Raizama reportando-a a um ambiente de águas pouco profundas, epineríticas, onde a bacia sofria continua subsidência na Província Serrana, atestada pela espessura

da formação. Figueiredo; Olivatti (1974) sugere um ambiente marinho epinerítico, onde a sedimentação estaria ligada a uma regressão marinha. Nogueira *et al.* (2007) interpreta o paleoambiente de plataforma rasa com influência de tempestade e maré.

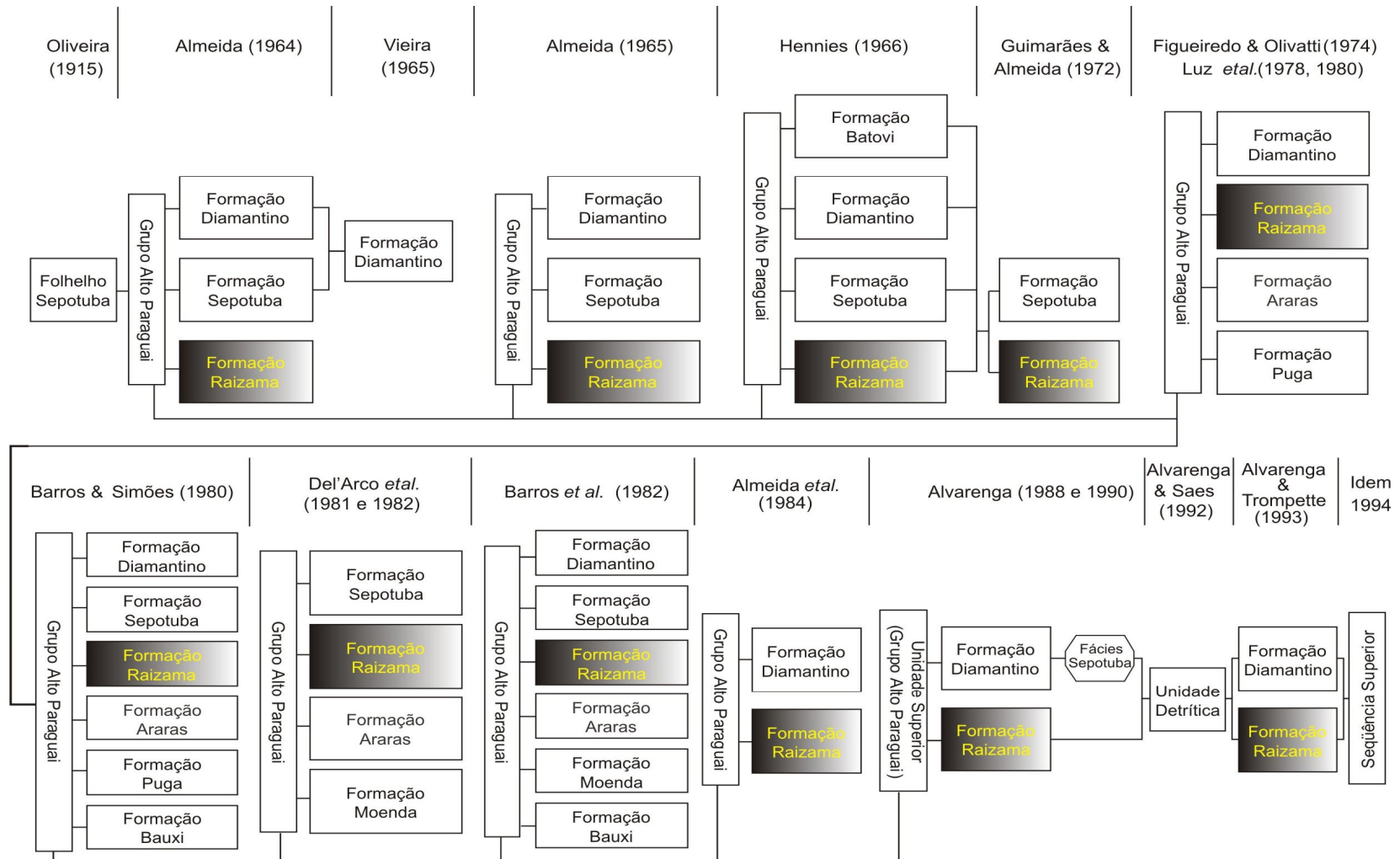


FIGURA 10-Fluxograma resumindo propostas estratigráficas sugeridas ao Grupo Alto Paraguai. Cada arranjo colunar tem seu autor correspondente. As denominações dos grupos estão listadas em retângulos verticalmente ao contrário dos demais termos formais. Destaque feito a Formação Raizama em letras amarelas (Modificado de Silva Jr., 2006).

3.2 LITOESTRATIGRAFIA

O Grupo Alto Paraguai corresponde a um complexo de rochas pré-silurianas, com mais de 3000 m de espessura, composto da base para o topo pelas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino, onde estas não correspondem a tipos únicos de rochas, mas uma variedade litológica específica (Figura 11). Ademais, apresenta discordância erosiva entre a seqüência carbonatada do Grupo Araras e os sedimentos detríticos arenosos da base da Formação Raizama (ALMEIDA, 1964). Na Faixa Paraguai, as unidades litoestratigráficas aflorantes distribuem-se, em sua maioria, na zona dobrada e na parte sul do Cráton Amazônico, onde as camadas estão dispostas de forma sub-horizontalizadas (ALMEIDA 1984, NOGUEIRA *et al.* 2003, 2007, SILVA JR., 2006). A proposta estratigráfica adotada pelo trabalho é baseada em Nogueira *et al.* 2007, visto que é a que melhor representa o Grupo Alto Paraguai devido a escassez de estudos mais detalhados do ponto de vista sedimentológico e petrográfico.

De acordo com Barros *et al.* (1982), é provável que o Grupo Alto Paraguai tenha se desenvolvido entre 900-570 Ma, interpretado esse como produto de esforços distensivos que atuaram na borda leste do Cráton Amazônico. Além disso, seu limite superior (570 Ma) liga-se as fases tardias do evento orogênico Brasileiro ocorrido por volta de 550 Ma.

A Formação Raizama, tema do presente estudo, de acordo com Almeida (1964), exibe uma espessura de 1600 m, constituída por arenitos, com siltitos e folhelhos subordinado. Nogueira (op.cit.) veio a seguir a proposta de Almeida (op.cit), mantendo a Formação Raizama sobreposta ao Grupo Araras, caracterizando-a litologicamente como composta por arenitos, pelitos e carbonatos subordinadamente substituídos por sílex e, além disso, arenitos carbonáticos foram encontrados no topo desta formação (SILVA JR., 2006.).

A Formação Sepotuba, segundo Almeida (op.cit.), apresenta cerca de 900 m de espessura, a qual se apresenta constituída por folhelhos argilosos com siltitos, arenitos e subordinadamente calcários. Nogueira (op.cit.) caracterizou a formação contendo pelitos, folhelhos e arenitos.

No topo do Grupo Alto Paraguai nota-se a Formação Diamantino, onde Almeida (1964) a apresenta com cerca de 600 m de espessura, constituída por arcóseos, siltitos, e folhelhos, e subordinadamente calcários. Nogueira (2003) a caracterizou como constituída por conglomerados, arenitos e pelitos, onde os pelitos constituiriam ritmitos vermelhos (Figura 11).

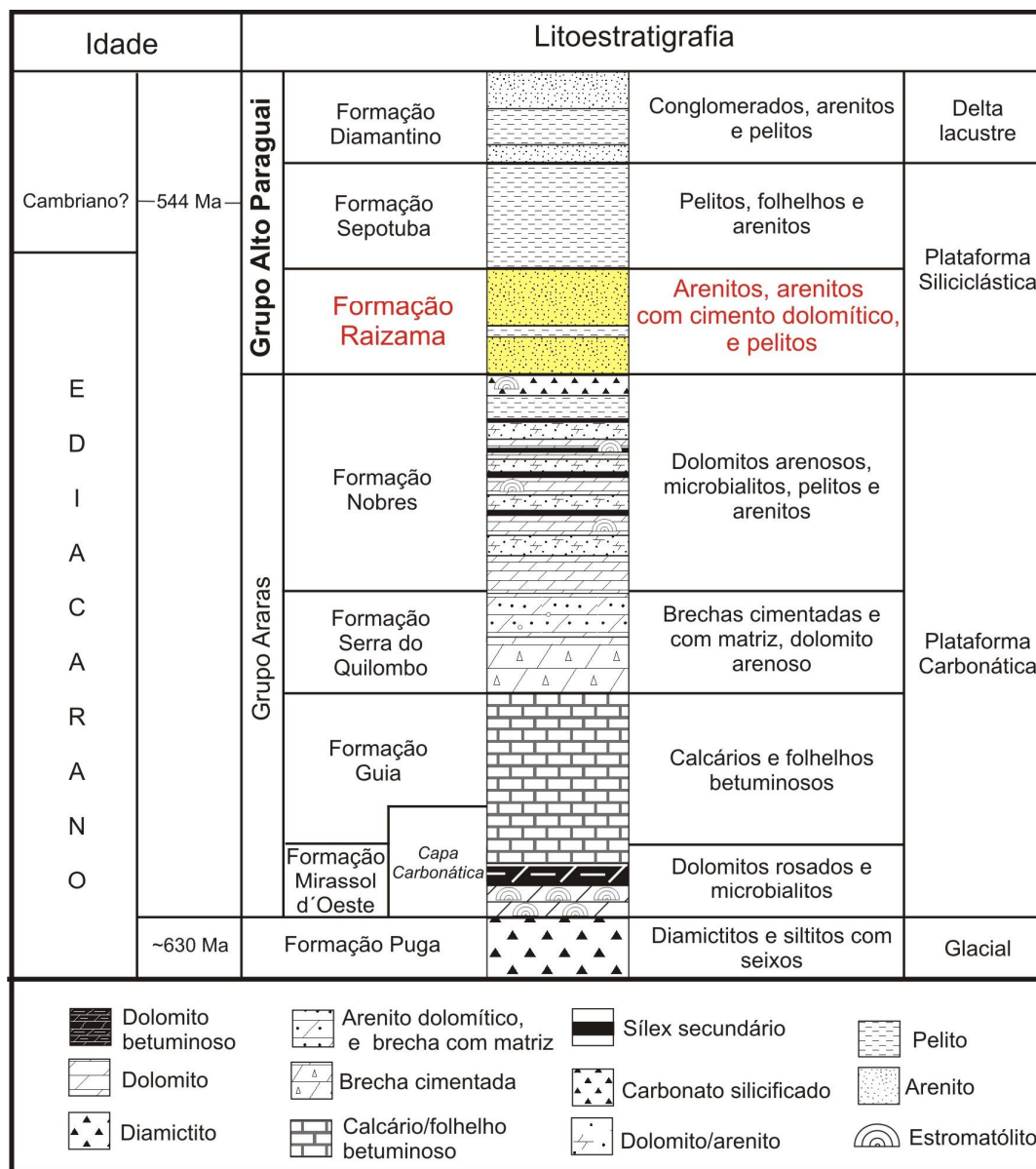


FIGURA 11-Coluna litoestratigráfica para as sucessões carbonáticas e rochas siliciclásticas pertencentes ao Grupo Alto Paraguai, destacando-se a Formação Raizama. Modificado de Nogueira (2003).

3.3 PERFIL ESTUDADO

A Formação Raizama pode ser encontrada em camadas lateralmente contínuas ao longo de cortes de estradas na BR-070 (Serra do Tombador) e BR-163 (próximo ao município de Nobres), porém as melhores exposições são localizadas na Pedreira Império (Município de Glória d'Oeste), e nas proximidades da mina Calcário Tangará (Município de Tangará da Serra) (Ponto A e B-Figura 12 e 13).

Os *trends* composicionais dos pontos estudados são expressos pelo conteúdo de feldspatos (Plagioclásio+ K-feldspato), quartzo, dolomita e poros. Nota-se a grande variação de dolomita, restrita ao Cráton Amazônico, em detrimento do quartzo e feldspatos, além de um maior conteúdo de argila na Faixa Paraguai ao contrário do Cráton Amazônico (Figura 12).

A Formação Raizama é composta por pelitos e arenitos finos a grossos, com grãos moderadamente a bem selecionados e arredondados. As estruturas observadas são pelitos maciços com laminação plana incipiente, acamamento *wavy* e *flaser*; arenitos com marcas onduladas, laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, laminação cruzada cavalgante, estratificação cruzada *swaley* e *hummocky* (Figura14), estratificação cruzada acanalada com clastos pelíticos (Figura 15), estratificação cruzada côncava. Como estruturas pós-deposicionais são encontradas grestas de contração e sinérese (Figura 16), podendo estar associado a marcas onduladas assimétricas e /ou simétricas.

As camadas são dispostas de forma tabular e lateralmente contínuas, ocasionalmente, truncantes. Na região da Faixa Paraguai as camadas tabulares de arenitos são intercaladas por subordinadas camadas de pelito, enquanto na borda sul a ausência de pelitos é quase total.

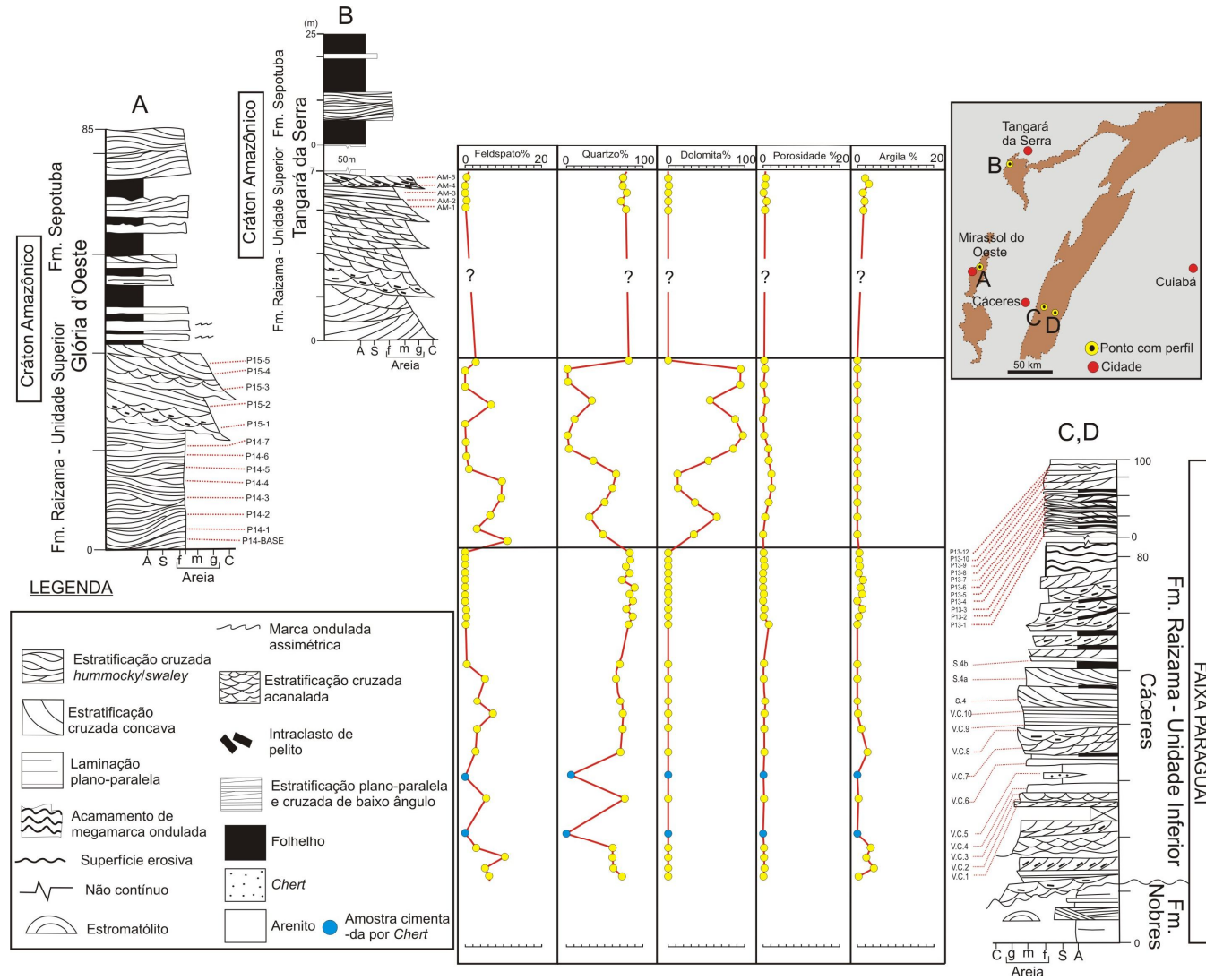


FIGURA 12- Perfis estratigráficos dos pontos estudados da Formação Raizama exibindo curvas de variação (em vermelho) do conteúdo de feldspatos (k-feldspato+ plagioclásio), quartzo, dolomita e argila. Bolas amarelas indicam os arenitos, e bolas azuis representam amostras cimentadas por chert.

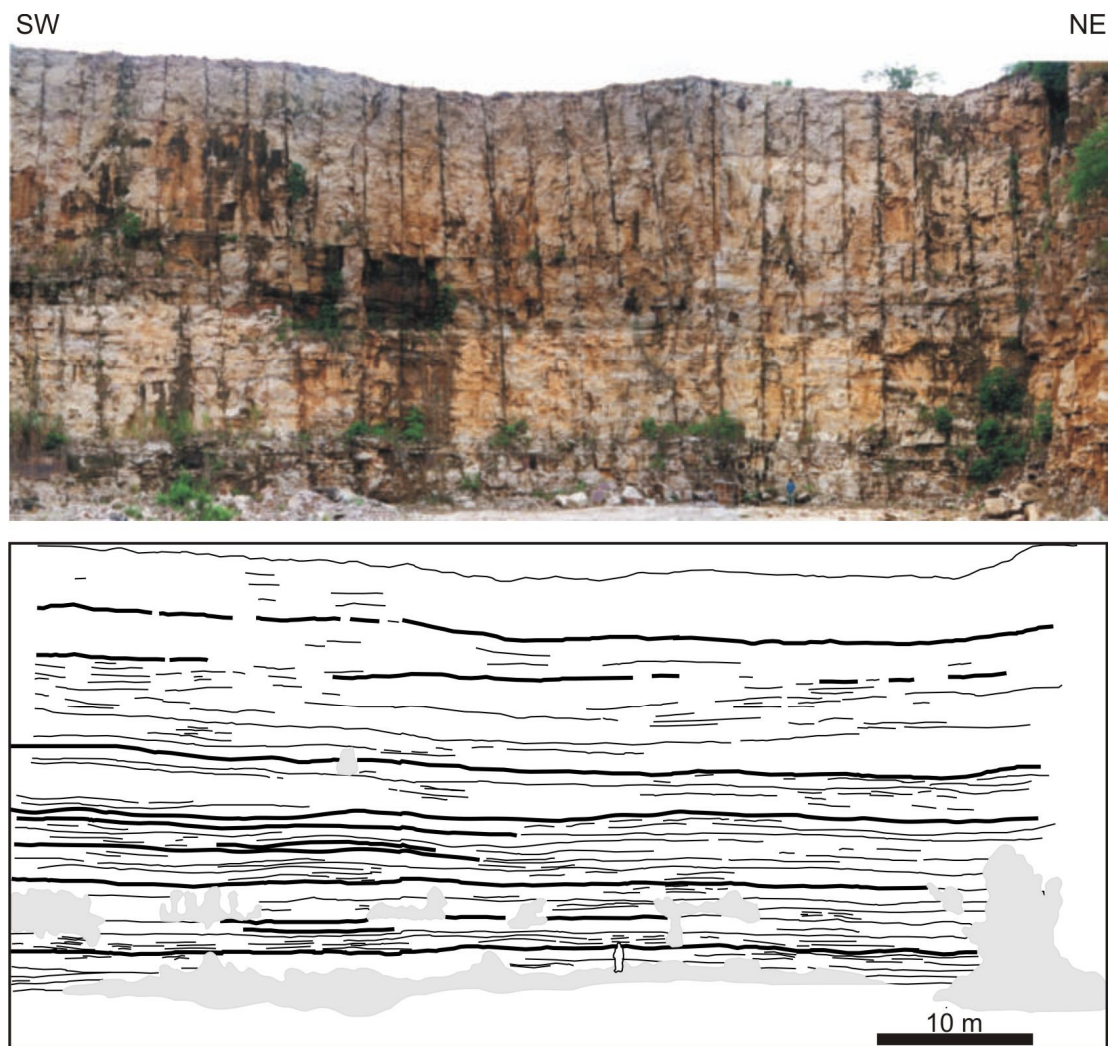


FIGURA 13- Seção Panorâmica da Pedreira Império, município de Glória d'Oeste. (Modificado de Silva Jr. 2006)

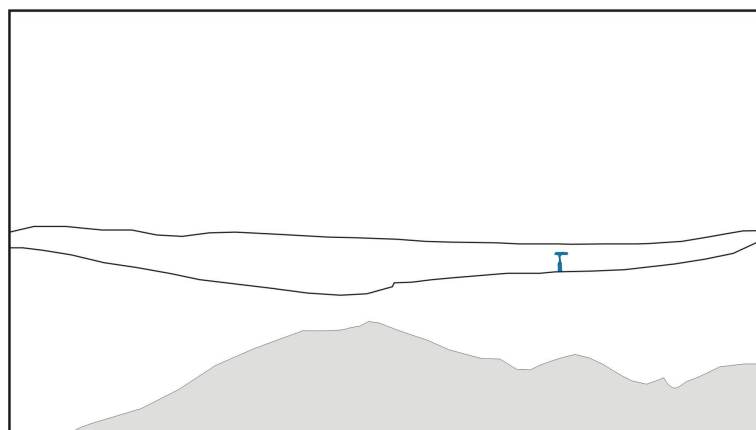


FIGURA 14- Depósitos de Plataforma rasa com estratificação cruzada *swaley*. O martelo encontra-se na base da *swaley*, Pedreira Império, Glória d' Oeste. (Modificado de Silva jr., 2006)



FIGURA 15- Estratificação cruzada acanalada em planta com migração para SE, encontrado no município de Cacéres (Modificado de Silva Jr., 2006).



FIGURA 16- Gretas de contração geradas por processo de dissecação. Contra molde de gretas ortogonais, sinérese e sinuosas preservadas em calhas de marcas onduladas. (Modificado de Silva jr., 2006)

4 FÁCIES SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO RAIZAMA

De acordo com Silva Jr. (2006), a Formação Raizama pode ser dividida em oito fácies sedimentares: a) ritmito com acamamento *flaser* e *wavy* (Rfw); b) arenito/siltito com marcas onduladas (Ao); c) arenito/siltito com laminação cruzada cavalgante (ASc); d) arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa); e) arenito com estratificação cruzada côncava (Ac); f) arenito com estratificações plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo (Apb); g) arenito com estratificação cruzada *swaley* (As); e h) arenito com gretas (Ag). As amostras utilizadas para confecção das lâminas delgadas foram coletas em etapas de campo anteriores, a partir da interpretação das associações de fácies, definido os paleoambientes(Tabela 1).

As fácies estão agrupadas em três associações faciológicas compreendidas como: a) Fluvial entrelaçado e de planície de intermaré/inundação; b) *Shoreface* influenciado por onda de tempestade; e c) Submaré/intermaré.

Distribuição dos ambientes	Associação de Fácies	Amostras	Fácies	Descrição
Cráton (Glória, Tangará da Serra)	A-Fluvial entrelaçado e de planície de intermaré /inundação	P15-5 AM-1 AM-2 AM-3 AM-4 AM-5	Aa, Apb, Ap e Ag	Arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela e truncamento de baixo ângulo, estratificação cruzada acanalada e gretas de contração subaéreas e subaquosas.
Cráton (Glória)	B- <i>Shoreface</i> influenciado por onda de tempestade	P14-BASE P14-1 P14-2 P14-3 P14-4 P14-5 P14-6 P14-7 P15-1 P15-2 P15-3 P15-4	Ao, As, Ap, Apb	Arenito fino a médio, com estratificação cruzada <i>swaley</i> , estratificação plano-paralela e, subordinadamente, estratificação cruzada <i>hummocky</i> . Ocorrem também marcas onduladas simétricas e assimétricas com padrão de interferência e, localmente <i>mud drapes</i> .
Faixa Paraguai	C- Submaré/intermaré	P10 P10-USINA P12 P12-BASE P12-TOPO VC-1 a VC-10 S4 S4-a S4-b P13-1 a P13-10 P13-12	Aa, Ac, ASc, Apb, Ag e Rwf	Arenito fino a grosso, siltito, ritmitos e pelitos com estratificação cruzada acanalada e côncava, estratificação plano-paralela, estratificação cruzada de baixo-ângulo e acamamento <i>wavy-flaser</i> .

TABELA 1- Relação das amostras estudadas com as respectivas fácies, descrições, e associações de fácies propostas por Silva jr. (2006).

A fácies **Rfw** consiste em intercalações de pelito e arenito muito fino a médio, com grãos bem selecionados e arredondados, formando camadas de até 80 cm de espessura, lateralmente contínuas por dezenas de metros. As estruturas dessa fácies apresentam, na base e no topo, o acamamento *flaser* intercalado pelo acamamento *wavy*. A assimetria das cristas de marcas onduladas mostra padrão reverso de paleocorrente. A alternância de arenitos e pelitos formando laminações paralelas com ondulações que sugerem acamamento de maré (*cf. Dalrymple apud WALKER; JAMES, 1992*), inserida na fácies A.

A origem da fácies **Ao** está relacionada à migração de marcas onduladas por corrente unidirecional ou fluxo combinado (fluxo unidirecional e oscilatório). Esta é composta de arenitos finos a muito finos e siltitos dispostos em camadas de até 10 cm de espessura. Os arenitos formados resultam em camadas com topo ondulado devido à presença de marcas onduladas assimétricas e, mais raramente, simétricas.

As camadas geralmente apresentam base plana, ocorrendo localmente base irregularmente escavada, associadas com laminação com truncamentos de baixo-ângulo incluídas na associação B.

Na fácies **A_{Sc}**, depositada sob influência de maré, os arenitos variam de muito fino a fino, com grãos arredondados, e siltitos subordinados, exibindo laminação cruzada cavalgante supercrítica. Esta fácies forma corpos tabulares, lateralmente contínuos por dezenas de metros. A laminação cruzada cavalgante é formada por meio da decantação de material em suspensão durante a migração das marcas onduladas. A presença de laminações cruzadas cavalgantes unidirecionais de base reta e perfis assimétricos sugere a ação de correntes unidirecionais. As marcas simétricas de base escavada são interpretadas como produto de fluxo oscilatório ou combinado.

A fácies **A_a**, associada faciologicamente a A e C, foi gerada pela migração de dunas 3D sob a ação de correntes trativas em regime de fluxo inferior consistindo em arenitos médios a grossos, com grânulos, mal selecionados, tendo grãos subangulosos a arredondados. Apresenta estratificação cruzada acanalada de médio porte, com *sets* de até 50 cm de espessura, e camadas lateralmente contínuas por dezenas de metros.

A fácies **A_c** resulta da migração de *sandwaves* ou dunas sob ações de correntes de maré, relacionados a ciclos de planície de maré. Composta de arenitos finos a médios, com grãos subarredondados a arredondados, apresenta estratificação cruzada côncava com *sets* de 30 cm a 60 cm. Em algumas camadas são encontrados grânulos mais grosseiros nos *foresets*. No topo das camadas encontram-se preservadas *megaripple*, recobertos por níveis pelíticos, fazendo parte da associação C.

Resultante da alternância de deposição sob fluxo oscilatório, e a partir de suspensão durante períodos de águas paradas, a fácies **A_{pb}** é composta de arenitos moderadamente selecionados, finos a médios com grãos subarredondados a arredondados. As camadas, com estratificação predominantemente plano-paralela, são contínuas lateralmente por dezenas de metros e espessuras de até 90 cm. Marcas onduladas assimétricas e, subordinadamente, simétricas recobertas por *mud drapes* ocorrem freqüentemente. A laminação plano-paralela passa lateral e verticalmente para laminação cruzada de baixo ângulo podendo apresentar ondulações com padrão *pinch-and-swell*, incluídas nas associações A, B, e C.

A fácies **As** é composta de arenitos finos a médios formando sucessões de camadas amalgamadas de até 30 m de espessura. A estratificação cruzada *swaley* apresenta formas côncavas, assimétricas, com comprimento de até 7 m e 1,3 m de amplitude. As camadas da fácies As são lateralmente contínuas por dezenas de metros, passando para laminação plano-paralela e laminação cruzada de baixo ângulo. A estratificação cruzada *swaley* é o resultado de fluxo combinado predominantemente oscilatório de grande intensidade, relacionado a tempestade. As camadas planares foram geradas por fluxo oscilatório unidirecional expresso na associação B.

No topo das camadas são encontradas marcas onduladas, pseudomorfos de cristais de evaporitos e principalmente gretas de contração, com sucessão de camadas centimétricas de arenito muito fino a fino caracterizando a fácies **Ag**, relacionada a associação A e C. Internamente, as camadas exibem acamamento maciço e, subordinadamente laminação cruzada. As marcas onduladas são simétricas e assimétricas, localmente com o topo arrasado e recoberto por *mud drape*. Os pseudomorfos de cristais evaporíticos são geralmente cúbicos, com até 0,5 cm de tamanho. As gretas de contração foram classificadas em dois grupos: 1) gretas ortogonais, completas, dispostas aleatoriamente e orientadas; e 2) gretas incompletas, sinuosas e fusiformes.

5 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO RAIZAMA

A Formação Raizama é caracterizada por arenitos, localmente apresentando ocorrência de rochas híbridas e silicosas. O estudo petrográfico das seções delgadas permitiu a individualização, assim como a quantificação dos constituintes deposicionais e diagenéticos do arcabouço destes litotipos. Fundamentado nas descrições das seções delgadas e nas classificações de Tucker (1992) e Folk (1974), foi possível a distinção de seis litotipos distribuídos entre o Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai.

A divisão das descrições das amostras estudadas entre a Faixa Paraguai e o Cráton Amazônico foi feita com o objetivo de distinguir as características específicas da Formação Raizama nestes diferentes domínios. As rochas oriundas do Cráton Amazônico foram classificadas como: quartzo-arenitos, subarcóseos, dolomitos-calcíticos e dolomitos, que ocorrem nas associações de fácies fluvial entrelaçado e de planície de intermaré/inundação e *shoreface* influenciado por onda de tempestade. As rochas da Faixa Paraguai foram classificadas como: quartzo-arenitos, subarcóseos, sublitarenitos e *cherts*, advindo de associações de fácies submaré / intermaré.

5.1 CRÁTON AMAZÔNICO

Foram analisadas dezoito seções delgadas provenientes do Cráton Amazônico que foram classificadas como arenitos do tipo quartzo-arenito (33,3%) e subarcóseo (22,2%) (Figura 17; Tabela 2), e arenitos cimentados por dolomita consistindo em dolomito-calcíticos (27,7%), dolomitos (16,6%) (Tabela 2).

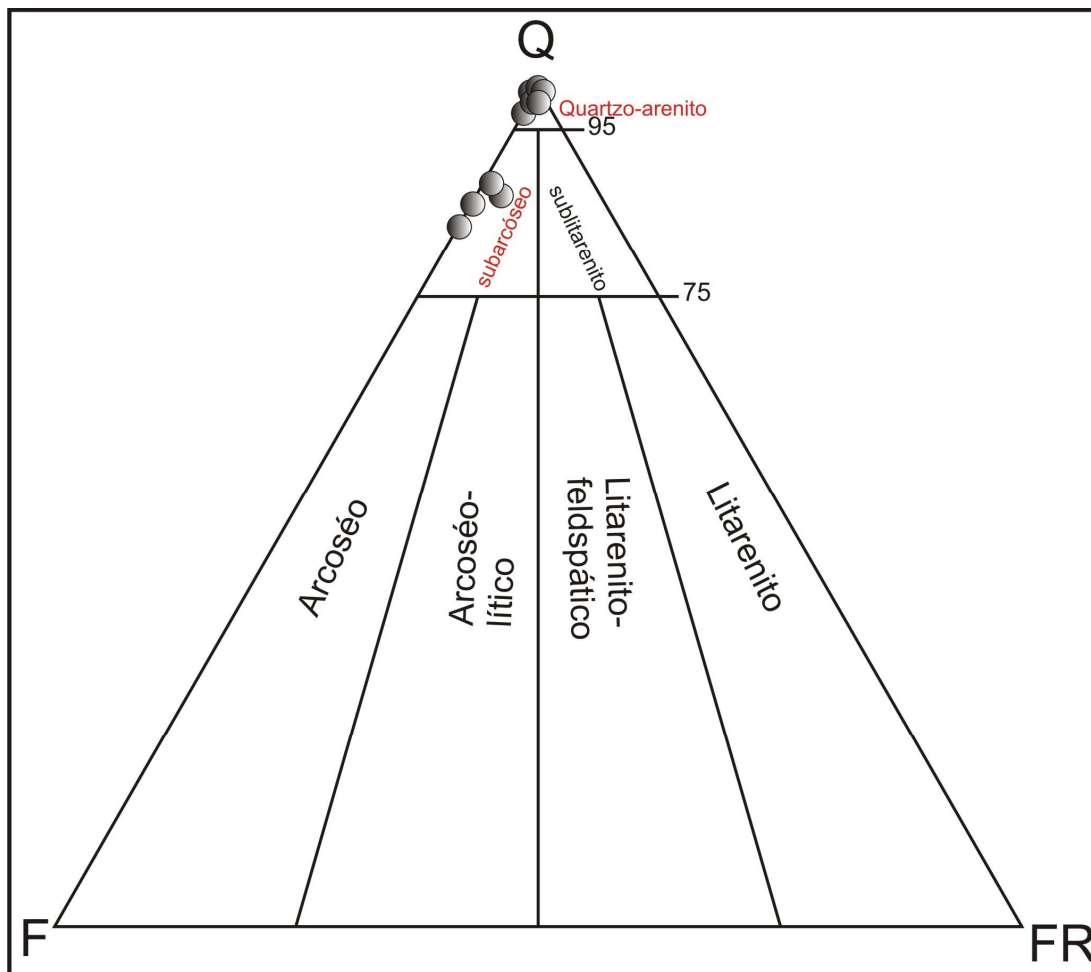


Figura 17 - Plotagem dos arenitos provenientes do Cráton Amazônico no diagrama Q, F e FR segundo Folk (1974).

TABELA 2 - Frequência (%) da composição mineralógica dos arenitos da Formação Raizama no Cráton Amazônico. Qm- quartzo monocristalino; Qp- quartzo policristalino; F- feldspato-potássico; Ls- Fragmento de rocha sedimentar; Lv- Fragmento de rocha vulcânica; Lm- Fragmento de rocha metamórfica; Msc- muscovita; Cs- cimento de sílica; Cd - cimento de dolomita; Pl- Plagioclásio; O-H Fe - Óxido-hidróxido de ferro; Arg- argilominerais; Pr-poros.

Amostra	Qm	Qp	F	Ls	Lv	Lm	Msc	Cs	Cd	Pl	O-H Fe	Arg	Pr	Classificação	Total%
P 14-Base	45,1	3,5	9,9	-	-	-	8,3	-	32,2	1	-	-	-	Subarcóseo	100
P14-1	28,9	1,3	0,3	-	-	-	-	-	63,5	2,9	-	-	3,2	Dolomito-cal	100
P14-2	47,1	2,8	1,7	-	-	-	1,1	-	35,2	4,5	-	-	7,4	Subarcóseo	100
P14-3	60,8	0,7	6,5	-	-	-	-	6,5	12,1	3,3	-	-	10,8	Subarcóseo	100
P14-4	66,3	0,6	5,6	-	-	-	-	1,5	11,1	3,4	-	-	11,4	Subarcóseo	100
P14-5	35,1	0,9	-	-	-	-	-	2,4	53,4	1,3	-	-	7,1	Dolomito-cal	100
P14-6	5,1		0,3	-	-	-	-	-	85	-	2,6	-	7	Dolomito-cal	100
P14-7	1,6		0,3	-	-	-	-	-	97	-	-	-	1	Dolomito	100
P15-1	10,2			-	-	-	-	-	88,7	-	-	-	-	Dolomito-cal	100
P15-2	31,3	1,5	5,8	-	-	-	-	-	55,6	0,6	-	-	4,6	Dolomito-cal	100
P15-3	3,6			-	-	-	-	0,3	94,7	-	-	-	1,3	Dolomito	100
P15-4	1,3			-	-	-	-	-	95,4	-	-	-	3,3	Dolomito	100
P15-5	82,1	1	0,6	-	-	-	-	12,5	-	1,9	-	-	2	Qtz.Arenito	100
AM-1	77,6	0,9	0,3	-	-	-	-	9,2	-	-	-	8,9	3,1	Qtz.Arenito	100
AM-2	70,6	1,8	1,2	-	-	-	-	12,3	-	-	-	9,6	4,5	Qtz.Arenito	100
AM-3	77,1	1,8	-	-	-	-	-	11,9	-	-	-	8,5	0,6	Qtz.Arenito	100
AM-4	68,6	1,8	-	-	-	-	-	11,6	-	-	-	15	2,8	Qtz.Arenito	100
AM-5	71,4	2,4	-	-	-	-	-	13,1	-	1,2	-	8,8	3	Qtz.Arenito	100

5.1.1 Quartzo-arenito

Os quartzo-arenitos apresentam granulometria no intervalo de areia fina a areia grossa, moderadamente selecionados, com o arredondamento dos grãos variando de subarredondados a subangulosos (Figura 18-a), tendo como principal modificador do arredondamento o crescimento secundário de quartzo (Figura 18-b). O arcabouço dos quartzo-arenitos são compostos predominantemente por grãos de quartzo monocristalino com extinção ondulante fraca. Contudo, identificam-se grãos de quartzo policristalino indiferenciáveis, além de feldspatos do tipo microclina, plagioclásio, e ortoclásio. Os contatos entre os constituintes do arcabouço são predominantemente retilíneos, se tratando, em geral, de contatos de compromisso (Figura 18-c, d).

Além dos constituintes primários do arcabouço, foi possível a identificação de cimento autigênico composto por argilominerais, encontrados em torno dos grãos em forma de franjas, às vezes em finas películas que permitem haja sobrecrecimento de quartzo as sobrepondo (Figura 18-e,f). A classificação dos argilominerais foi feita por meio de difração de raios-X e imagens de MEV, sendo classificados como illita (Figura 19 e 20).

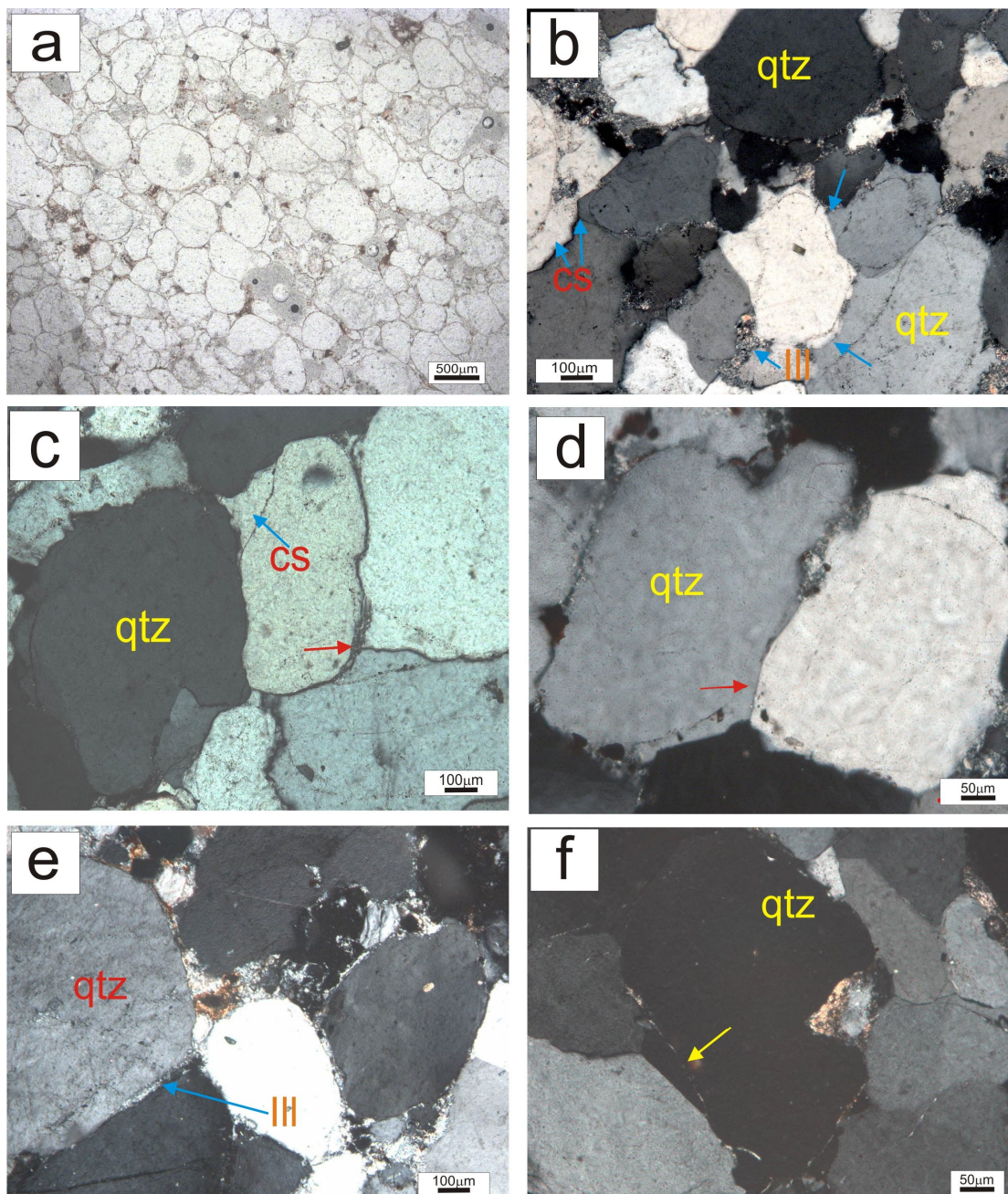


FIGURA 18- Fotomicrografias expondo a disposição dos grãos do arcabouço dos quartzo-arenitos: (a) Grãos de quartzo variando de subangulosos a subarredondados, nicóis //, amostra AM-1; (b) Sobrecrescimento de quartzo, apresentando argilominerais identificados como illita, nicóis x, amostra AM-2; (c) Sobrecrescimento de quartzo formando contato de compromisso (seta vermelha), nicóis x, amostra AM-1; (d) Modificação do arredondamento em virtude do sobrecrescimento e contato de compromisso (seta vermelha), nicóis x, amostra AM-3; (e) Illita disposta perpendicular a superfície do grão de quartzo formando franjas (seta azul), nicóis x, amostra AM-4; (f) Fina película de illita (seta amarelal) com quartzo sobrecrescido, nicóis x, amostra P15-5. Qtz-quartzo; III-illita; e CS- cimento de quartzo.

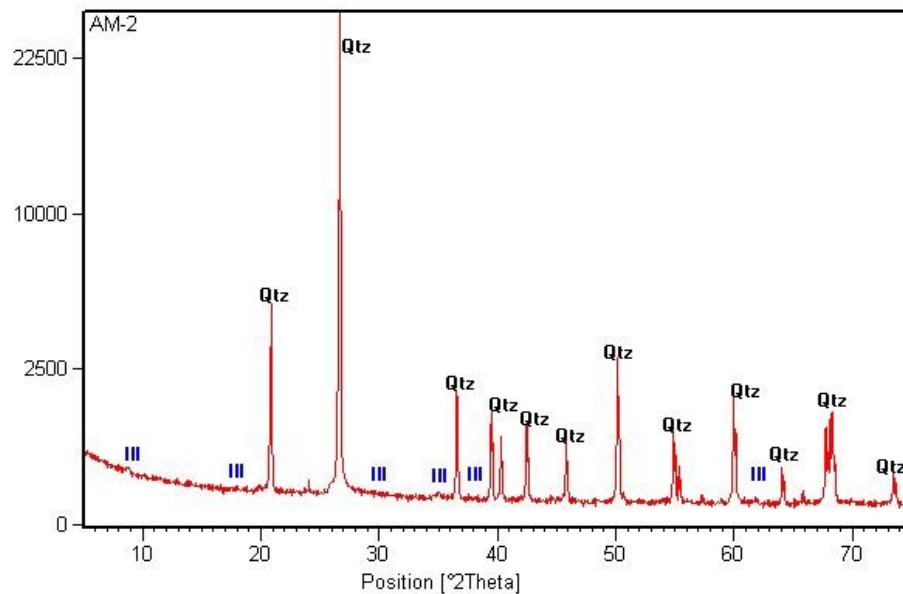


FIGURA 19 - Difratoograma mostrando a composição mineralógica do arcabouço do quartzo-arenito na amostra AM-2. Qtz- quartzo; Ill- illita.

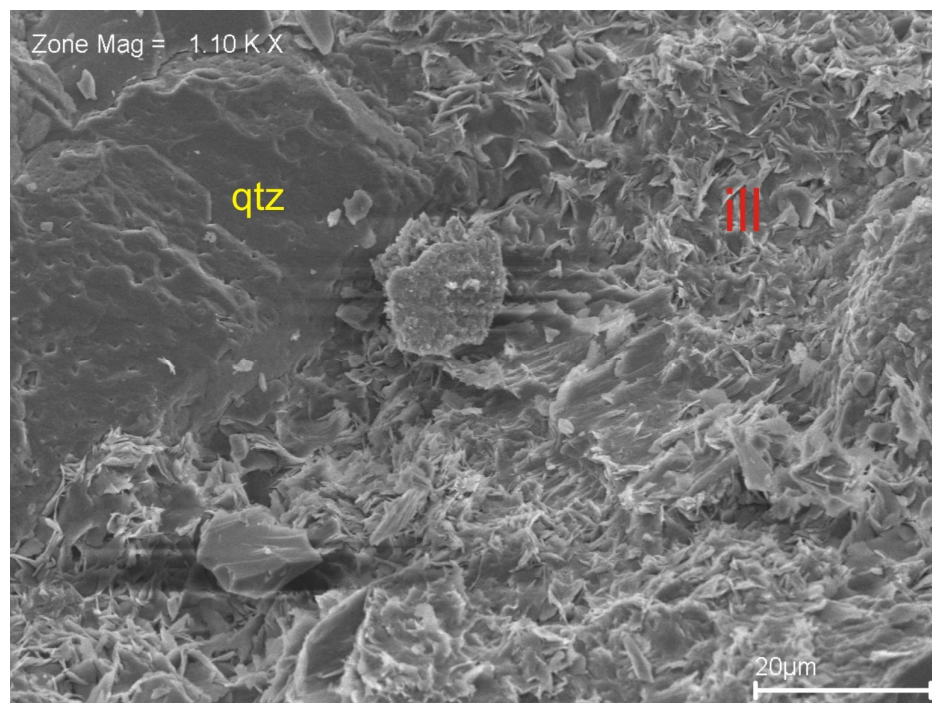


FIGURA 20 – Imagem de MEV (elétrons secundários) apresentando grão de quartzo (qtz) cimentado por illita (Ill), sendo a illita expressa em forma de “colméias”. Amostra AM-4.

5.1.2 Subarcóseo

Os subarcóseos texturalmente variam entre areia muito fina a areia grossa, com seleção moderada, grãos angulosos a subangulosos de quartzo e, subordinadamente, de feldspatos (Figura 21-a). O grau de arredondamento é modificado devido o sobrecrescimento de quartzo que oblitera o limite entre grão e cimento, e/ou pela corrosão dos grãos (Figura 21-b).

Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos, exibindo extinção ondulante fraca e comumente com sobrecrescimento de sílica. Localmente, se observa grãos de quartzo policristalino indiferenciáveis, além dos grãos de feldspatos (plagioclásio, microclina, e ortoclásio), e por filossilicatos, representados por muscovita exibindo-se levemente sanfonada (Figura 21-c). Esses constituintes do arcabouço formam contatos retos, muitas vezes tratando-se de contatos de compromisso.

Os poros encontram-se, geralmente, preenchidos por cimento de dolomita (Figura 21-d). O cimento de dolomita é bastante evidente, exibindo textura idiotópica, e diâmetro de até 50 μm (Figura 22). A mineralogia da rocha foi ratificada por meio de difração de raios-x, em conjunto com imagens de MEV (Figura 23).

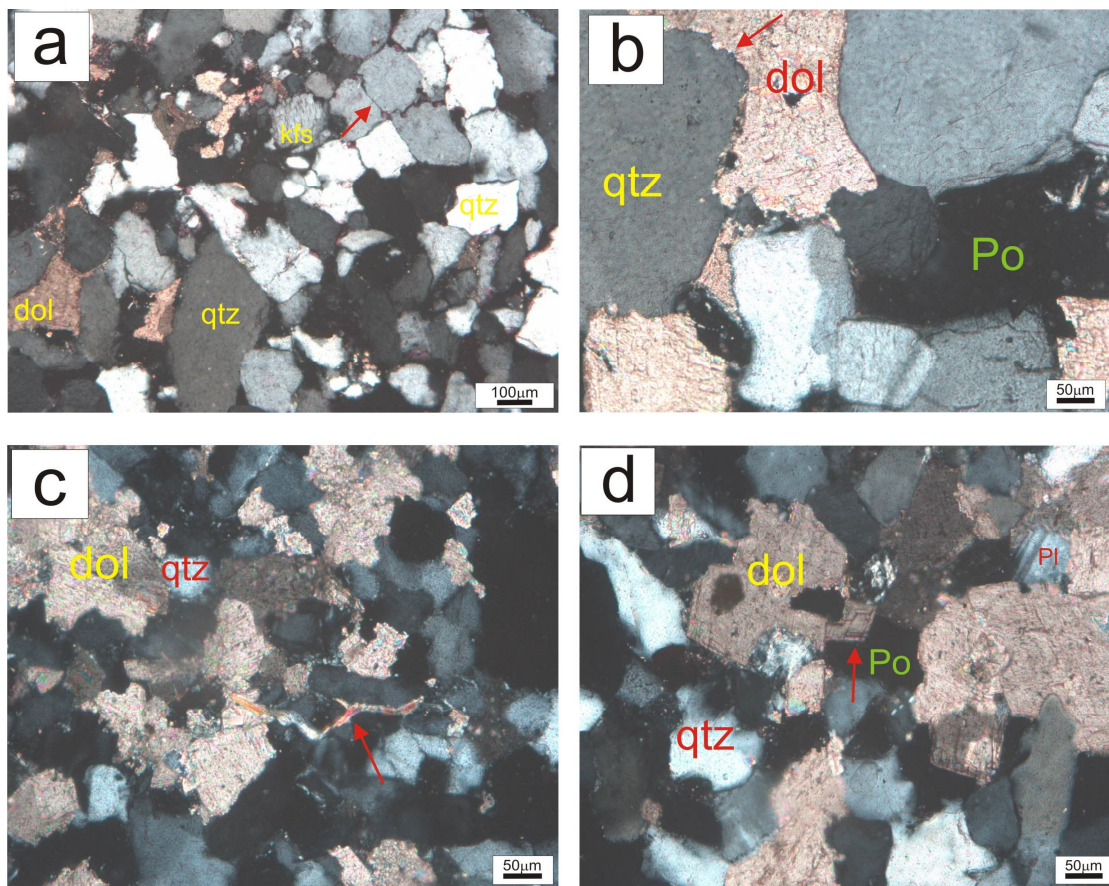


FIGURA 21 - Fotomicrografias dos constituintes do arcabouço dos subarcóseos: (a) Disposição dos principais constituintes do arcabouço, sendo destacados os contatos retilíneos entre os grãos terrígenos (seta vermelha), nicóis x, amostra P14-4; (b) Grãos terrígenos exibindo bordas corroídas com os interstícios preenchidos por dolomita (seta vermelha), nicóis x, amostra P14-4; (c) Muscovita levemente sanfonada (seta vermelha), nicóis x, amostra P14-2; (d) Crescimento de cimento de dolomita dentro dos poros (seta vermelha), nicóis x, amostra P14-Base; dol-dolomita; Pl-plagioclásio; kfs- feldspato-potássico; e Po-poro.

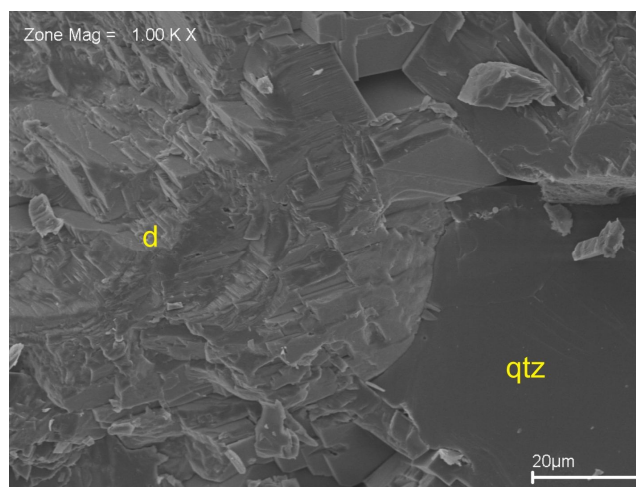


FIGURA 22- Imagem de MEV (elétrons secundários) exibindo grão de quartzo (qtz) cimentado por dolomita(d). Amostra P14-7.

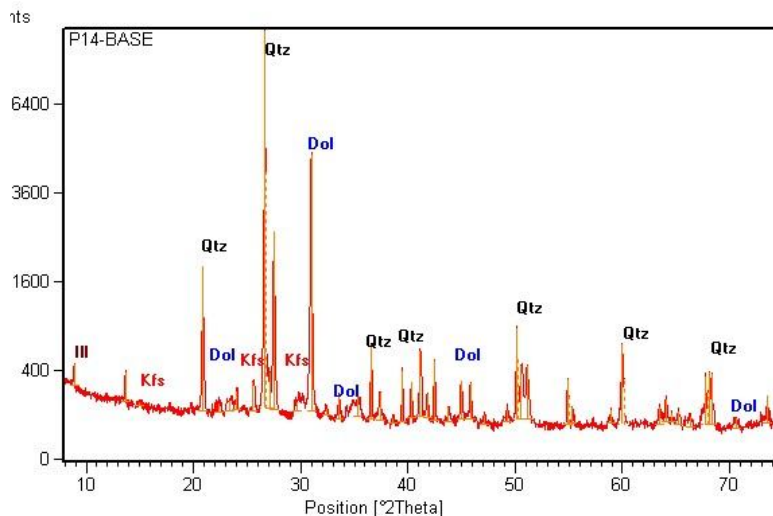


FIGURA 23- Difratograma exibindo os principais constituintes do arcabouço dos subarcóseos na amostra P14-Base. Qtz-quartzo; Dol-dolomita; Kfs-feldspato-potássico; e Ill-illita.

5.1.3 Dolomito e Dolomito-calcítico

Os dolomitos foram separados por meio do conteúdo de dolomita e, individualizadas como dolomitos-calcíticos e dolomitos.

Os dolomitos-calcíticos apresentam grãos terrígenos que variam de areia fina a areia grossa, pobremente a bem-selecionado, com arredondamento variando de subangulosos a subarredondados (Figura 24-a). A modificação do arredondamento ocorre devido a corrosão dos grãos siliciclásticos e a substituição total dos grãos.

Dentre os grãos terrígenos que compõem o arcabouço têm-se predominantemente quartzo detrítico monocristalino com extinção ondulante fraca, além de quartzo policristalino iniferenciável (Figura 24-b), feldspatos (plagioclásio, ortoclásio, e microclina). O contato retilíneo entre os grãos terrígenos pode ser avaliado somente em porções onde não há excessiva cimentação dolomítica, enquanto onde a cimentação é mais efetiva os grãos terrígenos encontram-se isolados pelo cimento (Figura 24-c).

A porosidade secundária, geralmente do tipo intercrystalina, se encontra preenchida parcialmente por óxido-hidróxido de ferro além de dolomita (Figura 24-d).

O cimento de dolomita apresenta textura idiotópica, com cristais romboédricos de dolomita com até 50µm. Este se encontra a corroer os grãos detríticos que ainda permanecem no arcabouço da rocha.

A mineralogia da rocha pode ser confirmada por meio de difração de raios-x (Figura 25).

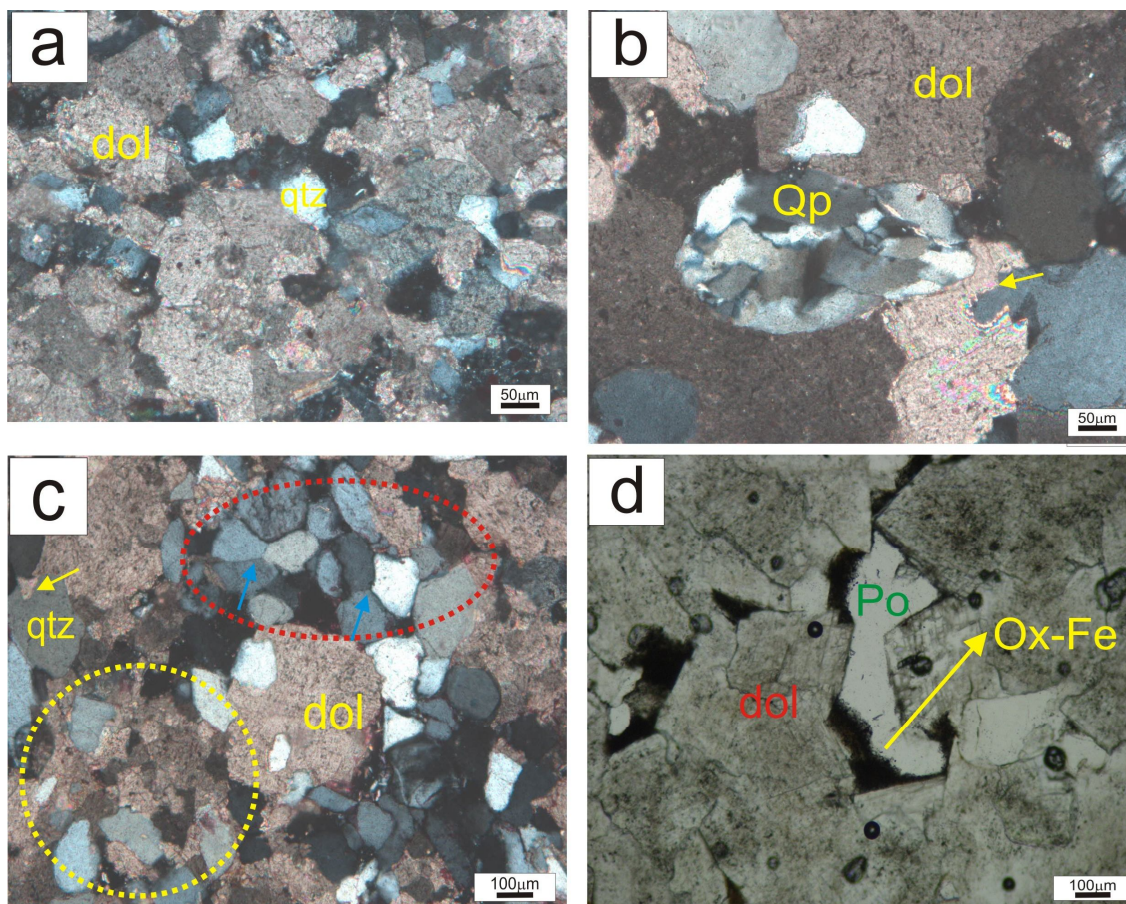


FIGURA 24-Fotomicrografias do arcabouço dos dolomitos-calcíticos: (a) Cimentação dolomítica e poucos grãos terrígenos, nicóis x, amostra P14-1; (b) Grão de quartzo policristalino nicóis x, amostra P15-2; (c) Contato retilíneo entre os grãos terrígenos (seta azul e elipse em vermelho), e grão de quartzo com borda corroída, isolados pelo cimento de dolomita (círculo amarelo), nicóis x, amostra P15-1; (d) Poro intercrystalino parcialmente preenchido por óxido-hidróxido de ferro, nicóis //, amostra P15-2. Qtz=quartzo; Po=poro; dol=dolomita; ox-fe=óxido-hidróxido de ferro; e Qp=quartzo policristalino.

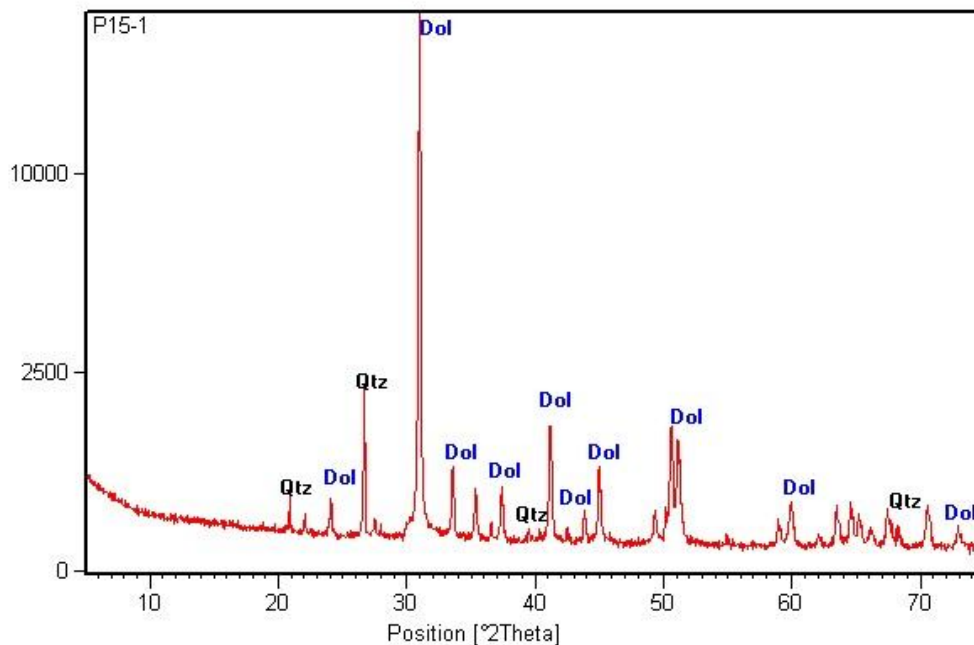


FIGURA 25-Difratograma expondo os principais constituintes do arcabouço dos dolomitos-calcíticos na amostra P15-1. Qtz-quartzo; dol-dolomita.

Os dolomitos exibem-se com poucos grãos terrígenos, os quais granulometricamente variam de areia fina a areia grossa, moderadamente selecionados, com arredondamento anguloso a subanguloso, sendo que o principal modificador do arredondamento é a corrosão dos grãos de terrígenos.

Os principais grãos terrígenos são compreendidos predominantemente por quartzos detríticos monocristalinos (Figura 26-a) com extinção ondulante fraca, além de alguns feldspatos do tipo ortoclásio, sendo que não há contato entre eles devido a excessiva cimentação dolomítica. Ademais, a rocha apresenta porosidade móldica (Figura 26-b) originária da dissolução dos grãos terrígenos.

O cimento de dolomita é o principal constituinte da rocha, encontrado em até 95% da rocha, apresentando textura idiotópica (Figura 26-c), euedrais, com o tamanho chegando até 50 μm . Ademais, notou-se a formação de dolomita em sela (*saddle dolomite*) ou dolomita barroca (*baroque dolomite*), (Figura 26-d). A mineralogia da rocha foi confirmada por meio de análise de difração de raios-x (Figura 27).

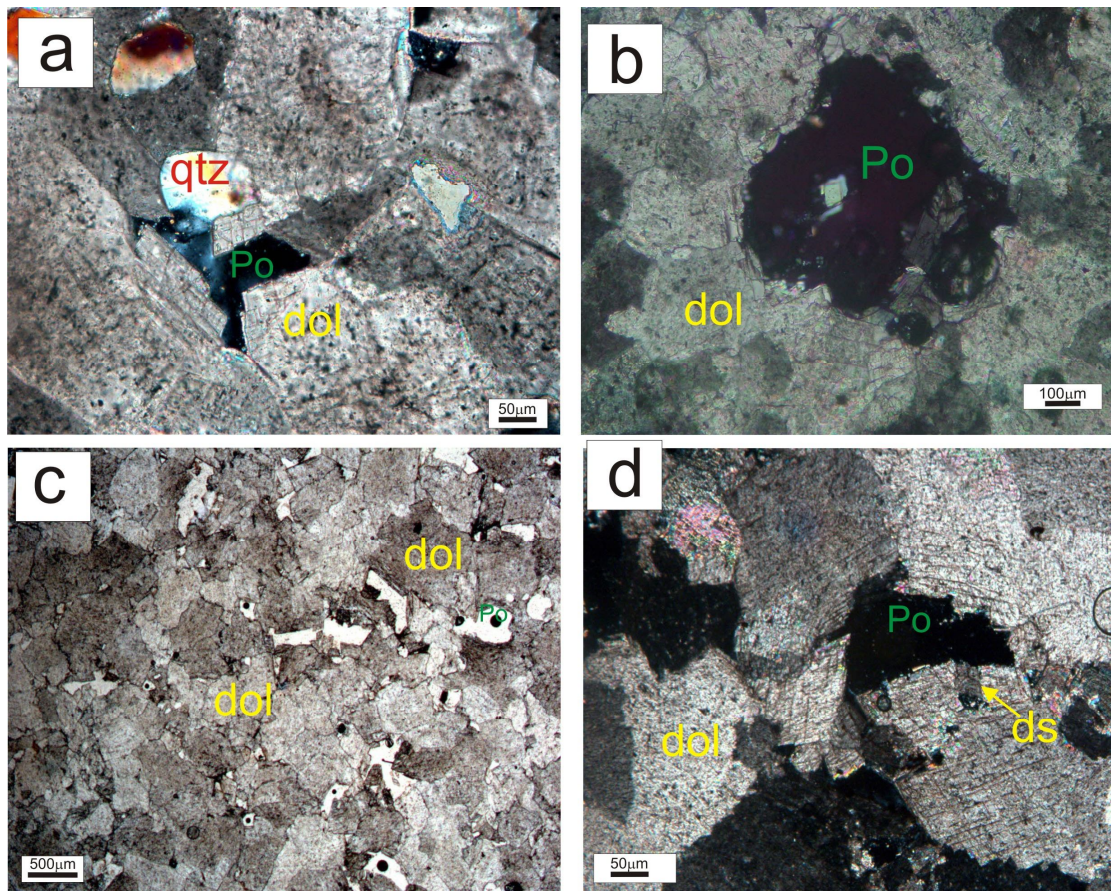


FIGURA 26-Fotomicrografias dos principais constituintes do arcabouço dos dolomitos:(a) Grãos de quartzo em meio ao cimento de dolomita, nicóis x, amostra P15-3; (b) Poro móldico preenchido por cristais de dolomita, nicóis //, amostra P14-7; (c)Textura idiossincrática dos cristais de dolomita, nicóis //, amostra P15-3; (d) Dolomita em sela (ds), nicóis x, amostra P14-4.Qtz- quartzo; dol-dolomita; Po-poro.

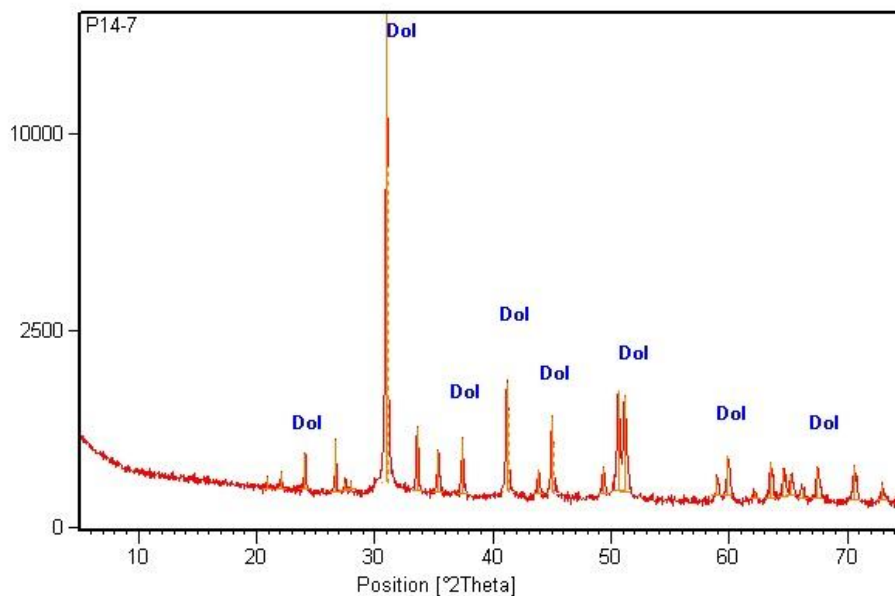


FIGURA 27-Difratograma exibindo o principal mineral que compõe o arcabouço dos dolomitos na amostra P14-7. Dol=dolomita.

5.2 FAIXA PARAGUAI

Foram analisadas vinte e nove seções delgadas procedentes da Faixa Paraguai, as quais foram classificadas em quartzo-arenito (62,0%), subarcóseo (20,6%), sublitarenito (10,3%), e *chert* (6,8%) (Figura 28; Tabela 3).

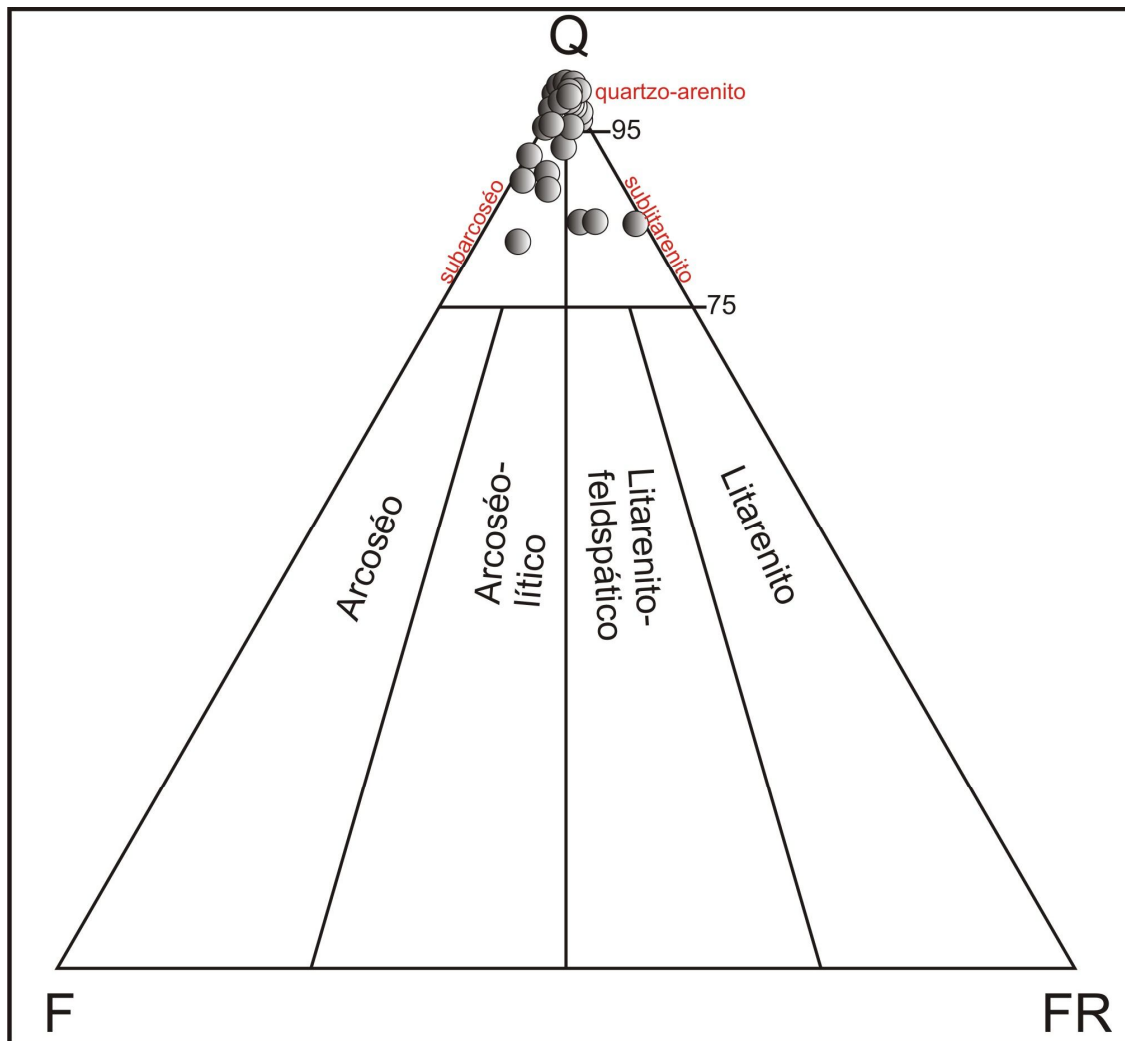


FIGURA 28 – Plotagem dos arenitos advindos da Faixa Paraguai no diagrama Q, F e FR com base em Folk (1974).

TABELA 3: Frequência (%) da composição mineralógica dos arenitos da Formação Raizama na Faixa Paraguai. Qm=quartzo monocristalino; Qp=quartzo policristalino; F= K-feldspatos; Ls= Fragmento de rocha sedimentar; Lv= Fragmento de rocha vulcânica; Lm= Fragmento de rocha metamórfica; Cs= cimento de sílica; Ser=sericita; Op=opacos; Pl=Plagioclásio; Mp=minerais pesados; O-H Fe = Óxido-hidróxido de ferro; Arg=argilominerais;Pr=poros. (*) Rocha cimentada por *chert*, não sendo classificadas como arenitos.

Amostra	Qm	Qp	F	Ls	Lv	Lm	Cs	Ser	Op	Pl	Mp	O-H fe	Arg	Pr	Classificação	Total%
P10	69,3	1,9	0,9	2,2	-	-	13	0,3	0,3	0,3	-	-	3,7	8	Qtz.Arenito	100
P10-Usina	75,6	1,5	0,3	2,1	-	-	10,2	0,9	-	0,3	-	-	-	9	Qtz.Arenito	100
P12	82,7	0,7	0,3	1,3	-	-	12,3	0,3	-	-	-	-	-	2,3	Qtz.Arenito	100
P12-TOPO	72,6	1,3	0,3	1,9	-	-	11,8	0,3	0,3	0,3	-	-	-	11,5	Qtz.Arenito	100
P12-BASE	64,8	1,6	0,3	11,7	-	-	9,7	0,7	0,3	-	-	-	-	10,8	Sublitarenito	100
VC-1	71,4	1,3	3,2	7,8	-	-	10,1	2,3	-	2,9	0,3	-	0,3	0,3	Sublitarenito	100
VC-2	61,1	1,6	2,3	-	-	-	5,6	-	1	2,9	1	-	21,9	2,6	Subarcóseo	100
VC-3	60,9	1,6	3	3,3	-	-	8,6	1,6	1	7,2	-	-	11,8	1	Subarcóseo	100
VC-4	61	1,9	1,3	-	-	-	13,3	1	0,6	1,6	-	-	17,6	1,6	Qtz.Arenito	100
VC-5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<i>Chert*</i>	0
VC-6	76,6	1,6	3,2	2,6	-	-	9,4	1,3	-	2,6	-	-	1	1,6	Subarcóseo	100
VC-7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<i>Chert*</i>	0
VC-8	68,9	1,3	1,4	0,3	-	-	11,3	0,3	0,3	1,3	-	-	12,9	2	Qtz.Arenito	100
VC-9	73	1,3	2,2	2,5	-	-	14,9	1,9	-	1	-	-	1	2,2	Subarcóseo	100
VC-10	73	1,2	4,1	0,9	-	-	11,5	1,2	-	3,7	-	0,3	-	4	Subarcóseo	100
S4	60,6	0,9	2,9	7,5	-	-	8,8	1,3	-	0,6	-	16,3	-	1,3	Sublitoarenito	100
S4-A	68,4	0,3	2,6	3,3	-	-	8,2	2,3	-	3	-	11,2	-	0,7	Subarcóseo	100
S4-B	75,2	2,1	-	0,9	-	-	16,9	1,2	0,3	0,3	-	-	-	2,8	Qtz.Arenito	100
P13-1	80,4	1,2	-	0,6	-	-	10,1	-	0,6	-	-	0,3	-	7	Qtz.Arenito	100
P13-2	85,5	1,3	0,3	-	-	-	9,9	-	-	-	-	-	1	1,6	Qtz.Arenito	100
P13-3	76,2	2	0,3	-	-	-	11,1	-	0,3	-	-	-	6,8	3,3	Qtz.Arenito	100
P13-4	85,7	1,3	-	-	-	-	13	-	-	-	-	-	-	-	Qtz.Arenito	100
P13-5	83,3	0,7	-	-	-	-	8,9	-	-	-	-	-	6,9	0,3	Qtz.Arenito	100
P13-6	88,5	1	-	-	-	-	6,9	-	-	-	-	-	3,6	-	Qtz.Arenito	100
P13-7	79,2	0,6	-	-	-	-	11,9	-	-	-	-	-	8,3	-	Qtz.Arenito	100
P13-8	81,7	2,3	-	2,3	-	-	11,8	-	0,3	-	-	0,3	1,3	-	Qtz.Arenito	100
P13-9	77,7	1	-	0,7	-	-	11,2	-	0,7	-	-	2,6	3,6	2,3	Qtz.Arenito	100
P13-10	81,5	1,3	-	1,3	-	-	11	-	-	-	-	1,6	1,6	1,6	Qtz.Arenito	100
P13-12	82,6	0,6	-	0,3	-	-	13,9	-	-	-	-	-	2,2	0,3	Qtz.Arenito	100

5.2.1 Quartzo- arenito

Os quartzo-arenitos granulometricamente variam de areia muito fina a areia muito grossa, pobremente a moderadamente selecionado, e com grãos subarredondados a subangulosos (Figura 29-a). O arredondamento dos grãos é modificado pelo sobrecrescimento de quartzo, dificultando, dessa forma, a avaliação correta do grau de arredondamento (Figura 29-b).

Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos, exibindo extinção ondulante fraca, no entanto, se constata grãos de quartzo com extinção ondulante forte e quartzo policristalino indiferenciáveis (Figura 29-c). Além de quartzo, o arcabouço é constituído também de feldspatos, principalmente plagioclásios, seguidos de microclina e ortoclásio; fragmentos líticos, em sua maioria oriunda de rocha sedimentar (*chert*) (Figura 29-b, d); e, minerais opacos. O contato entre os constituintes do arcabouço predominantemente se faz de forma retilínea, em geral, contatos de compromisso, ademais, contatos suturados e côncavo-convexos (Figura 29-e, f).

Além dos constituintes do arcabouço, nota-se a presença de cimentação constituída de argilominerais, compreendidos como illita, os quais se encontram dispostos em forma de franjas, estando parcialmente ao redor dos grãos (Figura 29-d, 30).

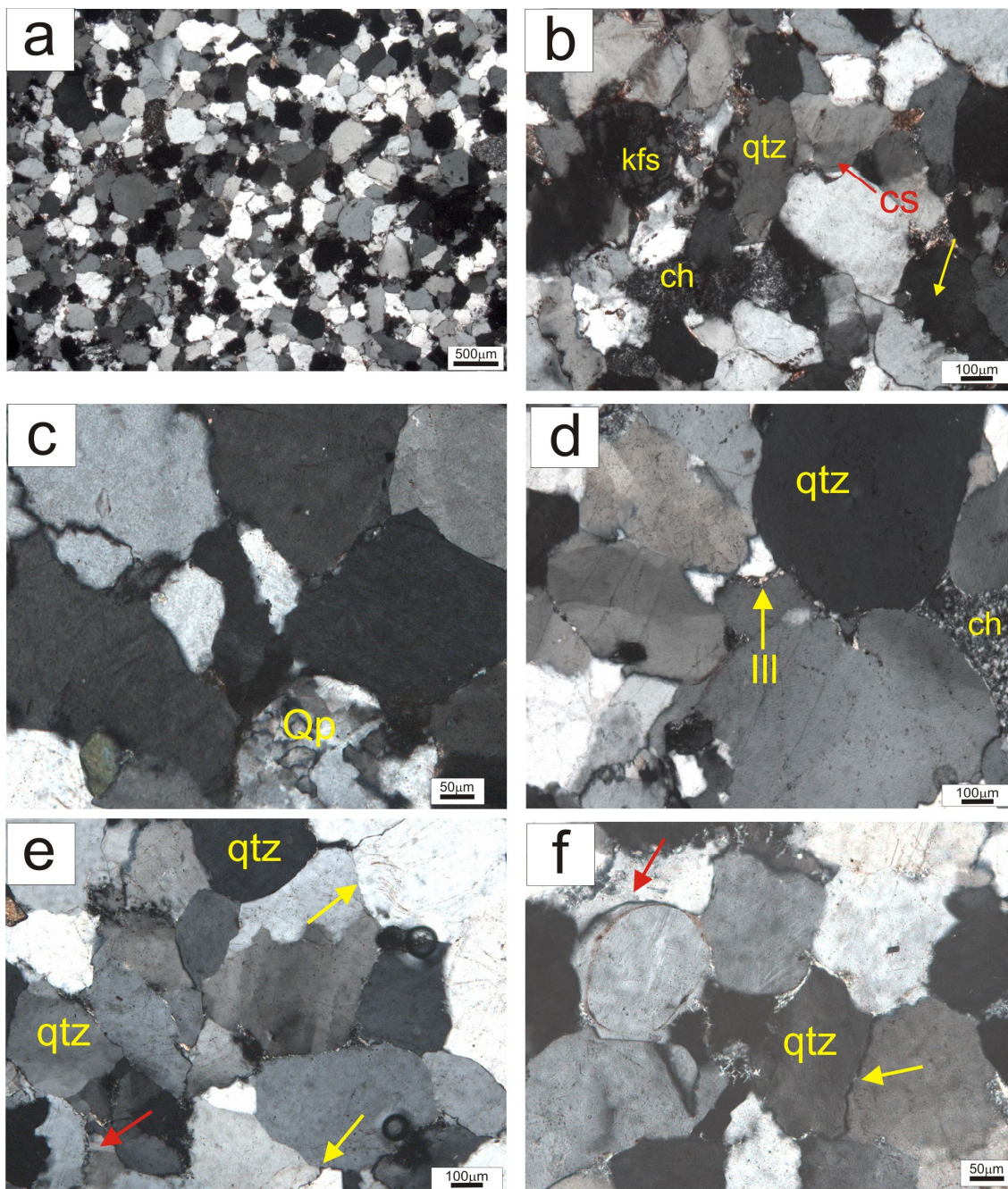


FIGURA 29–Fotomicrografia do arcabouço dos quartzo-arenitos: (a) Grãos de areia média, subarredondados a subangulosos, nicóis x, amostra P10;(B) Principais espécies minerais encontradas no arcabouço da rocha, nicóis x, amostra P10; (c) Quartzo policristalino(Qp) no arcabouço da rocha, nicóis x, amostra VC-8;(d) Cimento de argilomineral (illita) disposto perpendicularmente a superfície do grão formando franjas(seta amarela), nicóis x, amostra S4-b; (e) Contato de compromisso(seta amarela), e presença de contato suturado (seta vermelha), nicóis x, amostra P13-2;(f)Contato de compromisso entre os cimentos de quartzo(seta amarela) e contato côncavo-convexo(seta vermelha), nicóis x, amostra P13-3.Qtz- quartzo; ch-*chert*, cs-cimento de quartzo; kfs-feldspato potássico, Ill-illita.

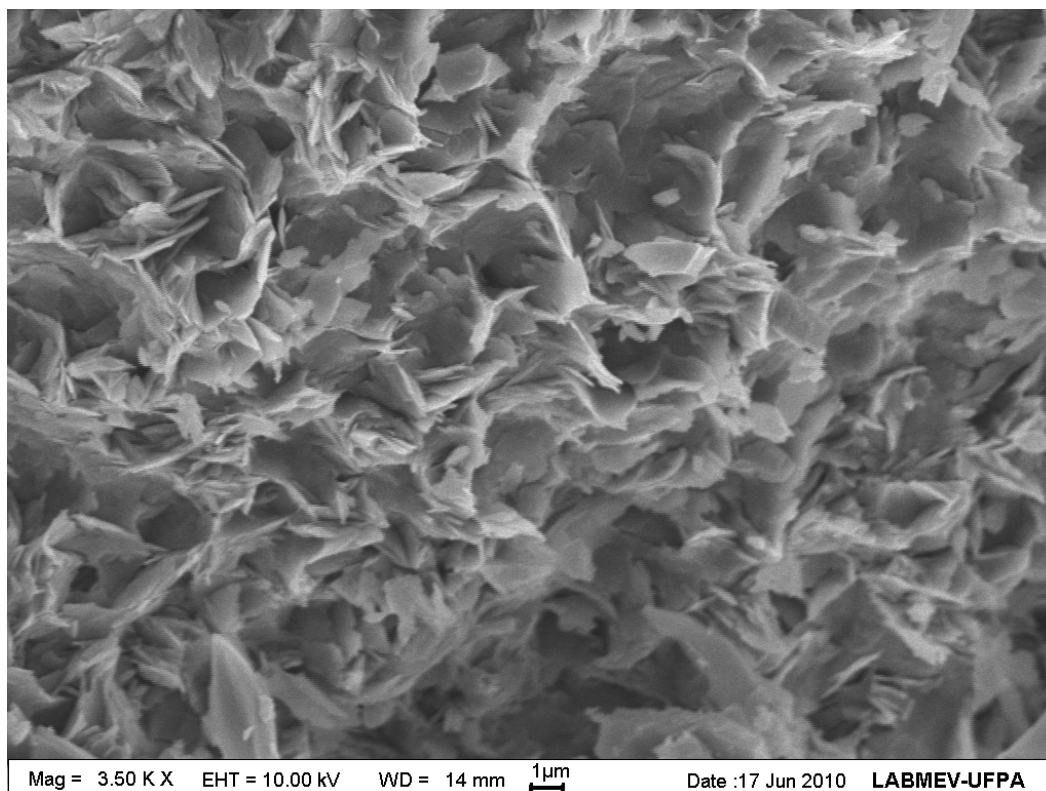


FIGURA 30 – Imagem de MEV evidenciando a presença de illita , apresentando hábito em forma de ‘colméias’.

5.2.2 Subarcóseo

Os subarcóseos são constituídos por grãos de areia muito fina a areia grossa, os quais marcam uma laminação plana na rocha, com grau de seleção de moderado, subarredondados a subangulosos (Figura 31-a). A modificação do arredondamento é motivada pelo sobrecrescimento de quartzo, vindo a dificultar a avaliação do grau de arredondamento (Figura 31-b).

O arcabouço é formado por grão de quartzo monocristalinos com extinção ondulante fraca, porém, é possível observar em menor proporção, quartzos monocristalinos com extinção ondulante forte e quartzos policristalinos indiferenciáveis. Além disso, tem-se feldspatos do tipo plagioclásio, microclina e ortoclásio, fragmentos líticos provenientes de rocha sedimentar (*chert*) O contato entre os constituintes são principalmente retilíneos, os quais podem, na verdade, serem contatos de compromisso.

Os argilominerálias ocorrem como cimento autigênico constituído de illita (interpretado com auxílio de difração de raios-X), arranjados em forma de franja ao redor dos grãos, as vezes como uma fina película (Figura 31-c, d ; Figura 32).

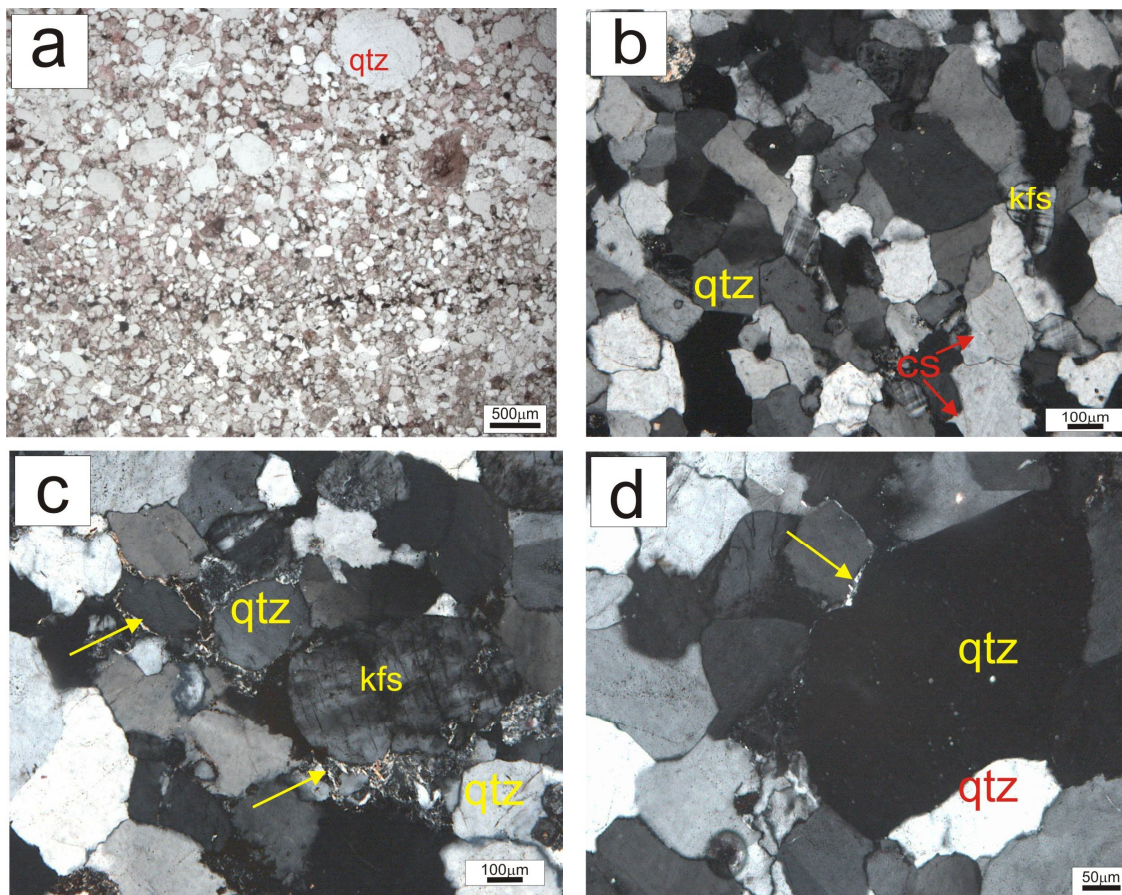


FIGURA 31-Fotomicrografias representativa do arcabouço dos subarcóseos: (a) Laminação plana marca pela alternância de areia muito fina a areia grossa, com grãos subarredondados a subangulosos, nicóis x, VC-2; (b) Crescimento de quartzo (Cs) (setas vermelhas), nicóis x, amostra VC-10; (c) Grãos cimentados por argilomineral (illita), dispostos em forma de franja (setas amarelas), nicóis x, amostra VC-6; (d) Quartzo monocristalino com extinção forte apresentando cimentação de argilomineral (illita) perpendicular a sua superfície em forma de franja (seta amarela), nicóis x, amostra VC-9. Qtz-quartzo; kfs-feldspato potássico.

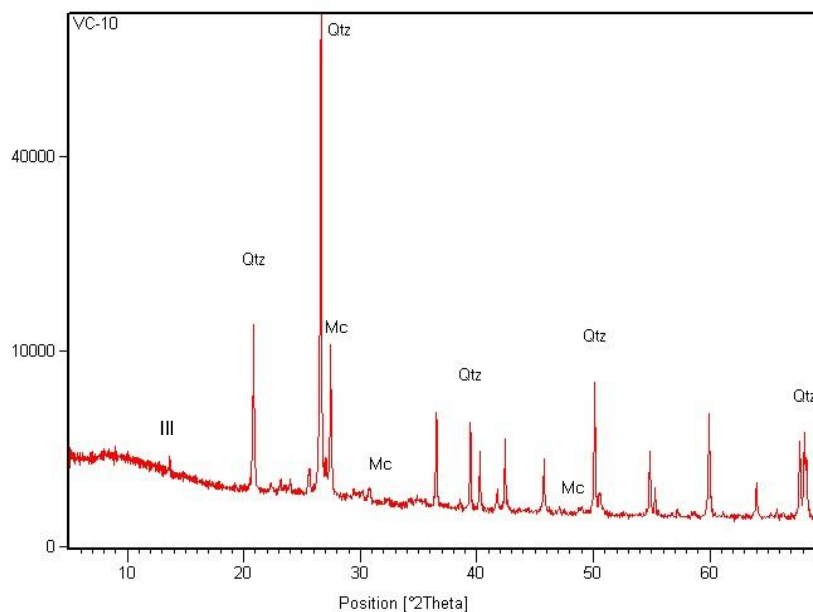


FIGURA 32 – Difratoograma das principais espécies minerais encontradas no arcabouço dos subarcóseos, na amostra VC-10. Qtz-quartzo, Mc-Microclina, Ill-illita.

5.2.3 Sublitarenito

Os sublitarenitos são caracterizados por grãos de areia muito fina a areia grossa, moderadamente selecionados e grãos subarredondados a subangulosos de quartzo e, subordinadamente, de feldspatos e fragmentos líticos (Figura 33-a). O sobrecrecimento de quartzo é o principal modificador do grau de arredondamento dos grãos.

Os grãos constituintes do arcabouço são predominantemente quartzos monocristalinos com extinção ondulante fraca (Figura 33-b), entretanto, há em menor frequência a presença de quartzos monocristalinos com extinção ondulante forte e quartzos policristalinos indiferenciáveis. Ademais, são notáveis feldspatos representados por plagioclásio, microclina e ortoclásio; fragmentos líticos de rocha sedimentar compreendido como *chert* (Figura 33-b, c) encontrando-se em boa parte da rocha; e minerais opacos. Os grãos formam predominantemente contatos retilíneos (Figura 33-d), muitas vezes se tratando de contatos de compromisso.

A grande quantidade de quartzo revelada pelo difratômetro pode estar relacionada aos fragmentos de *chert*, os quais são freqüentes na rocha (Figura 34).

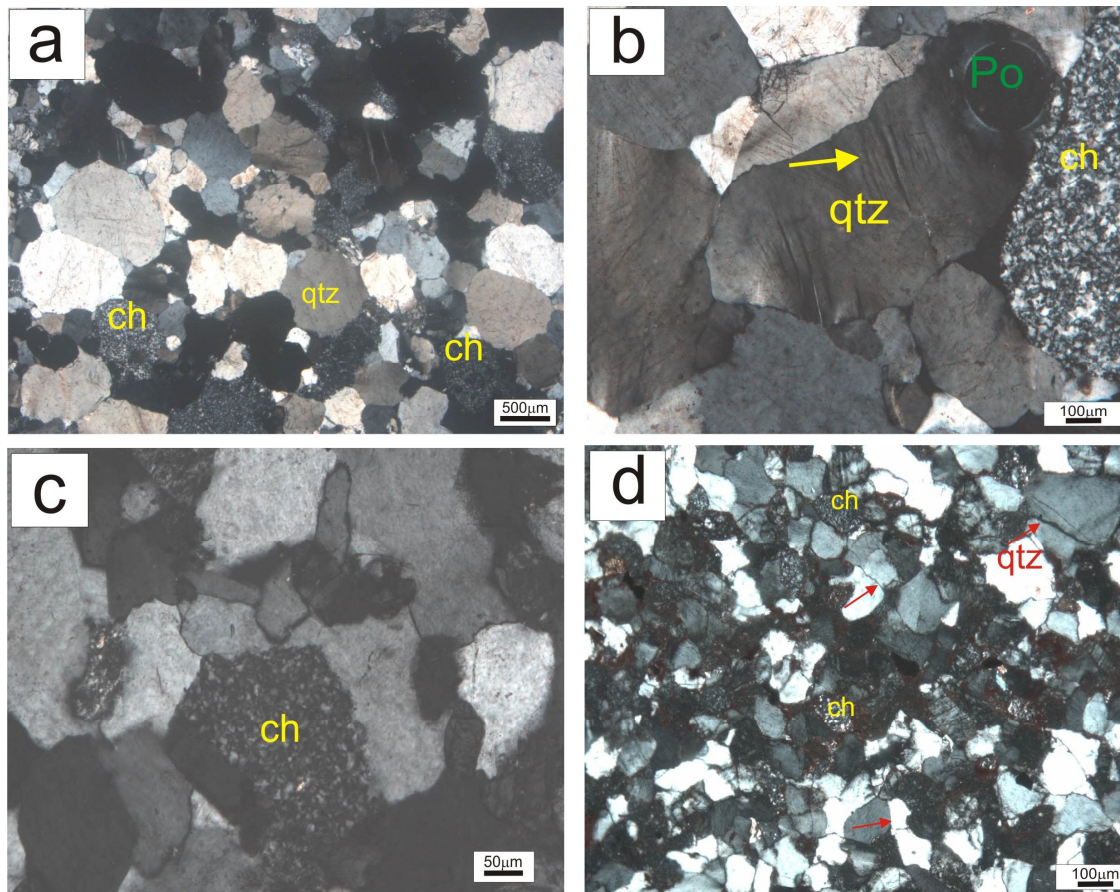


FIGURA 33—Fotomicrografias dos constituintes do arcabouço dos sublitanos: (a) Grãos selecionados moderadamente, subarredondados a subangulosos, nicóis x, amostra P12-base; (b) Grão de quartzo monocristalino com extinção fraca. Notar lamelas de deformação perpendiculares a superfície do grão (seta amarela), nicóis x, amostra P12-base Principal fragmento lítico encontrado nas rochas, oriundo de rocha sedimentar (*chert*), nicóis x, amostra VC-1; (c) Principal fragmento lítico encontrado nas rochas, oriundo de rocha sedimentar (*chert*), nicóis x, amostra VC-1; (d) Disposição dos grãos no arcabouço da rocha, exibindo principalmente contatos retilíneos (setas vermelhas), nicóis x, amostra S4. Qtz-quartzo; Po-poro; ch-*chert*.

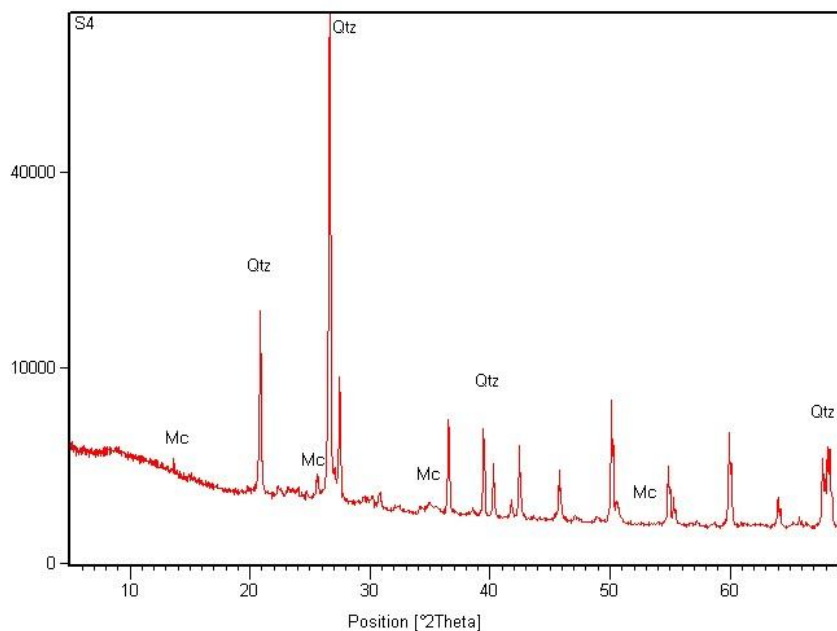


FIGURA 34 – Difratoograma exposto as principais espécies minerais dentre os sublitarenitos. Amostra S4. Qtz-quartzo; Mc-Microclina.

5.2.4 ***Chert***

Os *cherts* foram classificados como sendo do tipo nodular e estratificados. Todos os dois apresentam grãos terrígenos de quartzo de areia fina a areia grossa, moderadamente selecionados, com grau de arredondamento oscilando de arredondados a subarredondados. Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalino com extinção ondulante fraca, entretanto, pode notar-se quartzo monocristalino com extinção forte e quartzo policristalino indiferenciável.

No *chert* do tipo nodular a cimentação de sílica que da origem ao *chert* é dividida em dois intervalos de cristalização, respeitando o aspecto granulométrico da rocha original. O intervalo mais fino do quartzo microcristalino é $>10\ \mu\text{m}$, e no intervalo mais grosso nota-se ainda quartzo microcristalino entre 10 e $40\ \mu\text{m}$. Existe a predominância de quartzo microcristalino mais fino, possivelmente retrabalhando grãos de carbonato, sobre os quartzos microcristalinos mais grossos, os quais se

encontram como que preenchendo o interstício de estruturas semelhantes a oolitos, estando ao redor desses oolitos (Figura 35- a, b, c).

No *chert* estratificado tem-se a presença de lâminas de quartzo microcristalino, alternadas por quartzo micritico, e associados a níveis de terrígenos. Em algumas porções nota-se a presença de calcedônia-quartzo. A variação granulométrica das lâminas pode refletir a laminação dentro da rocha (Figura 35-c, d, e).

As laminações dentro de fluxo silicosos podem ser reflexo de variações sazonais na produtividade de plânctons e/ou influxos de argilas detriticas, sendo esta última mais adequada ao que se encontra em seção delgada (TUCKER, 1992). Ademais, *cherts* estratificados comumente ocorrem em cinturões montanhosos e outras zonas de rochas deformadas, afirmação está que vem a confirmar a existência desse tipo de *chert* na Faixa Paraguai (TUCKER, op. cit.).

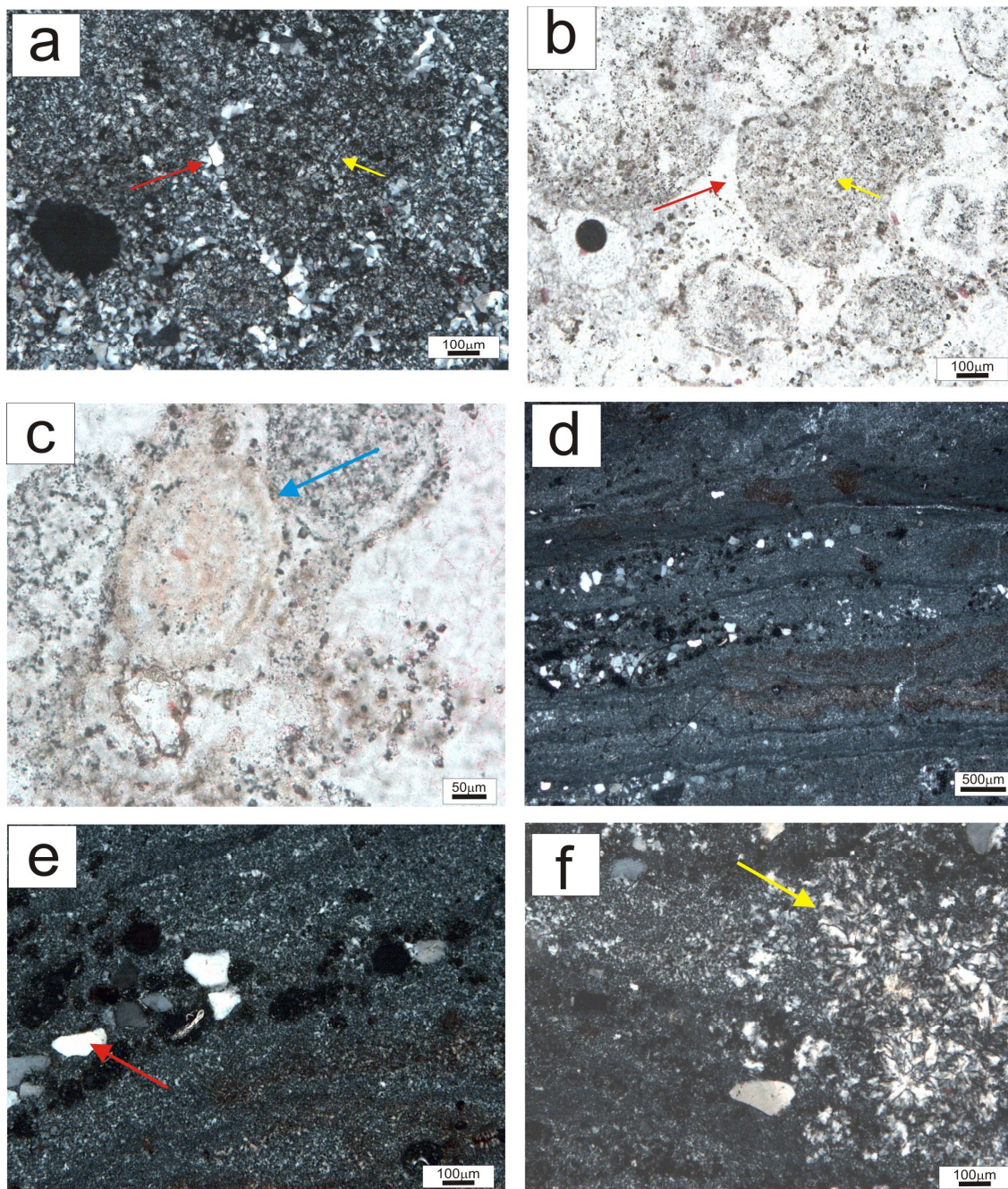


FIGURA 35-Fotomicrografias dos constituintes do arcabouço dos *cherts*: (a) *Chert* tipo nodular com cristais de sílica microcristalina em estruturas semelhantes a oolitos, e ao redor desses oolitos tem-se sílica microcristalina com cristais mais desenvolvidos, nicóis x, amostra VC-5; (b) Fotomicrografia anterior com nicóis //; (c) Possíveis oolitos, nicóis x, amostra VC-5; (d) *Chert* tipo estratificado, com níveis de grãos terrígenos; (e) Nível de grãos terrígenos composto principalmente por grãos de quartzo (seta vermelha);(f) cimento de calcedônia (seta amarela).

6 AMBIENTE TECTÔNICO

A composição dos arenitos é influenciada por características da proveniência sedimentar, a natureza dos processos sedimentares dentro de bacias deposicionais, e o tipo de trajetórias de dispersão que ligam a área fonte à bacia. A principal relação entre a proveniência e a bacia de deposição é governada pelas placas tectônicas, as quais, desse modo, controlam a distribuição de diferentes tipos de arenitos. (DICKINSON; SUCZEK, 1979).

Contudo, isso não pode vir a traduzir o ambiente deposicional já que, por exemplo, sedimentos advindos de *forearcs* vulcânicos podem ser depositados em ambiente fluvial, lacustre, margem marinha, plataformal ou leque submarino, dependendo das características da margem continental. Entretanto, de acordo com Miall (1990), apesar da composição não ser determinante na classificação do ambiente, pode auxiliar na interpretação de áreas com boas exposições. Ademais, a área-fonte original pode ser identificada não obstante as várias alterações as quais os detritos são submetidos durante o transporte e a deposição, sendo certas composições diagnósticas de tipos de ambientes tectônicos.

6.1 AMBIENTE TECTÔNICO DO CRÁTON AMAZÔNICO

O resultado obtido dos arenitos provenientes do Cráton Amazônico mostra que os sedimentos são originários de reciclagem orogênica e bloco continental estável, de acordo com o diagrama de plotagem das frequências de quartzo monocristalino, feldspato e fragmentos totais de rocha (Figura 36).

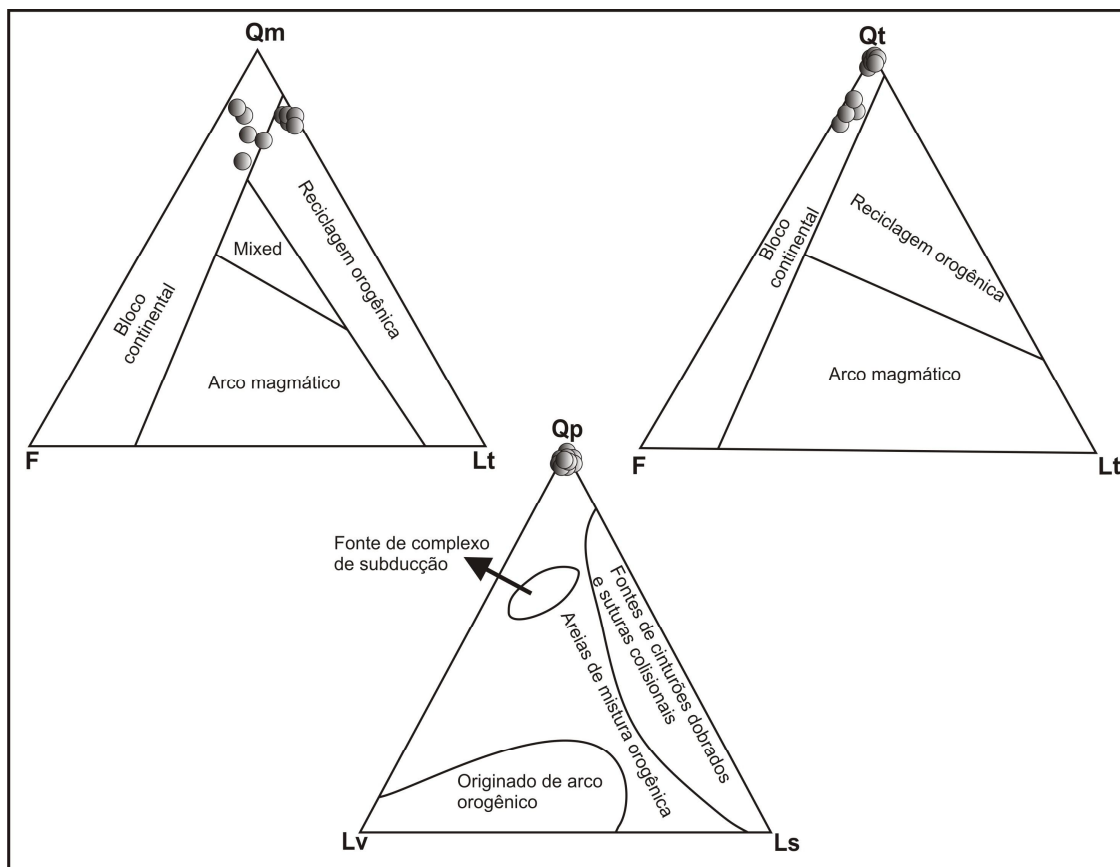


FIGURA 36 - Plotagem dos arenitos da Formação Raizama que ocorrem no Cráton Amazônico em diagrama QFL, QmFLT e QpLvLs para classificação do ambiente tectônico, de acordo com Dickinson & Suczek (1979).

A provável hipótese para os sedimentos provenientes de reciclagem orogênica é que esses são resultantes das colisões neoproterozóicas, as quais proporcionaram a evolução da orogênese Brasileira/Pan-Africana (TROMPETTE, 2000; ALKMIN, MARSHAK, FONSECA, 2001; TOHVER; D'AGRELLA FILHO, TRINDADE, 2006). Em função dessa orogênese, tem-se o início da estruturação da Faixa Paraguai-Brasília-Araguaia (CORDANI *et al.*, 2003), explicando os sedimentos oriundos de reciclagem orogênica.

Além disso, os sedimentos oriundos de blocos continentais estáveis teriam sua fonte relacionada ao primeiro estágio de colisão entre os blocos Paranapanema (?) e Amazônia, ligado às áreas soerguidas a SE (SILVA JR., 2006), sendo ratificado por medidas de paleocorrentes que atestam que o sistema Raizama migrava preferencialmente para NW (NOGUEIRA, 2003).

6.2 AMBIENTE TECTÔNICO DA FAIXA PARAGUAI

Os arenitos advindos da Faixa Paraguai demonstram que os sedimentos foram preferencialmente oriundos de reciclagem orogênica, e subordinadamente procedentes de blocos continentais estáveis, como expressa o diagrama de plotagem de freqüências de quartzo monocristalino, feldspato e fragmentos totais de rocha (Figura 37).

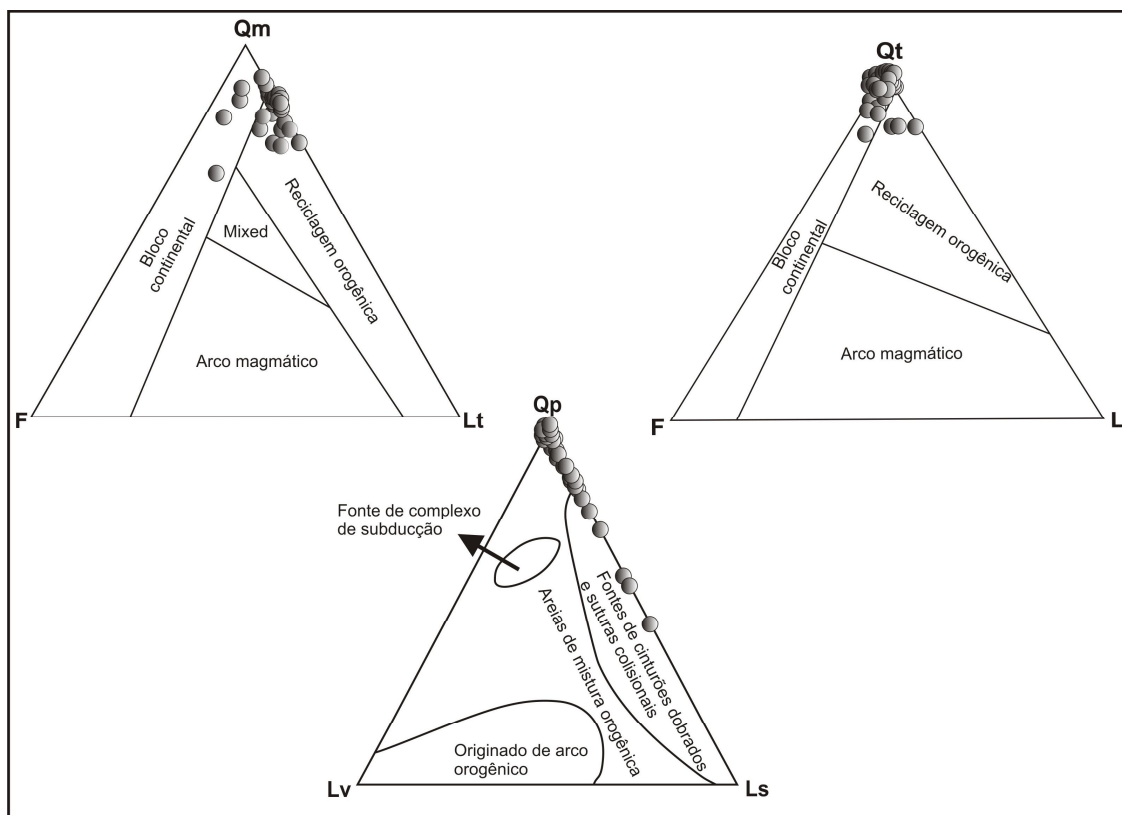


FIGURA 37 - Plotagem dos arenitos oriundo da Faixa Paraguai (Formação Raizama) em diagrama QFL, QmFLT e QpLvLs para classificação do ambiente tectônico, de acordo com Dickinson & Suczek (1979).

A fusão dos blocos continentais durante o Neoproterozóico proporcionou o surgimento da Faixa Paraguai, sendo que por meio do seu retrabalhamento têm-se sedimentos de reciclagem orogênica advindos de cinturões dobrados e suturas colisionais constatado pela tendência mostrada pelo gráfico Qp, Lv e Ls. Ademais, os sedimentos de blocos continentais estáveis foram formados pelo retrabalhamento

do bloco Paranapanema (?), pelos quais os sedimentos gerados foram depositados na borda do bloco Amazônia fundamentando-se na migração das paleocorrentes para NW (NOGUEIRA, 2003), e ainda pelo retrabalhamento do próprio bloco Amazônia.

7 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

Estudos sistemáticos realizados em vários reservatórios arenosos proporcionaram uma evolução diagenética geral para os arenitos, compreendida por processos eodiagenéticos aditivos, compactação mecânica e química, cimentação por crescimento de quartzo e feldspatos, carbonatação, geração e redução de porosidade secundária (DE ROS; MORAES, 1984).

Os arenitos estudados da Formação Raizama testemunham a história diagenética por meio de processos e reações, os quais são expressos pelas relações texturais e na atual composição de seu arcabouço. Dentre os processos apresentados, tem-se: argilominerais autigênicos, observados em algumas fácies das associações A e C; compactação mecânica, ainda que pouco evidenciada em função da cimentação de quartzo; crescimento secundário de cimento de quartzo (*quartz overgrowth*); dissolução por pressão e substituição e/ou dissolução do quartzo; e dolomitização, com presença de dolomita em sela (*saddle dolomite*) (Tabela 4).

A substituição e/ou dissolução do quartzo e a dolomitização são processos restritos aos arenitos do Cráton Amazônico, não havendo nenhuma evidência, até o presente momento, de que estes processos ocorram na Faixa Paraguai.

TABELA 4 - Processos diagenéticos identificados nos arenitos da Formação Raizama (_____ mais intenso; - - - - - menos intenso).

Processo	Estágio	
	Eodiagênese	Mesodiagênese
Argilominerais autigênicos (franja)	_____	
Compactação mecânica	_____ - - - - - ?	
Crescimento secundário de quartzo	_____ - - - - -	
Dissolução por pressão Substituição e/ou dissolu- -ção do quartzo		_____
Dolomitização		_____

7.1 ARGILOMINERAIS AUTIGÊNICOS

Nos arenitos estudados, tanto da Faixa Paraguai quanto do Cráton Amazônico, presume-se que os agregados cristalinos de argilominerais presentes nos arenitos foram quimicamente precipitados nas porosidades intergranulares distribuindo-se heterogeneamente. A presença de franjas (*fringes*) de argilominerais nestes arenitos, dispostas perpendicularmente a superfície do grão é uma morfologia básica reconhecidamente autigênica (Figura 38) (DE ROS; CESERO, op.cit.).

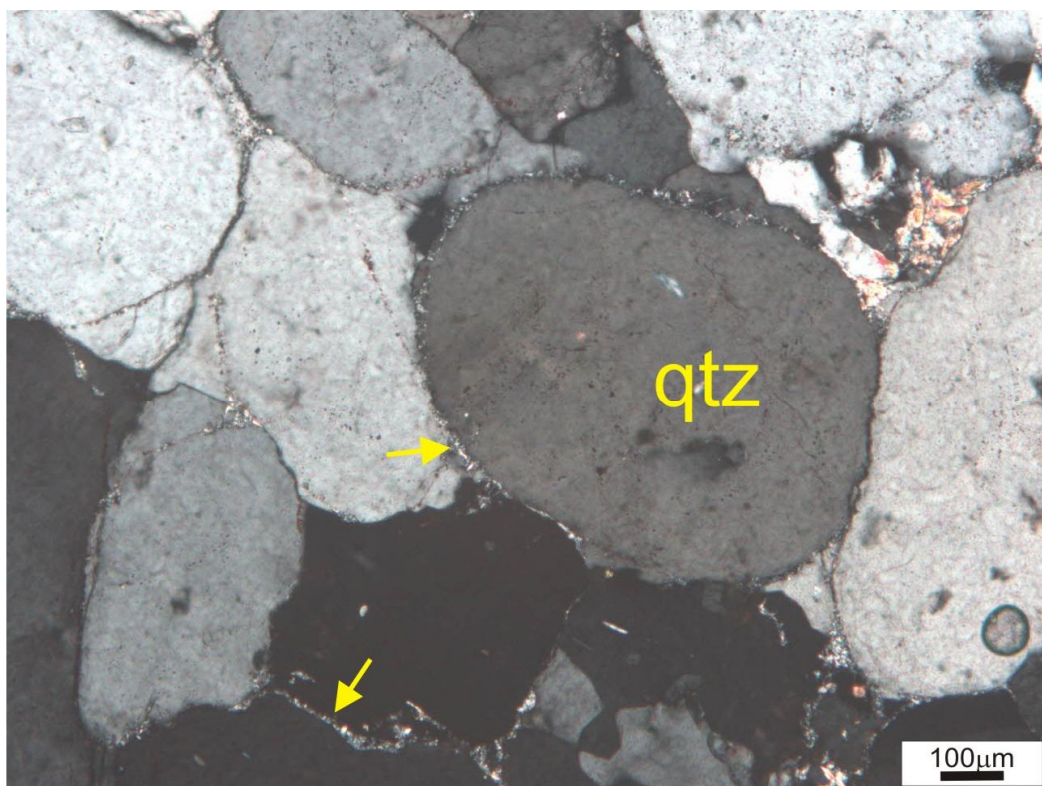


FIGURA 38 – Franja de argilomineral (illita) dispostas perpendicularmente a superfície do grão (setas amarelas). Amostra P15-5.

Outra possibilidade de gênese dos argilominerais nos arenitos estudados são que estes são oriundos de processos de alteração dos feldspatos, os quais, de acordo com De Ros; Cesero (1986), podem ser profundamente caolinizados, ilitizados ou sericitizados.

7.2 CIMENTAÇÃO DE QUARTZO

O crescimento sintaxial de quartzo (*quartz overgrowth*) é identificado nos arenitos estudados, representando até 17% da rocha, principalmente nos quartzo-arenitos, obstruindo totalmente a porosidade.

A dificuldade no reconhecimento do sobrecrecimento de quartzo, em alguns casos, pode induzir a interpretações errôneas em relação ao grau de arredondamento e dos contatos intergranulares, a exemplo dos contatos retos revelados, que na maioria dos casos, trata-se de contatos de compromisso, principalmente nos quartzo-arenitos, e subordinadamente nos subarcóseos e sublitarenitos. A distinção entre cimento e grão é auxiliada pela presença de linha de sujeira (*dust line*), contrastando o sobrecrecimento ao redor do grão. Comumente, nos arenitos da Formação Raizama, há claramente a distinção entre cimento e grão (Figura 39).

Normalmente, o crescimento de quartzo ocorre em continuidade ótica com o grão detrítico devido a tendência termodinâmica de os íons de sílica se precipitarem conforme a estrutura cristalina do grão hospedeiro, sendo que tais cimentos só encontram-se ausentes quando há cutículas de argilominerais ou franjas fibrosas que isolem o grão do fluido intersticial (DE ROS;MORAES, 1984).

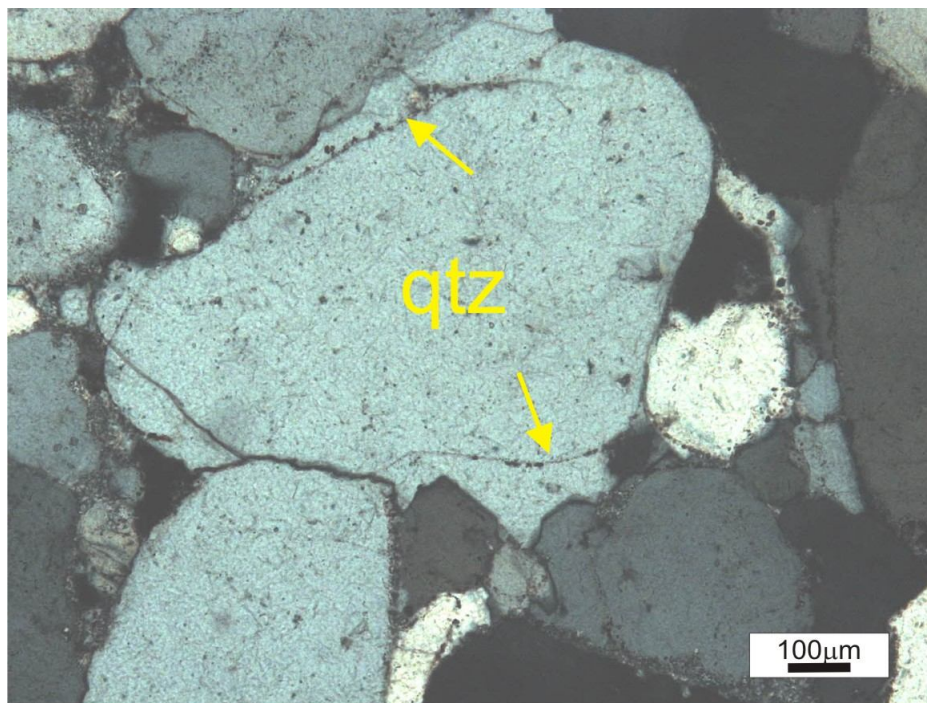


FIGURA 39 – Distinção entre grão e cimento de quartzo auxiliado pela linha de sujeira (dust line) (setas amarelas). Amostra AM-1.

7.3 COMPACTAÇÃO MECÂNICA

Nos arenitos da Formação Raizama as feições que testemunham a compactação mecânica são: 1) a presença de muscovita sanfonada e, 2) lamelas deformacionais.

A muscovita sanfonada é gerada por resposta a sobrecarga das camadas sobrejacentes com o auxílio da profundidade, podendo ocorrer em pequenas profundidades, ou já no domínio mesodiagenético (DE ROS; MORAES, 1984).

As lamelas deformacionais, raramente visualizadas, é resultado da acomodação/rotação dos grãos durante o soterramento, quando os esforços suportados pelos grãos são paralelos a orientação cristalina preferencial. Essas são produtos de metamorfismo, provavelmente originadas pelo esforço atribuído a fusão dos blocos continentais durante a estruturação da Faixa Paraguai, ou pode ser fruto de uma compactação mais acentuada (ver Figura 33-b).

7.4 COMPACTAÇÃO QUÍMICA

A compactação química traduz-se pela dissolução por pressão (*pressure solution*) dos grãos, ao longo de seus contatos tangenciais, onde a concentração de tensões é máxima (Figura 40) (DE ROS; MORAES, 1984).

Os arenitos da Formação Raizama, em geral, apresentam o desenvolvimento de contatos intergranulares côncavos-convexos e suturados, principalmente nos quartzos-arenitos, provenientes tanto da Faixa Paraguai quanto do Cráton Amazônico (Figura 41, ver Figura 29-f). No entanto, nota-se que a maioria dos contatos são retilíneos, em geral, confundidos com o contato de compromisso.

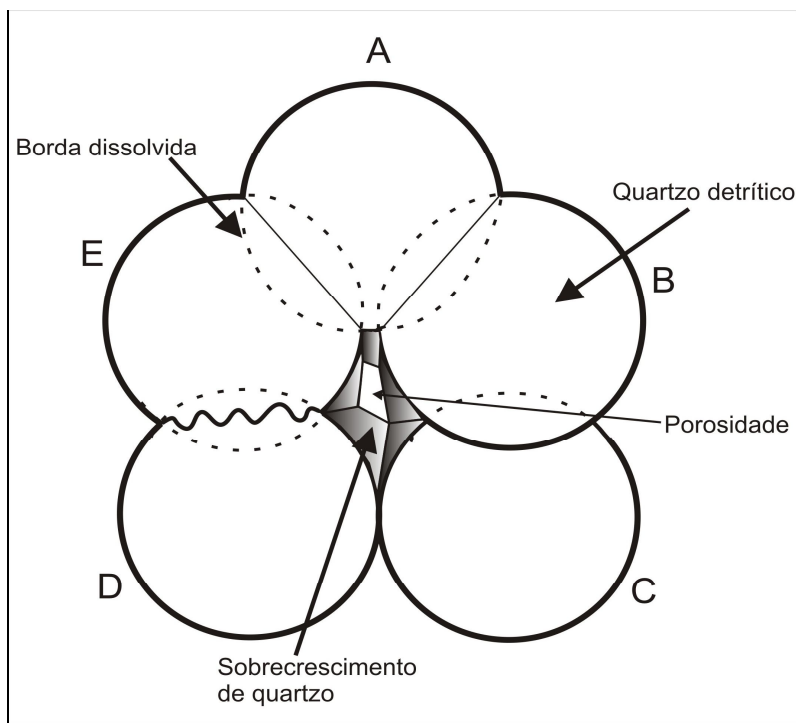


FIGURA 40 – Cinco grãos originalmente esféricos mostrando os limites dos grãos de quartzo, o cimento de quartzo e o *overlap* (porção do grão removida pela dissolução por pressão). Os tipos de contatos gerados são: AB-dissolução igual entre os grãos, BC- apenas dissolução de C, CD-contatos sem dissolução, DE-dissolução igual com desenvolvimento de suturas, EA-dissolução desigual com pouca dissolução de E e muita dissolução de A. (Modificado de Houseknecht, 1991).

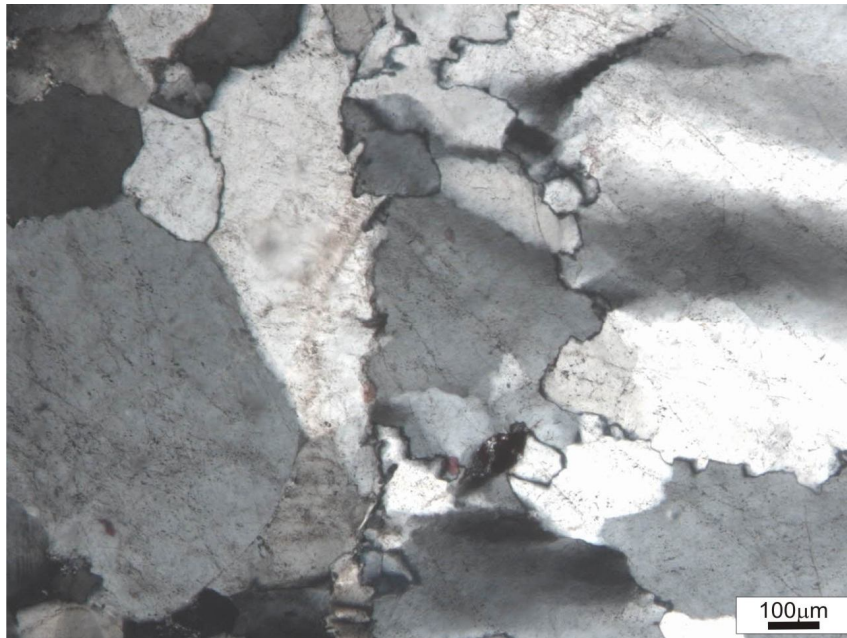


Figura 41- Contato suturado entre grãos de quartzo. Amostra P13-5.

7.5 SUBSTITUIÇÃO E/OU DISSOLUÇÃO DO QUARTZO

Apenas os arenitos do Cráton Amazônico apresentam os grãos do arcabouço substituídos e/ou corroídos, estando este processo restrito aos subarcóseos. O cimento de dolomita precipitou-se em poros, proporcionando a substituição dos grãos de quartzo quase em sua totalidade, e os que restaram encontram-se corroídos em suas bordas. Grãos de quartzo cimentados por dolomita são comumente corroídos e cauterizados em suas bordas (TUCKER, 1992; SILVA JR., 2006) (Figura 42).

A substituição e/ou corrosão dos silicatos é resultado de um complexo processo de difusão iônica, evidenciado pela solubilidade da fase carbonatada (dolomita) diminuir à medida que ocorre há aquecimento, enquanto a solubilidade do quartzo e feldspatos aumenta (DAPPLES, 1979; SCHMIDT; MCDONALD, 1979; DE ROS; MORAES, 1984).

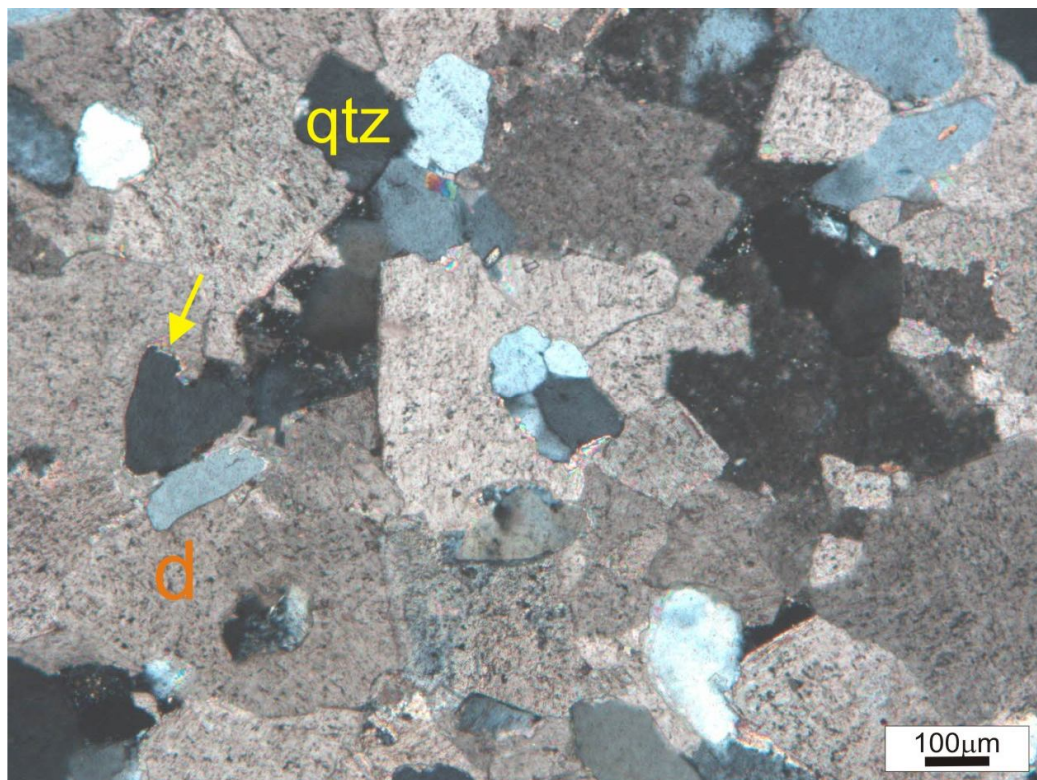


FIGURA 42 – Grão de quartzo com bordas corroídas (seta amarela). Amostra P15-2.

7.6 DOLOMITIZAÇÃO

O processo de dolomitização é inerente aos subarcóseos, dolomito-calcícticos, e dolomitos advindos do Cráton Amazônico, tendo o cimento de dolomita um percentual máximo de 95%.

A ocorrência de dolomita em sela (*saddle dolomite*) ou dolomita barroca (*baroque dolomite*) nos arenitos sugere um soterramento profundo compatível com a mesodiagênese, podendo, estar ligada a atividade hidrotermal (ver Figura 26-d) (RADKE; MATTHIS, 1980). Estes dados sugerem que a origem da cimentação dolomítica possa estar relacionada à atividade hidrotermal ou diagenética relacionada a remobilização dos carbonatos do topo do Grupo Araras.

8 CONCLUSÃO

A Formação Raizama, exposta na porção norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, é compreendida por depósitos siliciclásticos do final do Neoproterozóico, influenciados por maré e por ondas de tempestade, os quais vieram a conter a sedimentação carbonática do Grupo Araras.

De acordo com as oito fácies identificadas por Silva Jr. (2006), as amostras foram separadas com base na associação faciológica, havendo repetição de uma mesma fácies nas associações de fácies. As amostras advindas do Cráton Amazônico compõem uma associação de fácies representativa de ambiente fluvial entrelaçado e de planície de intermaré/inundação (Glória d'Oeste e Tangará da Serra), e de um ambiente de *shoreface* influenciado por onda de tempestade (Glória d'Oeste); nas amostras provenientes da Faixa Paraguai constata-se uma associação de fácies que sugere um ambiente de submaré/intermaré.

Foram classificados seis litotipos distintos entre o Cráton Amazônico e Faixa Paraguai. No Cráton Amazônico as rochas estudadas foram classificadas em quartzo-arenitos, subarcóseos, dolomitos-calcíticos e dolomitos; as rochas estudadas da Faixa Paraguai foram classificadas em quartzo-arenitos, subarcóseos, sublitarenitos e *cherts*.

No Cráton Amazônico, na região de Glória d'Oeste, os arenitos da Formação Raizama exibem cimentação dolomítica tardia, muitas vezes excessiva, a qual induz erroneamente a correlação desses arenitos com os dolomitos do Grupo Araras. É provável que a cimentação dolomítica seja resultado da percolação (remobilização) de fluídos carbonatados oriundos do topo do Grupo Araras (SILVA JR., op. cit.), conseqüentemente, resultando na substituição e/ou corrosão dos silicatos por meio de um complexo processo de difusão iônica explicado pela solubilidade da fase carbonatada (dolomita) diminuir à medida que a temperatura aumenta, enquanto que a solubilidade do quartzo e feldspatos aumenta (DAPPLES, 1979; SCHMIDT; MCDONALD, 1979; DE ROS; MORAES, 1984).

No norte da Faixa Paraguai, os arenitos da Formação Raizama exibem mais freqüentemente a presença de contatos suturados, sugerindo que estes foram submetidos a uma compactação química mais efetiva, além de exibirem um maior

conteúdo de argilominerais, os quais foram classificados como illita por meio de difração de raios-x e imagens de MEV.

Os diagramas QFL, QmFLt e QpLvLs, tanto da Faixa Paraguai quanto do Cráton Amazônico, mostram que os sedimentos são provenientes de mais de uma fonte, resultante de materiais de reciclagem orogênica, mais precisamente de reciclagem quartzosa, e sedimentos originários de blocos continentais estáveis.

A evolução diagenética geral para os arenitos da Formação Raizama compreende os estágios de eodiagênese e mesodiagênese. Na eodiagênese destaca-se a presença de argilominerais autigênicos, seguidas de compactação mecânica testemunhada por lamelas deformacionais e grãos policristalinos. A mesodiagênese é marcada inicialmente pelo crescimento secundário de quartzo, além da dissolução por pressão expressa principalmente pelos contatos suturados dos arenitos oriundos da Faixa Paraguai e substituição do quartzo por dolomita nos arenitos do Cráton Amazônico. Ademais, ao final da mesodiagênese há a atuação do processo de dolomitização restritos aos arenitos provenientes do Cráton Amazônico.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, A.E, MACKENZIE, W.S., GUILFORD, C. **Atlas of sedimentary rocks under the microscope**. London: Longman, 1987. Low priced edition.
- ALKMIN F.F., MARSHAK S., FONSECA M.A.. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil: **Geology**, 29:319-322. 2001.
- ALLEN, P.A.; HOFFMAN, P.F. Extreme winds and waves in the aftermath of a neoproterozoic glaciation. **Nature**, v. 433, p.123 - 127, 2004.
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia do Centro-Oeste matogrossense. **Boletim divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro: DNPM, V.219, p.1-53, 1964.
- ALMEIDA, F.F.M..Geologia do Centro-Oeste matogrossense. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro: DNPM, V.219, p.1-53. 1965.
- ALMEIDA, F.F.M.. Província Tocantins, setor sudoeste. *In*: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coords. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p.265-281, 1984.
- BANDEIRA J. . **Sedimentação siliciclástica e proveniência do Grupo Alto Paraguai (Ediacarano), borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso**. 79 f. Exame de Qualificação (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém-PA, 2009.
- BARROS, A.M. et al. Geologia. *In*: PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SD-21 Cuiabá**. Rio de Janeiro: MME, 1982. p. 25 - 132. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- BARROS A.M., SILVA R.H.da, CARDOSO O.R.F.A., FREIRE A.F., SOUZA Jr. J.J. de, RIVETTI M., LUZ D.S. da, PALMEIRA R.C. de B., TASSINARI C.C.G.. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. *In*: BRASIL (ed). **Geologia da Folha SD.21 Cuiabá**. Rio de Janeiro, DNPM, **Projeto RADAM**, cap. 1, 1982.p.25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- CHOQUETTE, P.W., PRAY, L.C. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.**, v.54, n.2, p.207-250, 1970.

CORDANI, U. G., NEVES, B.B.B., D'AGRELLA, M.S., TRINDADE, R.I.F... Tearing up Rodinia: The Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments: **Terra Nova**, v. 15, p.343-349, 2003.

DALRYMPLE, R.W.. Tidal depositional systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.) **Facies Models: response to sea level change**. Ontario, Geol. Assoc. Canada. 1992, p. 454.

DALZIEL, I.W.D. .On the organization of American places in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. **GSA Today**,V.2,p.240-241, 1992.

DAPPLES, E. C.. Diagenesis in sandstones. In: Larsen, G. e Chilingar, G. V., Eds; **Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks**. New York, **Elsevier**, p.31-9, 1979.

DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A.. Plate tectonics and sandstone composition. **AAPG Bulletin**; v. 63; no. 12; p. 2164-2182 New York, p 661-664, 1979.

DE ROS, L.F. & MORAES, M.A.S. . Seqüência Diagenética em Arenitos, uma Discussão Inicial. Anais do XXXIII **Congresso Brasileiro de Geologia**. Rio de Janeiro, 1984.

DE ROS, L.F, CESERO, P.. Argila em arenitos – Bases para a interpretação petrogenética. In: **XXXIV Cong. Bras. Geol. Goiânia**,1986, V.4, p.1663-1671.

DERRY, L.A., KAUFMAN, A.J.; JACOBSEN, S.B.. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. **Geochim.Cosmochim. Acta**, v.56, p.1317-1329, 1992.

.EVANS, J. W. The geology of Mato Grosso (Particularly the region drained by the upper Paraguay), **Quart. Journal Soc. London, Londres**, v.2, p.85 – 104, 1894.

FOLK, R.L.. **Petrology of sedimentary rocks**. In. SUGUIO, K. 2003. Geologia sedimentar. Edgard Blucher Ltda. São Paulo.p.400,1974.

FIGUEIREDO, A.J.A; OLIVATTI, O. **O Projeto Alto–Guaporé; relatório final integrado**. Goiânia, DNPM/CPRM, 11. (relatório do arquivo técnico da DGM, 2323),1974.

GUIMARÃES, G.; ALMEIDA, L.F.G.. **Projeto Cuiabá**. Relatório Final. Cuiabá, DNPM. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 1872), 1972.

GOODWIN, A.M.. **Principles of Precambrian geology: London**, Academic Press. p.327, 1996.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S.. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Rev. Bras. Geoc.**, v.12,p.7-31, 1992.

HOFFMAN, P.F. . Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? **Science**, v.252, p.1409-1412, 1991.

HOUSEKNECHT, D.W.. Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone. **Journal of Sedimentary Petrology**.v.54 (2), p.348-361,1984.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Banco de dados estatísticos e geográficos**. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>. Acesso em: 26 de agosto de 2010.

KNOLL, A.H.; HAYES, J.M.; KAUFMAN, A.J.; SWETT, K.; LAMBERT, I.B., Secular variation in carbon isotope ratios from the upper Proterozoic succession of Svalbard and east Greenland: **Nature**, v. 321, p.832-839, 1986.

LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA, J.F.M.; TANNO, L.C.; CARMO, L.S.; SOUZA, N.B. 1980. **Projeto Coxipó**. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p.

MIALL, A.D.. **Principles of sedimentary basin analysis**. 2^o ed. New York, Springer-Verlag, 668p. 1990.

MORAES, M.A.S. Reações químicas na diagênese de arenitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. GOIÂNIA. **Anais**. GOIÂNIA: SBG, v.2, p.187-207,1986.

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R.. **Late Neoproterozoic Puga cap carbonate succession from southeastern Amazon Craton, Brazil: a record of snowball earth in South America**. In: Latin American Congress of Sedimentology, Belém. 1:230-231, 2003.

NOGUEIRA, A. C. R. **A plataforma carbonática Araras no sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: Estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico**. 173 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

NOGUEIRA, A.C.R, RICCOMINI, C., SIAL, A.N., MOURA, C.A.V., TRINDADE, R.I.F., FAIRCHILD, T.R.. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. **Chemical Geology**, v. 237, p. 168 – 190, 2007.

SCHMIDT, V.; MCDONALD, D. A. Texture and Recognition of secondary porosity in sandstones. In: Scholle, P. A. e Schluger, P. R; Eds; Aspects of diagenesis. **Soc. Econ. Paleontologists, and Mineralogists Spec. Pub. N°26**, p. 209-225, 1979.

SCHRAG, D.P.; HOFFMAN, P.F. Life, geology and Snowball Earth. **Nature**, v. 409, p.306, 2001.

SIBLEY, D. F.; GREGG, J. M. Classification of dolomite rock textures. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, p. 967 – 975, 1987.

SILVA JR.. **Fácies e estratigrafia da Formação Sepotuba: Registro da última incursão marinha na transição Neoproterozóico-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso**. 103 f. (Dissertação de Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Universidade Federal do Pará, Belém-Pará, 2006.

RADKE, B.H.; MATTHIS, R.L.. On the formation and occurrence of saddle dolomite. **J. Sediment. Petrol.**, 50:1149-1168, 1980.

TOHVER, E., D'AGRELLA FILHO, M., TRINDADE, R.I.F... Paleomagnetic Record of Africa and South America for the 1200- 500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies: **Precambrium Research**, v.147, p.193-222, doi:10.1016/j.precamres.2006.01.015, 2006.

TOHVER, E., TRINDADE, R.I.F., SOLUM, J.G., HALL, C.M.,RICCOMINI,C., NOGUEIRA, A.C... Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt:Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. **Geology**, 38; 267-270, 2010.

TRINDADE, R.I.F., FONT, E., D'AGRELLA-FILHO, M.S., NOGUEIRA, A.C.R., RICCOMINI, C.,. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. **Terra Nova**, V.15, p.441–446. , 2003

TROMPETTE, R. **Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa**. Rotterdam, Balkema, 350p, 1994.

TROMPETTE, R.. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. Acad. Sci. Paris, **Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences**, v.330,p.305-315, 2000.

TROMPETTE, R.; ALVARENGA, C.J.S.; WALDE, D.. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumba graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. **J. South Am. Earth Sci.**,v.11, p.587-597, 1998.

TUCKER, M.E.. **Sedimentary Petrology**: an introduction to the Origin of sedimentary rocks 2ed. Blackwell Scientific Publications, 260 p, 1992.

YOUNG, G.M..Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents. **Geology**, v.23, p.153-156.,1995

VIEIRA, A.J.. **Estratigrafia e estrutura da região de Rondonópolis, MT.** Ponta Grossa, PETROBRÁS, 1965, 8p. (Relatório Técnico Interno)