

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
REGIONAL E AMBIENTAL**

**O SISTEMA DESÉRTICO PALEOPROTEROZÓICO DA
FORMAÇÃO URUPI, REGIÃO DO RIO PITINGA,
AMAZONAS**

EISNER FRANCISCO DA SILVA CUNHA

**Manaus – Amazonas
Junho de 2006**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
REGIONAL**

EISNER FRANCISCO DA SILVA CUNHA

**O SISTEMA DESÉRTICO PALEOPROTEROZÓICO DA
FORMAÇÃO URUPI, REGIÃO DO RIO PITINGA,
AMAZONAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia Regional da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial a obtenção do título de Mestre em Geociências na subárea de Estratigrafia e Sedimentologia.

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

Manaus – Amazonas
Junho de 2006

EISNER FRANCISCO DA SILVA CUNHA

**O SISTEMA DESÉRTICO PALEOPROTEROZÓICO DA
FORMAÇÃO URUPI, REGIÃO DO RIO PITINGA, AMAZONAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia Regional da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial a obtenção do título de Mestre em Geociências na subárea de Estratigrafia e Sedimentologia.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Claudio Riccomini
Universidade de São Paulo

Dr. Jackson Douglas Silva da Paz
Universidade Federal do Amazonas

Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Universidade Federal do Amazonas

Esta dissertação é dedicada à minha mãe
Edite da Silva Cunha, por sua amizade e
discussão metafísica de nossa grande vida frugal.

AGRADECIMENTOS

Quero deixar registrados os meus agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram na realização deste trabalho final de pós-graduação:

- Ao projeto de cooperação Universidade Federal do Amazonas (UFAM)/ Universidade Federal do Pará (UFPA), processo nº 620181/2004 (MCT/CNPq), pelo apoio financeiro e concessão de bolsa de estudo;
- À Mamoré Mineração e Metalurgia (Grupo Paranapanema) pela permissão de visita à Hidroelétrica da Mina do Pitinga e apoio logístico durante as etapas de campo;
- Ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da UFPA, pelas imagens de MEV dos arenitos Urupi, na pessoa do Prof. Dr. Cláudio Lamarão;
- Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, pelas críticas e sugestões técnico-científicas e constantes incentivos, dosados com muita amizade;
- Aos geólogos José Maximino Ferron (Max) e Maurício Prado, da Mamoré Mineração e Metalurgia, por viabilizar nossa estada na área Mina do Pitinga;
- Aos técnicos José Galco Castro e Antonio Marcos Lima (Marcão), do Laboratório de Laminação do DEGEO, pela confecção de lâminas delgadas, bem como ao motorista Walklin Ferreira, por sua diligência em campo e pelas músicas inesquecíveis de Roberto Carlos!
- Ao geólogo Dr. Jackson Douglas Silva da Paz, pela amizade e disponibilidade de tempo nas discussões e críticas deste trabalho;
- A pessoa do geólogo Prof. MSc. Lucindo Fernandes (UFAM) por sua amizade e tempo dispensado no trabalho de campo;
- Às geólogas MSc. Roseane Sarges e Dra. Mônica Freitas, pelas discussões e críticas a este trabalho;
- Aos amigos do curso de Pós-graduação em Geologia Regional e Ambiental da UFAM, em especial aos geólogos Aroldo Aragão (O chefe), Sanclever Peixoto (Tio San), Cristóvão Valério (O Cris), José Bandeira Jr. (J.B.), Joelson Lima (Joe Ramone), Angela Vega, Rosemeire Silveira (Cavalão), Líbia Mileo e Humberto Abinader, pela amizade e apoio durante a confecção deste trabalho;
- Ao geólogo Nelson Reis (CPRM/ Manaus) pelas indicações e sugestões das primeiras literaturas iniciais deste trabalho;
- Aos meus irmãos e irmãs e aos nossos pais, Sra. Edite da Silva Cunha e Sr. Raimundo Pacheco da Cunha, minha gratidão sempre!
- Em especial, as senhoritas Maria Eduarda Pierre Cunha e Maria Gilcla Pierre Passos, por dias incomensuráveis!

Ficou o nome no tempero da comida,
Nas fibras da carne
Na saliva,
No ouro da mina ficou o nome.

Carlos Drummond de Andrade

RESUMO

O final do Paleoproterozóico (1,8-1,6 Ga) foi marcado por severas mudanças climáticas que culminaram na desertificação global que afetou o supercontinente Columbia. Os registros desta fase na Amazônia, outrora parte deste supercontinente, foram encontrados na braquissinclinal do Pitinga, nordeste do Estado do Amazonas, inseridos nas rochas da Formação Urupi. A análise de fácies, baseada em afloramentos desta unidade, permitiu a individualização de 9 fácies sedimentares agrupadas em 2 associações de fácies denominadas de: 1) campo de dunas e 2) lençóis arenosos/*wadi*, separados por superfície de 2ª ordem eólica. A associação de campo de dunas consiste principalmente de arenitos finos a médios, com grãos arredondados, bem selecionados, com estratificação cruzada de médio a grande porte e mergulhos do *foresets* de 28° até 34°, exibindo gradação inversa produzida por migração de marcas onduladas eólicas. Estes depósitos de duna eólica são intercalados com pelitos laminados de interduna. A associação de lençóis arenosos/*wadi* inclui arenitos finos a médios, com grãos arredondados e bem selecionados, forma uma sucessão de camadas centimétricas lateralmente contínuas por dezenas de metros, onde predomina a estratificações cruzadas tabular, côncava e de baixo ângulo associada aos depósitos de avalanche e de queda de grãos. Estes arenitos com *foresets* complexos ocorrem alternados com arenitos finos com laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante, formada pela migração de marcas onduladas por processos trativos eólicos. Estratos gerados por ação eólica, constituídos por arenitos finos com laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante, se alternam com depósitos influenciados por rios de deserto ou *wadi*, caracterizados por arenitos finos com clastos de argilito disseminados, pelitos laminados e arenitos com feições de marcas onduladas de aderência, de verrugas e subaquosas, e marcas de escorrimento. Ciclos granocrescentes ascendentes formados por pelitos laminados, ritmito com acamamento ondulado e arenitos com estratificação cruzada sigmoidal e laminação cruzada cavalgante supercrítica sugerem lobos de suspensão em lagos de deserto. Estes depósitos alcançaram a diagênese tardia e, provavelmente, o anquimetamorfismo, indicado pela abundante geração de sericita. A identificação de parte de um deserto paleoproterozóico na Amazônia sugere uma bacia com limites que ultrapassam a área de exposição da Formação Urupi. Esta hipótese permite uma possível correlação desta unidade com os depósitos eólicos da Formação Arai do Supergrupo Roraima, enquadrando-as nos eventos proterozóicos de desertificação iniciados em 1,8 Ga.

ABSTRACT

The terminal Paleoproterozoic (1.8–1.6 Ga) was punctuated by severe climatic changes that culminated in the worldwide desertification which affected the Columbia supercontinent. The records of this phase in the Amazonia, formerly a piece of this supercontinent, were found in the Pitinga braquisyncline, northeastern State of Amazonas, enclosed in the siliciclastic rocks of Urupi Formation. The outcrop-based facies analysis carried out in the Urupi Formation allowed the identification of 9 sedimentary facies grouped in 2 facies associations named 1) field dune interdune and 2) sandy sheet/*wadi*, separated by 2nd order eolian surface. The field dune association consists mainly of well-sorted, fine to medium-grained sandstone, with rounded grains and medium to large scale cross bedding exhibiting foresets dips of 28° up to 34° and inversely grading lamination generated by eolian ripple marks migration. This eolian dune deposits are interlayered to interdune laminated pelites. The sandy sheet/*wady* association include well-sorted fine to medium sandstone, with rounded grains, comprises a dozens of meters laterally continuous beds succession, which predominate the low-angle, concave and planar cross bedding related to grainfall and grainflow deposits. These sandstones show complex foresets and occur alternated with subcritically climbing translent cross-laminated sandstones. Strata generated by eolian action, constituted of subcritically climbing translent cross-laminated sandstones alternate with *wadi* deposits, characterized by fine-grained sandstones embrace disseminated pelite pebbles, laminated pelite and sandstones with adhesion, warts and subaqueous ripple marks and rill marks. Coarsening upward cycles formed by laminated pelites, wavy bedded rhythite and sandstone with sigmoidal cross bedding and supercritically climbing cross lamination suggest suspension lobes in desert lakes. These deposits reached the late diagenesis to anquimetamorphism, as indicated by abundant generation of sericite. The identification of a part of a Paleoproterozoic desert in the Amazônia suggests a basin with limits that traspas the exposed area of Urupi Formation. This hypothesis yield a possible correlation of studied unit with eolian deposits of Arai Formation of Roraima Supergroup, both included in the onset 1.8 Ga Proterozoic desertification event.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
SUMÁRIO	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xii
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	14
1.1. APRESENTAÇÃO	14
1.2. OBJETIVOS	15
1.3. LOCALIZAÇÃO E BASE DE DADOS	15
1.4. MÉTODOS	17
1.4.1. Análises de Fácies e Estratigráfica	17
1.4.2. Petrografia	18
1.4.3. Análise Estrutural	18
CAPITULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL	19
2.1. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL	19
CAPITULO 3 – AMBIENTE EÓLICO	22
3.1. SISTEMA EÓLICO	22
3.2. DEPÓSITOS DE HAMADA	23
3.3. DEPÓSITOS DE SERIR	23
3.4. DEPÓSITOS DE LAGO E DEPÓSITOS DE <i>SABKHA</i> INTERIORES	23
3.5. DEPÓSITOS DE <i>WADI</i>	24
3.6. DEPÓSITOS DE POEIRA OU <i>LOESS</i>	25
3.7. DEPÓSITOS DE AREIAS EÓLICAS	25
3.7.1. Lençóis de Areia	25
3.7.2. Dunas	25
3.7.3. Ondulas Eólicas	27
3.8. SUPERFÍCIES LIMITANTES	27
3.9. ESTRUTURAS SEDIMENTARES	28
CAPITULO 4 – A FORMAÇÃO URUPI	29
4.1. TRABALHOS PRÉVIOS	29
4.2. ASPECTOS ESTRUTURAIIS	31
4.2.1. Estruturas Tectônicas	33
4.2.2. Discussões e Recomendações Sobre a Geologia Estrutural	38
4.3. ANÁLISE DE FÁCIES	39
4.3.1. Associação de Fácies 1	41
4.3.1.1. Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Ac)	41
4.3.1.2. Pelito laminado e maciço (Plm)	41
4.3.2. Associação de Fácies 2	43
4.3.2.1. Arenito com estratificação cruzada complexa (Acx)	43
4.3.2.2. Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica a transladante (Alc)	47
4.3.2.3. Arenito com laminação plano-paralela com clastos no topo da camada (Apc)	49
4.3.2.4. Arenito com estratificação cruzada com clastos nos <i>foresets</i> (Acf)	50
4.3.2.5. Arenito maciço (Am)	50
4.3.2.6. Ritmito de arenito e pelito com estrutura <i>wavy-linsen</i> (Rwl)	50
4.3.2.7. Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs)	50
4.4. ANÁLISE DE PALEOCORRENTE	54
4.5. ÍNDICES DE MARCAS ONDULADAS	54
4.6. MODELO DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO URUPI	56

CAPITULO 5 - PETROGRAFIA DOS ARENITOS URUPI	63
5.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA	63
5.1.1. Descrição Geral dos Arenitos	63
5.2. ASPECTOS DIAGENÉTICOS E METAMORFISMO	67
5.2.1. Infiltração Mecânica de Argila	67
5.2.2. Sobrecrescimento de Quartzo	68
5.2.3. Cimentação Esferulítica de Calcedônia e em Franja	69
5.2.4. Compactação Mecânica e Química	70
5.2.5. Formação de Filossilicatos	73
5.2.6. Formação de Oxi-Hidróxido de Ferro	74
5.3. FRATURAMENTO	75
5.4. O DESERTO URUPI E SUAS IMPLICAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS PALEOPROTEROZÓICO	NO 76
CAPITULO 6 - CONCLUSÕES	81
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82
ANEXO I: MEDIDAS DE MARCAS ONDULADAS NOS ARENITOS URUPI.	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES E TABELAS

Figura 1.1. Localização e acesso da área de estudo.....	16
Figura 2.1. Mapa das províncias geotectônicas do Cráton amazônico (Santos <i>et al.</i> 2000a), com localização da área da Mina do Pitinga.....	20
Figura 2.2. Quadro estratigráfico regional da área de estudo (modificado de Veiga Jr. <i>et al.</i> 1979).....	21
Figura 3.1. Seção cruzada vertical e horizontal de duna mostrando as principais feições e distribuição das estruturas sedimentares (modificado de Hunter 1977).....	28
Figura 4.1. Mapa geológico da Mina do Pitinga. Pontos estudados indicados na figura (modificado de Costi <i>et al.</i> 2000a).	30
Figura. 4.2.A região do Rio Pitinga. Estruturação tipo braquissinclinal e lineamentos N-S. Granitóides (Gr), Formação Urupi (Fu), Formação Quarenta Ilhas (Fqi). Retângulo representa a área de estudo. Imagem de Radar Jers-1, NASDA/NASA (1995).....	32
Figura 4.3. Diagramas do acamamento da área HMP, projeção Schmidt-Lambert no hemisfério inferior. A) representação dos pólos e B) curvas de isofreqüência de 15%.	33
Figura 4.4. Aspectos gerais do acamamento. A) Acamamento verticalizado com topo marcado por marcas onduladas com diferentes sentidos de migração. B) Interface arenito-pelito com foliação produzida por deslizamento intraestratal; observar o ângulo da foliação com o acamamento.....	34
Figura 4.5. Perfil ao longo do Rio Pitinga, área da HMP, representada pela seção (A-A') e sua fotointerpretação. Medidas de juntas, falhas e eixo de dobras são mostrados respectivamente nos diagramas A, B e C. A foto acima as dobras são encontradas na estrada para Vila do Pitinga (ponto 5) com direção dos planos axiais similares aos encontrados na HMP. Ao lado, o mapa da HMP, indicando a seção A-A' e posicionamento das estruturas geológicas.....	35
Figura 4.6. Acamamento (So) verticalizado encontrado na zona de cisalhamento rúptil.....	36
Figura 4.7. Fraturas preenchidas por material silicoso (setas).	36
Figura 4.8. Mapa esquemático mostrando as relações de campo dos domínios individualizados no Sill Quarenta Ilhas. As fotografias representam as maiores variações texturais encontradas na rocha híbrida (as setas indicam os locais de ocorrência).....	37
Tabela 4.1. Fácies sedimentares e associação de fácies da Formação Urupi.....	39
Figura 4.9. Perfis da Formação Urupi, na região do rio Pitinga, relacionando associação de fácies, fácies individuais e estruturas associadas. Mapa da área de estudo indica o posicionamento de cada perfil.	40
Figura 4.10. Fácies Ac, exibindo estratificação cruzada de grande e médio porte. Notar as superfícies que separam os diversos pacotes estratigráficos. O pacote inferior tabular é truncado pela fácies Ac. As letras A e B, referem-se às Figuras 4.14 e 4.16.....	42
Figura 4.11. Fácies Acx mostra truncamentos entre diversos estilos de estratificação, isolado ao topo pela camada de laminação cavalgante transladante da fácies Alc.	44
Figura 4.12. Marcas onduladas assimétricas associadas à fácies Acx. Observar micromarcas onduladas a direita da foto.....	45
Figura 4.13. Marcas de aderência observadas na base dos arenitos da fácies Acx (A). Abaixo detalhe da ondula de aderência (A')......	46
Figura 4.14. Arenito da fácies Alc mostrando laminação cavalgante transladante subcrítica.....	47

Figura 4.15. A) Marcas de escorrimento desenvolvidas sobre marcas onduladas. B) marcas onduladas com padrão de interferência.....	48
Figura 4.16. Fácies Apc, arenito com granocrescência ascendente. Fácies Rwl com estrutura heterolítica e os arenitos da fácies Am. Clastos são indicados pela seta.....	49
Figura 4.17. Fácies Rwl, mostrando ritmo com estrutura <i>wavy-linsen</i> e clastos retrabalhados (setas).....	51
Figura 4.18. Estratificação cruzada sigmoidal desenvolvida nos arenitos da fácies Acs. Superfícies de reativação são geralmente recobertas por lâminas de arenito fino ou pelito. Área da HMP.....	52
Figura 4.19. Marcas onduladas assimétricas associadas à fácies Acs (A, B). Notar base reta (não escavada) das estruturas indicada pelas setas (B).....	53
Figura 4.20. Diagrama de roseta com dados de paleocorrente da Formação Urupi, ao longo da estrada do Quarenta Ilhas (Ponto 2) e região da HMP (Ponto 4).....	54
Figura 4.21. Gráficos dos índices de marcas onduladas medidas nos afloramentos da Formação Urupi.....	55
Figura 4.22. Síntese dos ambientes relacionados à Formação Urupi no rio Pitinga, próximo à região da HMP.....	61
Figura 4.23. Modelo deposicional para a Formação Urupi compreende o círculo tracejado (modificado de Fryberger <i>et al.</i> 1979).....	62
Figura 5.1. Arenitos da Formação Urupi, apresentando seleção moderada, composto por grãos de fragmentos de rocha, sílex, quartzo monocristalino e raros policristalinos. Nicóis X.....	65
Figura 5.2. Cristais de quartzo monocristalino subangulosos a subarredondados, com extinção ondulante forte e sobrecrescimento sintaxial.....	66
Figura 5.3. Fragmentos líticos encontrados nos arenitos Urupi. A) Fragmentos de rocha vulcânica, de tonalidade cinza-negro subarredondados a arredondados. B) grão de arenito. C) Sílex.....	66
Figura 5.4. Cutículas de argila envolvendo grãos do arcabouço do arenito Urupi. Associação de fácies de lençóis arenosos.	68
Figura 5.5. A) Grãos subarredondados a subangulosos de quartzo, cimentação sintaxial de quartzo marcado pela linha de sujeira. (A, B) Notar contatos de compromisso entre cimento-cimento.....	69
Figura 5.6. Cimento esferulítico de calcedônia desenvolvido entre os espaços intergranulares e após crescimento sintaxial (A). Detalhe da mesma cimentação, mostrando contatos de compromisso cimento-cimento (B). Cimento em franja desenvolvido perpendicularmente ao grão de quartzo (C). Imagem de MEV, mostrando sericita com hábito foliáceo entre cimentos de quartzo (C').....	70
Figura 5.7. As três categorias de partição do esforço. Deformação: (a) intragranular; (b) intergranular e (c) transgranular (Wu & Groshong 1991).....	71
Figura 5.8. Feição transgranular observado nos arenitos Urupi. Notar o deslocamento do grão de quartzo, bem como de seu cimento de sílica (A e B).....	72
Figura 5.9. Feição transgranular que afeta o arcabouço dos arenitos. Notar grão de sílex rompido (centro da microfotografia) que mostra claramente a movimentação da microfalha (A nicóis X e B nicóis //).....	72
Figura 5.10. Detalhe da forma vermicular da sericita com birrefringência alta e como pseudomorfo da caulinita (A e B).	73
Figura 5.11. Cimentação de óxi-hidróxido ferro disseminado sobre as cutículas de argilas (A), nicóis x e em (B) nicóis //. Cimento de óxi-hidróxido de ferro em forma oolítica (C).....	74
Figura 5.12. Microfraturas nos sedimentos Urupi preenchidas por quartzo recristalizado (A). Detalhe das microfraturas e contato interpenetrativo entre sobrecrescimentos (B).....	75

Tabela 5.1. Representação esquemática dos processos e seus respectivos estágios diagenéticos e evento tectônico dos arenitos Urupi.....	76
Figura 5.13. Distribuição das massas continentais no Paleo-Mesoproterozóico, Supercontinente Columbia. Posicionamento da área de estudo indicada em relação à paleogeografia pré-cambriana. A) modelo de Zhao <i>et al.</i> (2002a, 2004) e B) modelo de Rogers & Santosh (2002).....	78
Figura 5.14. Coberturas sedimentares Paleo-Mesoproterozóicas desenvolvidas sobre o escudo das Guianas. À direita, perfil estratigráfico da Formação Arai (modificado de Reis & Carvalho 1996).....	79
Figura 5.15. Modelo de crescimento crustal e distribuição temporal de depósitos eólicos. Os números de 1-13 representam depósitos eólicos. Em destaque a Formação Makgabeng (3), África do Sul, Mount Isa Inlier, Austrália (4) e Formação Urupi (U). As três unidades têm idade aproximadamente de 100 Ma (modificado de Eriksson <i>et al.</i> 1998).....	80

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

A era paleoproterozóica durou cerca de 900 Ma (Plumb 1991), com início em 2500 Ma, marcado pelo final da estabilização de áreas cratônicas arqueanas, e término em 1600 Ma, caracterizado pela ocorrência de diversos pulsos orogênicos. A quebra de grandes blocos em núcleos menores, gerados a partir de rifteamento, foi acompanhadas por metamorfismo, colocação de enxames de diques máficos e desenvolvimento de extensas bacias sedimentares, exemplificadas, no bloco Amazônia, pela bacia que encerra os depósitos siliciclásticos do Supergrupo Roraima, aflorantes entre o Brasil e Venezuela. Unidades correlatas a este supergrupo formam serras isoladas dentro do Escudo das Guianas, algumas vezes confinadas em estruturas dobradas, como a Formação Urupi, inclusa em uma braquissinclinal na região do rio Pitinga, nordeste do Estado do Amazonas. Os arenitos e pelitos da Formação Urupi têm sido pouco discutidos na literatura e até o momento não foram feitos trabalhos detalhados que avaliassem as fácies sedimentares e os aspectos estratigráficos. As informações geológicas disponíveis para esta unidade, geralmente de enfoque litoestratigráfico, são insuficientes para a interpretação paleoambiental, bem como contextualizá-la na história paleoproterozóica da Amazônia.

A análise de fácies e estratigráfica da Formação Urupi foi motivada pela excelente preservação destas rochas na região da Hidrelétrica da Mina do Pitinga, cortada pelo rio Pitinga, bem como pela possibilidade de entender uma parte da história sedimentar paleoproterozóica da Amazônia. Além da interpretação paleoambiental, os aspectos gerais dos efeitos da diagênese e/ou metamorfismo e da deformação tectônica sobre estas rochas foram tentativamente esboçados. A definição de um sistema eólico para depósitos isolados da Formação Urupi abre perspectivas para uma melhor avaliação paleogeográfica e sua correlação dentro do Escudo das Guianas.

1.2. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho visou reconstituir o paleoambiente deposicional das rochas sedimentares siliciclásticas da Formação Urupi, localizadas na região da Hidrelétrica da Mina do Pitinga (HMP), nordeste do Amazonas.

Para atingir o objetivo principal, são objetivos específicos deste trabalho:

- 1) análise de fácies e de sistemas deposicionais da Formação Urupi, com a proposição de um modelo deposicional;
- 2) caracterização petrográfica das diferentes fácies e determinação da seqüência diagenética;
- 3) caracterizar os aspectos estruturais da área estudada com base na análise geométrica;
- 4) indicar as implicações paleogeográficas do modelo deposicional proposto para o Escudo das Guianas.

1.3. Localização e Base de dados

A área de estudo localiza-se aproximadamente a 330 km a norte da cidade de Manaus, no município de Urucará, área da Mina do Pitinga. O acesso principal é feito pela BR-174 (Manaus - Boa Vista) até o km 250, onde se segue por estrada vicinal por cerca de 70 km até a Hidrelétrica da Mina do Pitinga (Figura 1.1). Os principais afloramentos estudados se restringem a área da HMP e cortes de estrada nas proximidades do rio Pitinga e na estrada para a Vila do Pitinga.

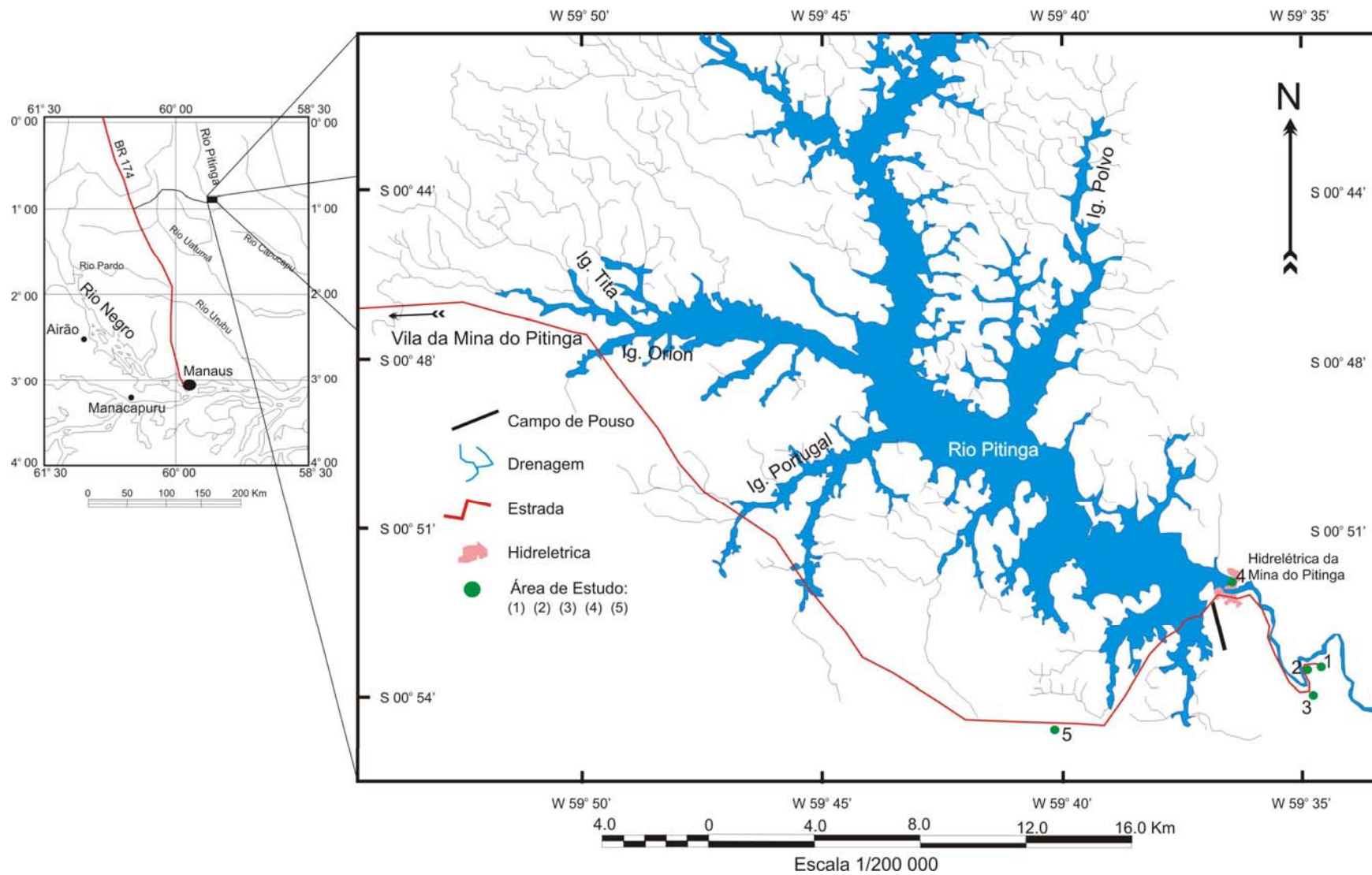


Figura 1.1. Localização e acesso da área de estudo.

1.4. Métodos

Para obter os resultados desejados referentes aos objetivos desta pesquisa, foram aplicadas as seguintes técnicas:

1.4.1. Análises de Fácies e Estratigráfica

A análise de fácies (Walker 1984, 1992; Reading 1986) considera os seguintes aspectos: a individualização e descrição de fácies, visando caracterizar principalmente texturas e estruturas sedimentares; a compreensão dos processos sedimentares, enfocando a geração de fácies; e a associação de fácies que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, permitindo o reconhecimento dos ambientes e sistemas deposicionais, os quais são sintetizados através de um modelo deposicional apresentado em blocos-diagrama. O reconhecimento dos elementos arquiteturais, que são associações de fácies de maior escala ou *building blocks*, compondo sistemas deposicionais (Miall 1985, 1991) contribuiu para a interpretação paleoambiental. A descrição de fácies foi auxiliada por perfis estratigráficos e seções panorâmicas, estas últimas obtidas a partir de fotomosaicos de afloramentos seguindo a recomendação de Wizevic (1991). Foram efetuadas coletas de amostras em função das diversas fácies para complementar as descrições em campo e para efetuar estudos diagenéticos. A análise estratigráfica foi baseada principalmente na litoestratigrafia auxiliada pela análise de fácies. Esta técnica permitiu diferenciar as unidades da área, embora as discontinuidades estruturais e a escassez de afloramentos associados à densa cobertura vegetal e de solo, dificultaram a correlação precisa dos perfis estratigráficos.

A abundância de marcas onduladas na área de estudo possibilitou realizar medidas de índice de simetria de onda (ISO), a razão entre *barlavento/sotavento*, bem como seu índice de onda (IO), a razão de comprimento/altura da marca ondulada. As medidas foram plotadas em gráfico com especificações quanto à origem da onda, seja pelo vento, corrente ou onda, seguindo recomendações de Tanner (1967).

1.4.2. Petrografia

As amostras de rocha dura, coletadas durante o trabalho de campo, foram laminadas no Laboratório de Laminação do DEGEO. Para a classificação petrográfica dos arenitos utilizou-se o diagrama triangular de Folk (1980), enquanto que a avaliação do arredondamento e da seleção dos grãos baseou-se em escalas de comparação visual de Pettijohn *et al.* (1972). O trabalho de caracterização petrográfica, por sua vez, foi realizado no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geociências (DEGEO). Como apoio à descrição microscópica, utilizou-se imagens de microscopia de varredura eletrônica (MEV), obtidas no Laboratório de MEV da Universidade Federal do Pará.

1.4.3. Análise estrutural

Previamente à análise estrutural, foi efetuada a análise visual de imagens de satélite na escala 1:250.000 e 1:50.000, bem como consultas de mapas geológico-estruturais disponíveis. Em seguida, foi gerado um mapa lito-estrutural preliminar da área enfocada contendo a orientação e distribuição dos principais elementos estruturais, os quais forneceram subsídios para os estudos de mesoescala. Nos trabalhos de campo foram integrados os fundamentos da análise estrutural segundo a concepção de Ramsay & Huber (1983, 1987) e McClay (1990) que trata os elementos planares e lineares da rocha utilizando-se as seguintes análises: geométrica, que investiga a natureza, o comportamento espacial e as relações de superposição das estruturas; e cinemática, que permite o entendimento do quadro tectônico e do *strain*, que proporciona a definição da taxa de deformação experimentada pelos corpos rochosos. Neste trabalho foi realizada apenas a análise geométrica, para auxiliar a orientação dos perfis estratigráficos e fornecer, pela primeira vez, uma descrição detalhada das feições estruturais da Formação Urupi. Os resultados encontram-se integralizados em seções geológicas, elaboradas também com auxílio de seções panorâmicas.

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA

2.1. Contexto Geológico Regional

A região do rio Pitinga, no nordeste do Amazonas, encontra-se nos limites das províncias Amazônia Central e Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira 1999), e de acordo com Santos *et al.* (2000) nos limites das Províncias Amazônia Central (idade 1,8-1,6 Ga) e Tapajós-Parima (idade 2,1- 1,87 Ga) (Figura 2.1.). É uma região pouco conhecida do ponto vista geológico, com exceção da Mina do Pitinga, onde se concentram trabalhos sobre a tipologia dos granitóides e aspectos da mineralização de cassiterita (Horbe *et al.* 1985, 1991, Horbe & Costa 1997; Lenharo *et al.* 2003; Borges *et al.* 2003; Costi *et al.* 2000). Os trabalhos que tratam das sucessões sedimentares que afloram na área são de cunho exclusivamente litoestratigráfico (*p.e.* Veiga Jr *et al.* 1979; Costi *et al.* 1984; Reis & Carvalho 1996). Na região do rio Pitinga são reconhecidos como unidades mais antigas: 1) a Suíte Água Branca, representada por granitóides calci-alcalinos com idades Rb-Sr de 1951 Ma (Santos & Reis Neto 1982) a 1910 ± 47 Ma (Jorge João *et al.* 1985) e duas idades Pb-Pb de 1930 ± 37 e 1960 ± 20 Ma (Almeida *et al.* 1997); 2) o Grupo Iricoumé, que consiste de vulcanitos (*p.e.*, riolitos, riodacitos, dacitos, tufos e ignimbritos), de idade 1888 ± 3 Ma (Costi *et al.* 2000); 3) granitos Madeira com idades U-Pb de 1834 ± 6 Ma (Fuck *et al.* 1983) a 1794 ± 19 Ma (Lenharo 1998), Água Boa de idade Ar-Ar 1783 ± 5.2 Ma (Lenharo 1998), Europa (idade 1829 ± 1 Ma, Costi *et al.* 2000a); 4) Granitos mineralizados da Suite Intusiva Mapuera (Santos *et al.* 2002); 5) a Formação Urupi, representada por rochas clásticas e piroclásticas, cuja idade só é obtida por datação relativa com base no Diabásio Avanavero; 6) a Formação Quarenta Ilhas, que se constitui de basaltos e diabásios em forma de soleiras e diques, correlacionadas por Santos *et al.* (2002), com as rochas doleríticas da unidade Crepori, na Província Tapajós-Parima (Domínio Tapajós), de idade de 1790 ± 7 Ma, e com as unidades Avanavero (Suriname), Pedra Preta (Roraima), Omai (Guiana) e Beneficente (sudeste do Amazonas); e 7) a Formação Seringa, constituída de basaltos e diabásios alcalinos de idade 1100 Ma

(Veiga Jr *et al.*, 1979). Os granitóides (1), vulcânicas (2) e granitóides mineralizados (3) foram agrupadas no Supergrupo Uatumã (Pessoa *et al.* 1977), (Figura 2.2). No entanto, esta denominação estratigráfica está atualmente em desuso, uma vez que dados geoquímicos têm demonstrado idades e assinaturas geoquímicas diferentes para aquelas unidades (Dall'Agnol *et al.* 1999a e 1999b; Lamarão *et al.* 1999; Reis & Fraga 1996 e Reis *et al.* 1999). Compõem o quadro geológico regional os basaltos toleíticos triássicos Penatecaua (Marzoli *et al.*, 1999; Issler *et al.*, 1974), as coberturas lateríticas terciárias e os aluviões quaternários.

A região do rio Pitinga está inserida em uma estruturação tectônica formado por uma ampla faixa estrutural orientada NW-SE. Outros sistemas de falhas NE-SW ocorrem na região afetando a Formação Urupi, que apresenta mergulhos de até 30° (Veiga Jr. *et al.* 1979). Feições de cisalhamento foram descritas nas rochas da Formação Urupi na margem direita do rio Jatapu por Veiga Jr. *et al.* (1979).

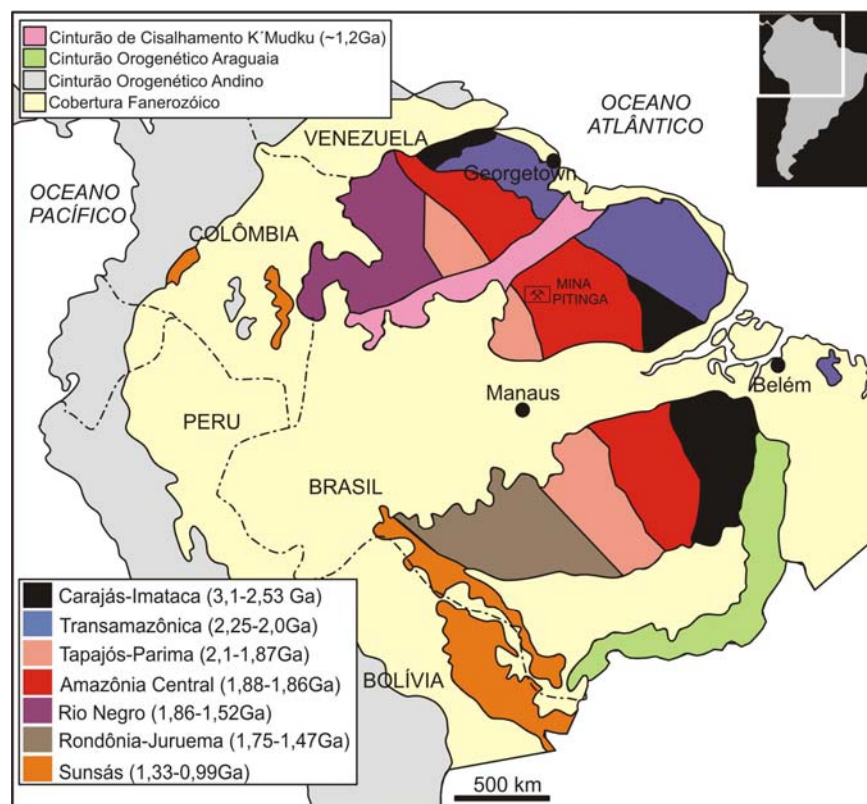


Figura 2.1. Mapa das províncias geotectônicas do Cráton amazônico (Santos *et al.* 2000a), com localização da área da Mina do Pitinga.

IDADE (Ma)	UNIDADE	LITOLOGIA	AUTORES
Holoceno	ALUVIÕES HOLOCÊNICOS	Aluviões topograficamente inferiores	—
Pleistoceno	ALUVIÕES PLEISTOCÊNICOS	Aluviões topograficamente superiores	—
Cenozóico	COBERTURAS LATERÍTICAS	Lateritos	Horbe & Costa (1997) Costa <i>et al.</i> (1991)
Mesozóico	SUÍTE BÁSICA PENATECAUA	Basaltos toleíticos	Marzoli <i>et al.</i> (1999) Issler <i>et al.</i> (1974)
1100	FORMAÇÃO SERINGA	Gabros, diabásios, basaltos	Veiga Jr. <i>et al.</i> (1979)
1778-1790±7	FORMAÇÃO QUARENTA ILHAS	Diabásios, olivina diabásios, gabros	Santos <i>et al.</i> (2002) Santos <i>et al.</i> (1999)
	FORMAÇÃO URUPI	Arenitos, Siltitos, argilitos, arcósios, subarcósios, conglomerados e piroclásticas associadas	
1834-1794±19	SUÍTE INTRUSIVA MADEIRA	Granitos, alaskitos, granitos alaskitos, granodioritos, granófiros e riolitos pórfiros	Santos <i>et al.</i> (2002) Lenharo (1998) Fuck <i>et al.</i> (1983)
1870	SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA	Granitos leucocráticos	Santos <i>et al.</i> (2002)
1888-1883±3	GRUPO IRICOUMÉ	Riolitos, riolacitos, dacitos e piroclásticas	Valério (2006) Costi <i>et al.</i> (2000b)
1910-1895	SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA	Granodioritos, monzogranitos, dioritos, e tonalitos	Valério (2006) Almeida <i>et al.</i> (1997) Jorge João <i>et al.</i> (1985) Santos & Reis Neto (1982)

Figura 2.2. Quadro estratigráfico regional da área de estudo (modificado de Veiga Jr. *et al.* 1979).

CAPÍTULO 3 - AMBIENTE EÓLICO

3.1. Sistema Eólico

Muitos autores descrevem o sistema eólico (Davis, Jr. 1983; Ahlbrandt & Fryberger 1982; Reineck & Singh 1980; Galloway & Hobday 1996; Brookfield 1992; Nickling 1994; Kocurek 1996), considerando-o como áreas áridas com pouca precipitação e limitadas por grandes cadeias de montanhas, onde pouca ou nenhuma vegetação se desenvolve; até mesmo regiões polares são consideradas desertos gelados (Reineck & Singh 1980). Entretanto, o sistema eólico está mais ligado à designação de deserto, como região de mudanças bruscas de temperaturas, desenvolvidas em latitudes de até 30 graus.

O sistema eólico pode ser entendido a partir de seu modo de transporte. Em ambiente desértico os sedimentos podem ser transportados por arrasto/tração, saltação e suspensão. Movimento de arrasto ou tração ocorre em sedimentos de granulometria de até 2 mm (areia muito grossa), enquanto que sedimentos com até 1 mm (areia grossa) movem-se por saltação. Sedimentos de granulometria silte-argilosa são transportados por suspensão eólica (Reineck & Singh 1980, Galloway & Hobday 1996).

As areias eólicas atuais, em sua maior parte, compreendem desertos e dunas costeiras. Os depósitos em desertos são em geral muito extensos. As condições climáticas áridas e semi-áridas afetam cerca de 1/3 da superfície atual da terra. Em termos de ambiente de sedimentação eólico, eles podem compreender: 1) depósitos de *hamada*; 2) depósitos de *serir*; 3) lago de deserto e depósitos de *sabkha*; 4) depósitos de *wadi*; 5) depósitos de poeira ou *loess*; e 6) depósitos de areias eólicas (Reineck & Singh 1980; Kocurek, 1996).

3.2. Depósitos de *Hamada*

São terrenos rochosos em deserto, caracterizados por áreas elevadas e planas, que são cobertas por cascalhos e seixos. Os sedimentos são angulares, pouco retrabalhados. Formam depósitos levemente inclinados quando em contato com obstáculo rochoso. A área de hamada é muito submetida à erosão e seus depósitos são pouco preservados. Caracterizam-se por apresentar verniz de deserto e ventifactos (Reineck & Singh 1980, Kocurek, 1996).

3.3. Depósitos de *Serir*

São áreas rochosas, apresentando substrato de lag de deflação (áreas de interduna) subhorizontalizado, constituído por sedimentos grossos, cascalho e seixos. O depósito de *serir* apresenta esta constituição pela grande remoção de sedimentos mais finos pela atividade eólica, deixando materiais que não podem ser transportados por suspensão ou saltação. Geralmente, a espessura desses depósitos alcança poucos centímetros, representado por camadas plano-paralelas com grande extensão lateral, bem como camadas inclinadas associado à ondulas eólicas (*wind granule ripples*) (Reineck & Singh 1980).

3.4. Depósitos de Lago e depósitos de *Sabkha* interiores

Lago de desertos são depósitos originados de bacias de drenagem interna de desertos, onde o fluxo aquoso migra para a sua parte central. Caracterizam-se por serem áreas levemente rebaixadas geradas por processos de deflação ou atividade tectônica (Reineck & Singh 1980). Neste ambiente, as águas acumulam-se formando lagos rasos, secos na maior parte do ano. Os depósitos de lago de deserto apresentam sedimentos transportados por processos trativos e de suspensão, dependendo da velocidade dos rios

de desertos (*wadi*). Siltes e argilas são principalmente depositados e apresentam gradação normal. Durante os períodos secos, podem formar gretas de ressecção e *curl up*. Gipsita e halita estão associados a estes depósitos. Também podem estar relacionados à exsudação de águas subterrâneas e nestes casos, os processos trativos são muito tênues, originando panelas salinas.

Entretanto, se estas áreas são alagadas e estas águas ao secar deixam sedimentos incrustados de sal, são denominados de *sabkha*, constituídas por crostas salinas, camadas e cristais de gipsita. Em períodos secos, os sais são fraturados e levados pelo vento e alguns destes sais são dissolvidos pelas águas fluviais, pluviais ou mesmo águas superficiais, enquanto outra parte é recristalizada dentro de camadas de lama. Os acamamentos são horizontalizados a levemente ondulados. Ondulas de adesão (*adhesion ripples*) e ôndulas eólicas (*wind ripples*) são atribuídas à lago de deserto e *sabkha*, respectivamente (Davis Jr. 1983; Ahlbrandt & Fryberger 1982; Reineck & Singh 1980; Galloway & Hobday 1996; Brookfield 1992; Nickling 1994; Kocurek 1996).

3.5. Depósitos de *Wadi*

Wadi são rios em ambiente desértico. São gerados pela atividade fluvial esporádica e abrupta e pela baixa razão água/sedimento, ocasionando a deposição muito rápida, pela perda súbita de velocidade e absorção subterrânea da água. Esta atividade fluvial desértica é denominada de *flash flood*. Apresenta acamamento cruzado, plano-paralelo, megamarcas e pequenas ondulas eólicas. A presença de argila ou camadas de lama no topo das seqüências eventualmente pode formar gretas ou mesmo impressões de chuva, que são considerados como indicativo de *wadi*. A alternância de sedimentos eólicos e subaquosos marcam claramente este depósito (Reineck & Singh 1980, Ahlbrandt & Fryberger 1982, Galloway & Hobday 1996).

3.6. Depósitos de Poeira ou Loess

São depósitos de silte e argila, oriundos de desertos e mantidos em suspensão por longo tempo e levados pelo vento a grandes distâncias. Caracterizam-se pelo aspecto maciço, com eventuais laminações, podem alcançar espessuras de até 50 metros, também apresentam alta porosidade e geralmente intercalam-se a sedimentos fluviais, lacustres e glaciais (Reineck & Singh 1980). Collinson (1991) também descreve que os sedimentos de *loess* sofrem processos pedogenéticos quando depositados em área de *wadi*.

3.7. Depósitos de Areias Eólicas

3.7.1. Lençóis de Areia

São áreas amplas de deserto de aspecto tabular. Ocorrem em regiões marginais de campo de dunas, eventualmente podem apresentar dunas de pequeno porte. As principais estruturas são: estratificação cruzada de baixo ângulo, estruturas *cut-and-fill*, depósitos de queda de grão, lâminas com gradação inversa. Sedimentos eólicos e não-eólicos são atribuídos aos depósitos de lençóis de areia (Galloway & Hobday 1996; Reineck & Singh 1980).

3.7.2. Dunas

As dunas são descritas por Bagnold (1941) como “montículos” ou cristas de areias que existem independentemente da topografia adjacente, enquanto Bloom (1978) as considera “obstruções deformáveis” pelo fluxo de vento e que estão livres para mover-se e que não dependem de obstáculos fixos para manter-se. Outros autores relacionam a evolução de dunas a depressões topográficas e ocorrência de vegetação (Hesp 1981; Mckee 1982).

Existem várias classificações para as dunas eólicas, entretanto a mais utilizada é de Mckee *et al.* (1982). Segundo estes autores as dunas são agrupadas de acordo com a orientação de seus elementos primários em relação à direção de vento dominante ou por sua morfologia. São assim reconhecidas:

1) dunas barcanas geradas por ventos unidirecionais e sua migração é realizada pela acresção de areia na face de deslizamento. As partes extremas de dunas barcanas (chifres), são as que migram mais rapidamente por estarem mais alinhadas na direção do vento predominante. Internamente, os *foresets* da parte central das barcanas tendem a ter mergulhos em torno de 34°. Estratos cruzados são geralmente tabulares. Nas extremidades (*horns*) podem ser menores que 34°.

2) dunas lineares (*seif*) são corpos alongados de cristas relativamente baixas que tendem a se alinhar com a direção do vento predominante. Ocorrem como múltiplas cristas separadas por áreas baixas, compostas por areia grossa a cascalhos, em que, por vezes, também se desenvolve vegetação. Possuem morfologia simples, composta e complexa. As dunas de morfologia simples têm perfil simétrico a levemente assimétrico com faces de deslizamento mergulhando entre 10-20 graus, largura em torno de 200 metros, altura de até 20 metros.

3) crista barcanóide e transversa que são formadas por coalescência de dunas barcanas, que se dispõem em forma ondulada e paralela, perpendicular à direção do vento dominante.

4) dunas estrelas, são as maiores formas eólicas encontradas nos mares de areias, alcançando alturas de mais de 300 metros e largura de até 3 km. São caracterizadas pela forma piramidal, com três ou quatro braços que se irradiam de um pico central. Os braços variam de comprimento e apresentam cristas agudas sinuosas com múltiplas faces de deslizamento e frequentemente sulcos que estão presentes entre os braços. As dunas tipo estrela parecem ser desenvolver em áreas com qualquer regime de ventos complexos ou multidirecionais, especialmente durante os meses de maior transporte de areia (Lancaster 1982a e 1982b).

5) *draas* são formas de leito que apresentam altura de 20 e 450 metros, e são caracterizadas pela superimposição de dunas menores sobre estas. Mckee (1979) apresenta uma classificação descritiva baseada na forma e complexidade de duna/*draa*. Fryberger *et al.* (1979) avalia a forma de dunas relacionando variáveis, como a variabilidade do vento e sua capacidade de transportar areias.

As interdunas são áreas de ativa deflação localizada entre os campos de dunas. Caracterizam por apresentar laminações de espessura milimétrica bem desenvolvidas, como resultado de rastejamento e saltação de grãos, e que podem ser preservadas pela acreção de dunas. É dividida em interduna seca, úmida e evaporítica (Ahlbrandt & Fryberger 1982).

3.7.3. Ôndulas eólicas

As ôndulas de adesão ocorrem quando a areia seca é soprada pelo vento sobre uma superfície úmida ou molhada (por chuvas ou pela subida de águas capilares), sendo então aglutinadas pela tensão superficial da água. As cristas das ôndulas de adesão são pequenas e subparalelas, perpendiculares a direção de vento. Apresentam padrão sistemático, rítmico com relação a seu espaçamento (milímetros a 1cm) e altura (poucos milímetros). As cristas são assimétricas e de mergulho suave, o lado direcionado a favor do vento mostra-se áspero, enquanto que o lado mais íngreme está voltado contra o vento. Em corte paralelo à direção do vento ou perpendicular às cristas, *foresets* finos desenvolvem ondulações (Kocurek & Fielder, 1982). *Wind ripples* e *wind granule ripples* são gerados a partir da saltação de grãos.

3.8. Superfícies limitantes

A evolução das macroformas no deserto deixa registros de sua acreção lateral observados como superfícies que cortam todas as demais superfícies anteriores. Kocurek

(1981a) entende estas superfícies como horizontes que separam pacotes estratigráficos e que registram as maiores interrupções na história de uma bacia. Brookfield (1977) divide estas superfícies em três categorias: 1) Superfícies de primeira ordem, de grande extensão e que cortam todas as estruturas eólicas. Representam a passagem de *draas* sobre uma região. 2) Superfícies de segunda ordem cortam as superfícies de terceira ordem e representam a passagem de dunas sobre *draas*. 3) Superfícies de terceira ordem são superfícies menores e representam a migração de dunas.

3.9. Estruturas Sedimentares

O entendimento das estruturas internas das dunas está relacionado ao tamanho e taxa de cavalgamento das formas de acamamento. Segundo Rubin & Hunter (1982), as formas de acamamentos subaquosos e eólicos são similares, entretanto a estrutura da laminação eólica difere das de caráter subaquoso. Hunter (1977) propôs 4 tipos de estruturas eólicas relacionadas à duna: 1) laminação *plane bed*; 2) laminação de ondulas cavalgantes; 3) laminação de queda de grãos; 4) laminação de fluxo de grãos.

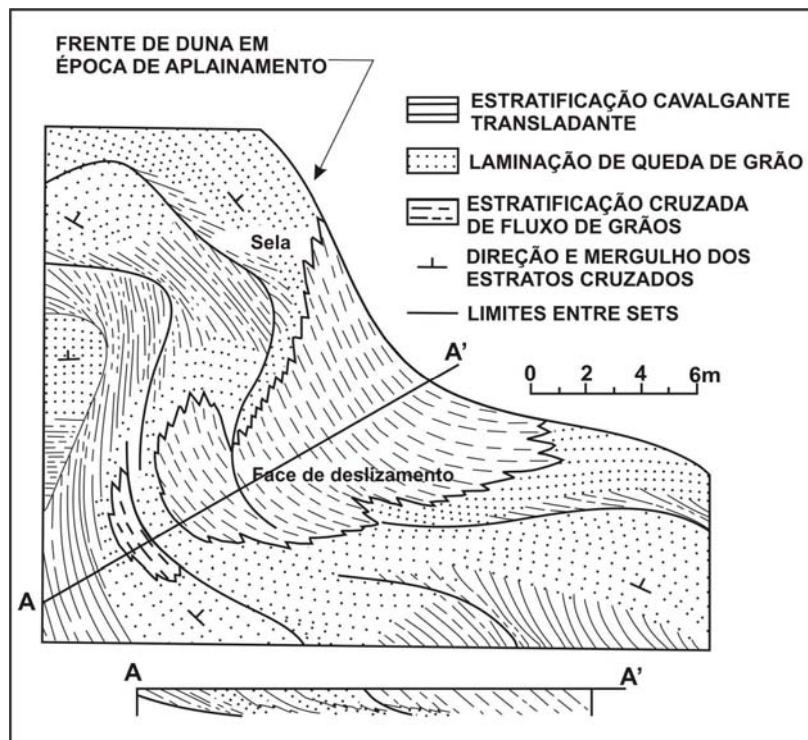


Figura 3.1. Seção cruzada vertical e horizontal de duna mostrando as principais feições e distribuição das estruturas sedimentares (modificado de Hunter 1977).

CAPÍTULO 4 - A FORMAÇÃO URUPI

4.1. Trabalhos Prévios

Historicamente, a sucessão Urupi era entendida como uma sedimentação pós-Uatumã e pré-Avanavero e que seria correlata da sucessão sedimentar Roraima que ocorre no estado homônimo. Freydanck (1958) foi o primeiro que estudou esses sedimentos ao longo do rio Jatapu (Amazonas) e os considerou de idade pré-siluriana. Posteriormente, Mandetta *et al.* (1974) e Araújo *et al.* (1976) verificaram uma distribuição geográfica maior desta unidade pelos rios Pitinga, Jatapu, Trombetas e Nhamundá, sugerindo idade pré-cambriana e incluindo-a na Formação Prosperança. Veiga *et al.* (1979) reuniram todas as ocorrências relacionadas aos sedimentos Urupi, elevando-o à categoria de formação, posicionando-o estratigraficamente no Mesoproterozóico, por serem cortados por diabásios desta idade.

A Formação Urupi é composta por uma sucessão vulcano-sedimentar representada por quartzos arenitos esbranquiçados, arenitos arcoseanos, siltitos, argilitos, conglomerados e rochas piroclásticas, com espessura em torno de 800 metros e mergulhos em torno de 10° (Mandetta *et al.* 1974, Veiga Jr. *et al.* 1979). A denominação “Formação Urupi” deve-se à seção-tipo na Serra Urupi, que limita ao norte a braquissinclinal do Pitinga. Próximo a Serra Urupi, em uma área de aproximadamente 3.500 km², se encontram outras serras constituídas de quartzos arenitos, arcóseos e siltitos intercalados com níveis de rochas piroclásticas, também atribuídas a esta formação (Mandetta *et al.* 1974). A Formação Urupi é limitada pelas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e intrusões de diques da Formação Quarenta Ilhas de idade 1790±7 Ma (*trends* preferenciais para N20°E - N30°E), estas últimas localizadas na porção central e SW da área da HMP (Figura 4.1).

No interior da estrutura braquissinclinal do Pitinga, ocorrem rochas de natureza siliciclástica, de coloração rosada a avermelhada, que foram divididas em duas unidades: 1) a unidade inferior, com 570 metros de espessura, constituída de quartzos arenitos; e 2)

unidade superior, com espessura de 240 metros, constituída de arenitos arcoseanos a subarcoseanos. Ambas apresentam intercalações de rochas piroclásticas silicificadas também atribuídas à Formação Urupi (Veiga Jr. *et al.* 1979). Estes autores consideram o ambiente deposicional da Formação Urupi como continental, atribuído à presença abundante de arcóseos, subsidiada pelo meio oxidante.

Dados atuais consideram a Formação Urupi do Paleoproterozóico (idades de 1778 ± 12 Ma a 1790 ± 7 Ma, método SHRIMP U-Pb, Santos *et al.* 1999 e 2002), baseada na idade das soleiras Avanavero, correlatas ao diabásio da Formação Quarenta Ilhas e nas rochas doleríticas Crepori, no Domínio Tapajós. Além disso, é também correlacionada às intercalações de rochas piroclásticas que ocorrem na seção mediana do supergrupo Roraima, cuja idade é de 1.875 ± 5 Ma (método SHRIMP, U-Pb, Santos *et al.* 2000b). Anteriormente, Reis & Carvalho (1996) já haviam correlacionado a Formação Urupi ao Supergrupo Roraima, com base nos aspectos geomorfológicos e idade de soleiras de diabásio.

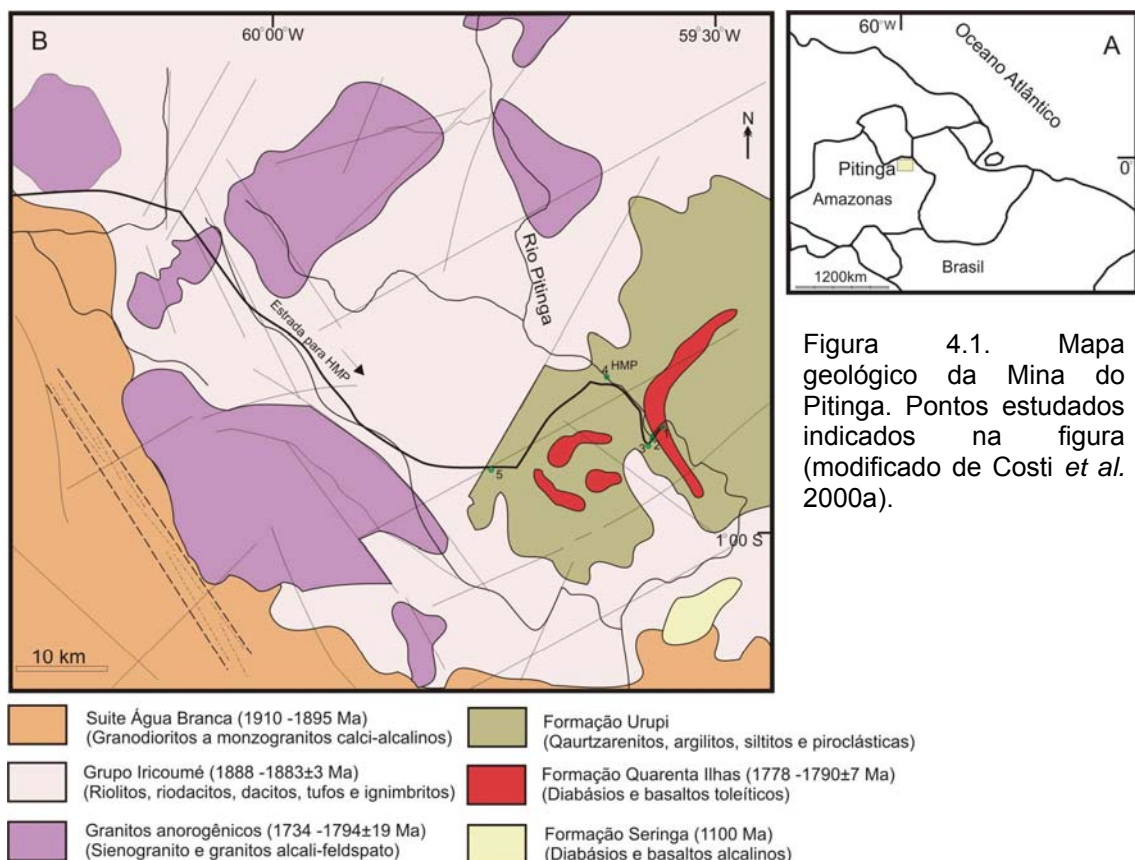


Figura 4.1. Mapa geológico da Mina do Pitinga. Pontos estudados indicados na figura (modificado de Costi *et al.* 2000a).

4.2. Aspectos Estruturais

A geologia estrutural da região do Pitinga ainda é pouco conhecida e as estruturas tectônicas têm sido descritas pontualmente e com auxílio de produtos de sensores remotos. O difícil acesso aliado à escassez de afloramentos, geralmente cobertos por densa cobertura vegetal, tem prejudicado o desenvolvimento das análises geométricas e cinemáticas para o entendimento das estruturas e eventos tectônicos que afetaram a área. Neste capítulo foi feita uma descrição geral das principais estruturas de mega e meso-escala, utilizando a análise estrutural enfocada principalmente na caracterização dos arranjos geométricos das estruturas tectônicas. Em geral, as estruturas que afetam a Formação Urupi são representadas principalmente por dobras, falhas, fraturas e intrusões vulcânicas inseridas numa megaestrutura, a braquissinclinal do Pitinga (Figura 4.2). Esta megaestrutura exibe forma elíptica com direção geral E-W, tem 50 km de comprimento e 30 km de largura. A interpretação desta estrutura pela análise de sensoriamento remoto sugere uma disposição radial do mergulho para dentro da estrutura do braquissinclinal, que varia em torno de 10° até 30° na porção interna. Esta estruturação é melhor definida na porção mais central, enquanto a disposição nas bordas, no domínio das rochas da Formação Urupi, é difusa e nem sempre possível relacioná-la com a braquissinclinal. Lineamentos N-S, interpretados como falhas que cortam a estrutura, deslocam lateralmente o acamamento com rejeitos de centenas de metros.

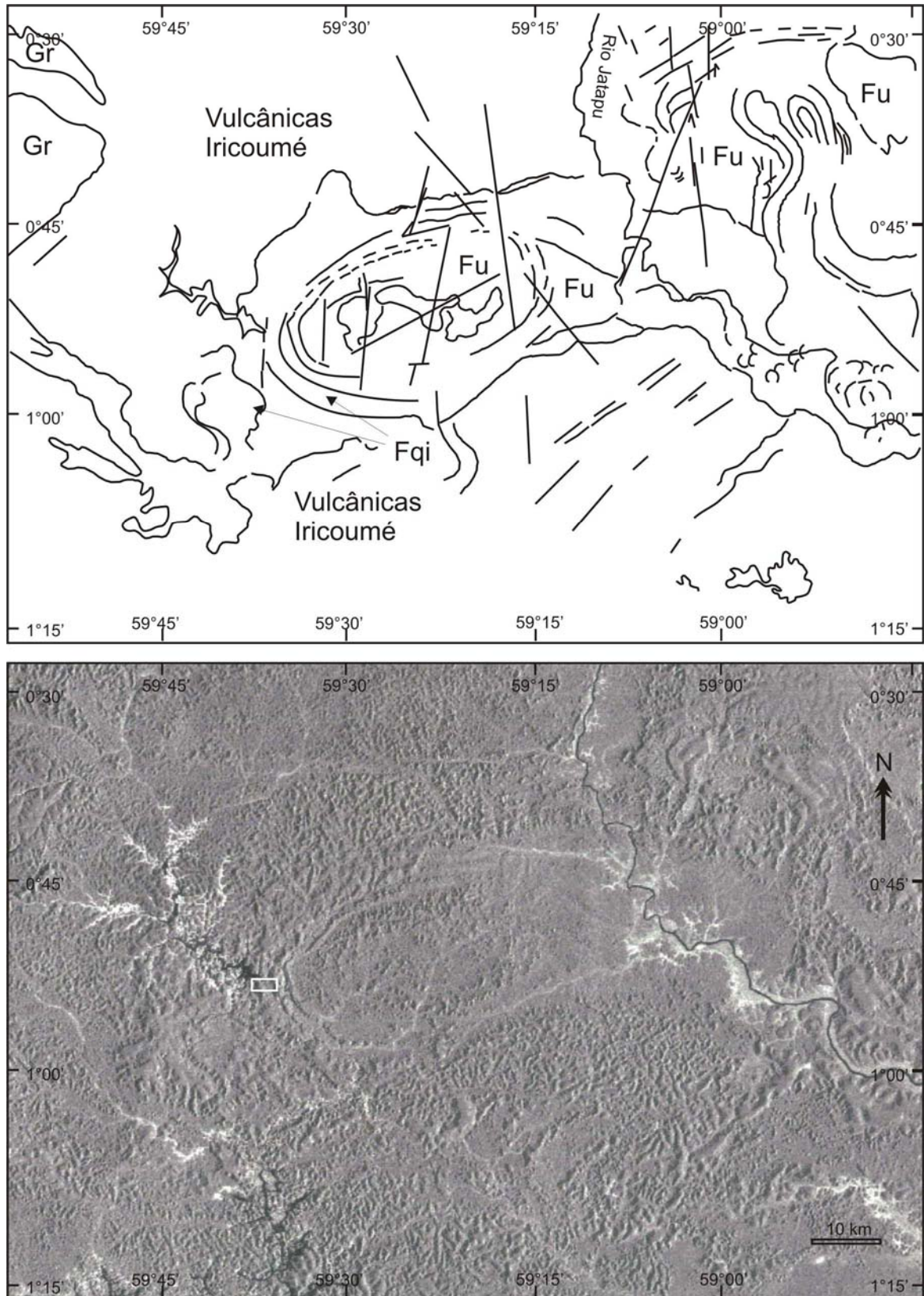


Figura 4.2. A região do Rio Pitinga. Estruturação tipo braquissinclinal e lineamentos N-S. Granitoides (Gr), Formação Urupi (Fu), Formação Quarenta Ilhas (Fqi). Retângulo representa a área de estudo. Imagem de Radar Jers-1, NASDA/NASA (1995).

4.2.1 Estruturas tectônicas

O acamamento na área estudada é a estrutura mais conspícua, tem orientação geral NW-SE, NE-SW e encontra-se basculado para NE-SW e localmente dobrado e verticalizado (Figura 4.4). No diagrama de igual área (Figura 4.3), esta estrutura mostra concentração no quadrante NNE-SSW e NNE-WSW com mergulhos moderados a altos (Figuras. 4.4 e 4.4A). Nos planos de acamamento são observadas *slickensides* e estrias, principalmente nas interfaces pelito-arenito, onde se desenvolve foliação/clivagem de fratura definida por planos de espessuras milimétricas e micas orientadas (Figura 4.4B). As estrias possuem mergulhos baixos a moderados e feições sigmoidais ou anastomóticas (tipo S-C?) que revelam movimentações tanto destrais como sinistrais.

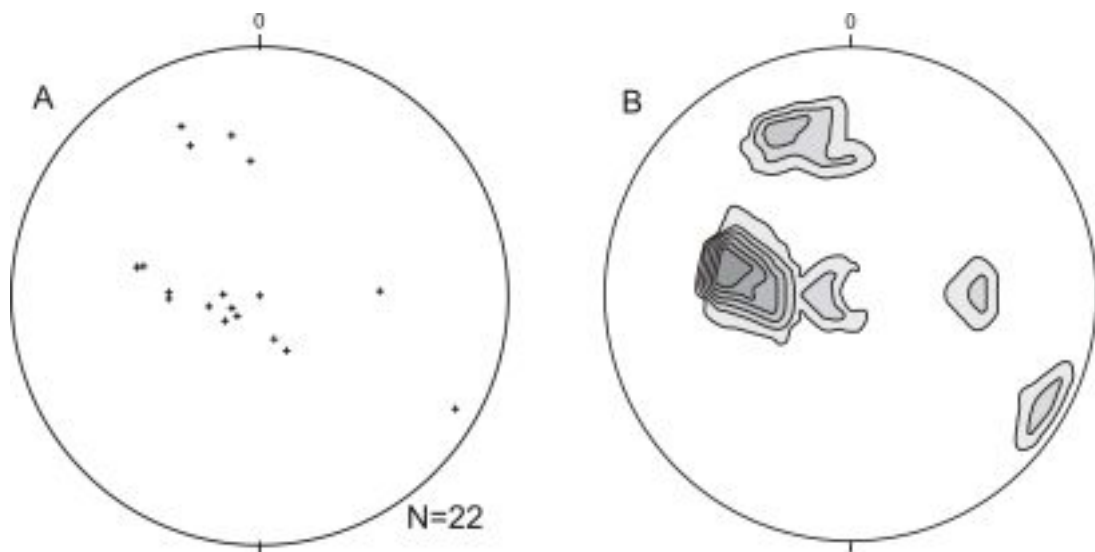


Figura 4.3. Diagramas do acamamento da área HMP, projeção Schmidt-Lambert no hemisfério inferior. A) representação dos pólos e B) curvas de isofreqüência de 15%.



Figura 4.4. Aspectos gerais do acamamento. A) Acamamento verticalizado com topo marcado por marcas onduladas com diferentes sentidos de migração. B) Interface arenito-pelito com foliação produzida por deslizamento intraestratal; observar o ângulo da foliação com o acamamento.

As dobras encontradas na HMP e da estrada de acesso a Vila do Pitinga, distantes entre si por quase 10 km, mostram semelhanças estruturais e sugerem um padrão holomórfico. Apresentam dimensões decamétricas, cilíndricas, normais, isópacas, fechadas e assimétricas (tipo 1B de Ramsay & Huber 1987). A direção dos eixos é NE-SW, com mergulhos de 10 a 40° para NE ou SW. As dobras mostram fraturas de distensão desenvolvidas nos arenitos enquanto que nos pelitos são observadas clivagens de fratura incipientes, pouco penetrativas e descontínuas. Planos de cavalgamentos ocorrem subparalelos às superfícies axiais das dobras, desenvolvendo com maior frequência nos flancos destas. São geralmente ramificados e mostram suave curvatura, possuem mergulhos em torno de 10° a 20° com vergência para SE.

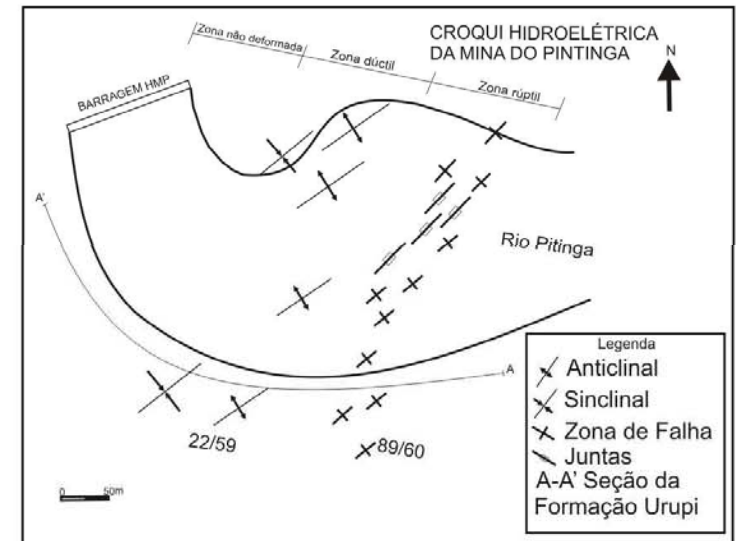
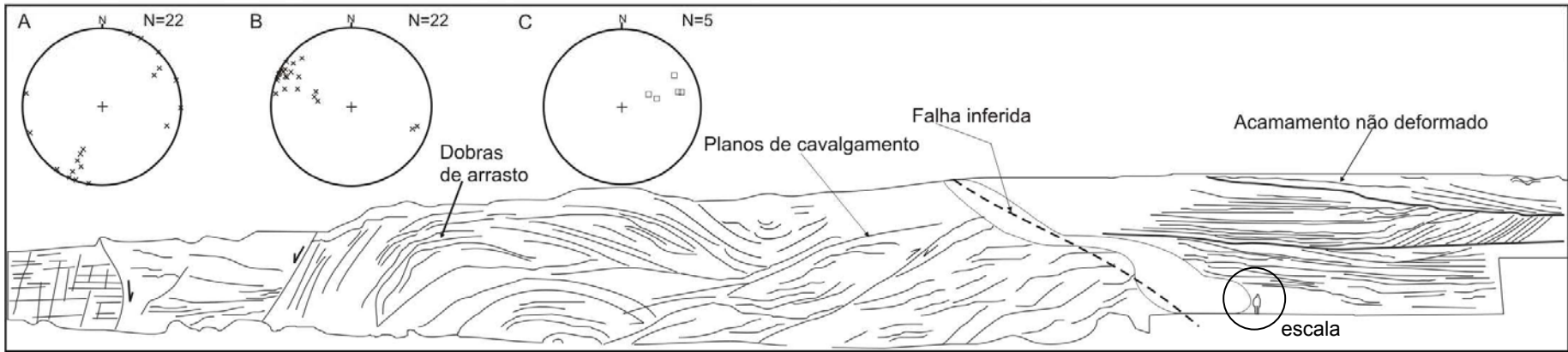


Figura 4.5. Perfil ao longo do Rio Pitinga, área da HMP, representada pela seção (A-A'), associação de lençóis arenosos/*wadi*) e sua fotointerpretação. Medidas de juntas, falhas e eixo de dobras são mostrados respectivamente nos diagramas A, B e C. A foto acima as dobras são encontradas na estrada para Vila do Pitinga (ponto 5) com direção dos planos axiais similares aos encontrados na HMP. Ao lado, o mapa da HMP, indicando a seção A-A' e posicionamento das estruturas geológicas.

A Formação Urupi na HMP foi afetada por uma proeminente zona de cisalhamento rúptil formada por falhas e acamamento com mergulhos verticais (Figura 4.6.). A zona de falha também se estende a área adjacente à HMP com mais de 200 metros de extensão e cerca de 10 metros de largura. A orientação preferencial da zona é NE-SW com mergulho médio a alto. Juntas são observadas dentro da zona de falha, exibindo direções preferenciais NE-SW e mergulhos geralmente subverticalizados (Figura 4.7). Concentram-se principalmente dentro da zona falhada e formam em pares conjugados. Fraturas de distensão relacionadas aos flancos das dobras mostram vênulas preenchidas por quartzo.



Figura 4.6. Acamamento (So) verticalizado encontrado na zona de cisalhamento rúptil.



Figura 4.7. Fraturas preenchidas por material silicoso (setas).

O Sill Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.* 1979) que secciona a Formação Urupi é encontrado em afloramentos quase contínuos no curso do rio Pitinga, na forma de lajedos e blocos. Embora seja colocado como um corpo subvulcânico, as relações de contato com os arenitos estudados não foram observadas. As rochas exibem variações texturais, onde três domínios diferentes podem ser individualizados: rochas máficas, híbridas e diques félsicos. A rocha máfica possui granulação média a grossa, textura de fluxo ígneo. A rocha híbrida é caracterizada por concentrações centimétricas de máficos envoltos por matriz félsica fanerítica de coloração rosa. Os aglomerados de minerais máficos variam de proporção e tamanho distribuindo-se aleatoriamente na rocha. Os diques félsicos são rosados, possuem largura centimétrica, formam dobras irregulares e exibem textura afanítica (Figura 4.8).

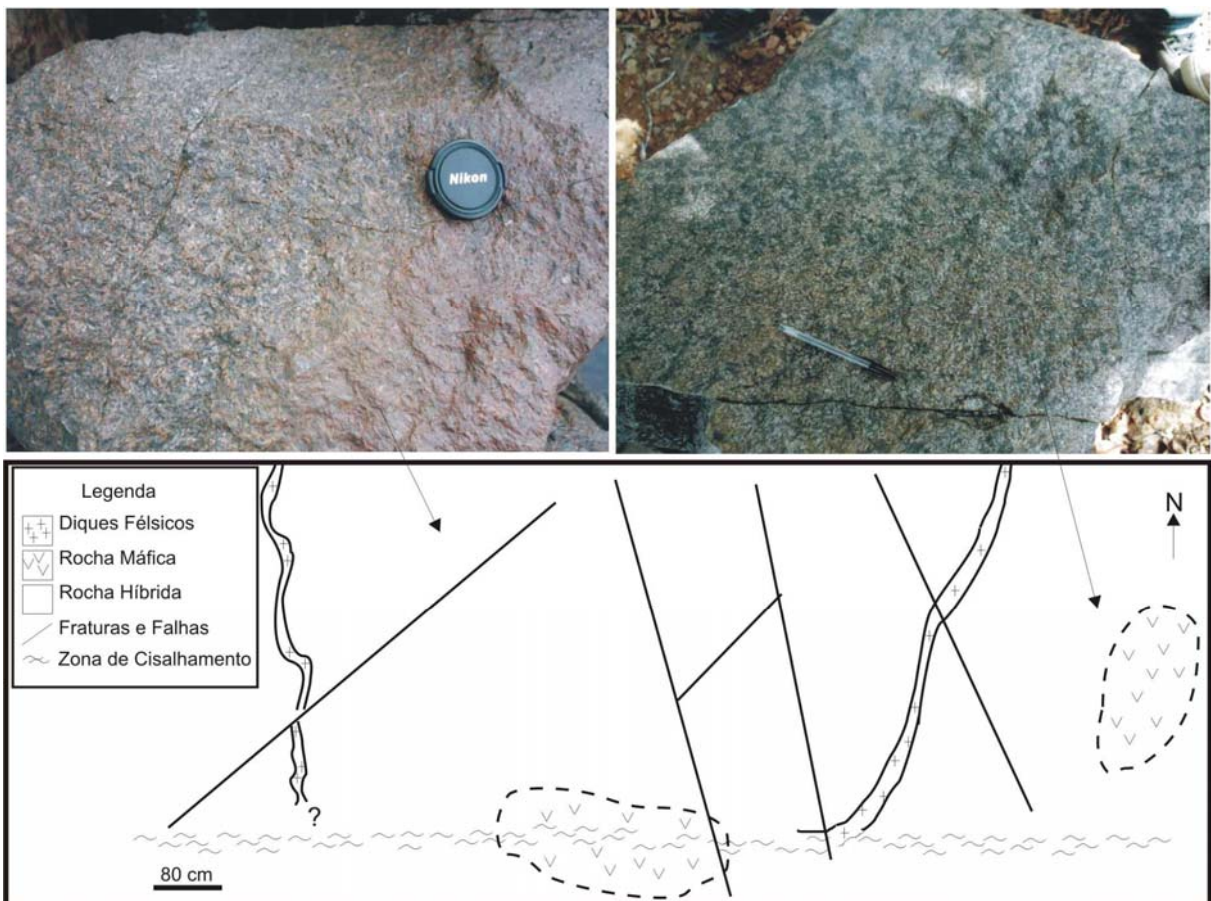


Figura 4.8. Mapa esquemático mostrando as relações de campo dos domínios individualizados no Sill Quarenta Ilhas. As fotografias representam as maiores variações texturais encontradas na rocha híbrida (as setas indicam os locais de ocorrência).

4.2.2 Discussões e recomendações sobre a geologia estrutural

A evolução da braquissinclinal do Pitinga foi anteriormente associada ao desenvolvimento de uma caldeira produzida por magmatismo explosivo (Montalvão *et al.* 1976). Esta hipótese foi refutada devido ao mergulho suave do acamamento das rochas que constituem a braquissinclinal, o qual não é típico de uma estrutura de caldeira (Veiga Jr. *et al.* 1979). A análise geométrica-estrutural indicou que a Formação Urupi foi afetada por eventos rúptil-dúctil, com compressão segundo NW-SE, que gerou dobras com plano-axiais e zona de falhas normais e oblíquas, orientados na direção NE-SW. Entretanto, a orientação das falhas normais, paralelas aos eixos das dobras mostra que são eventos distintos, posto que, se fossem decorrentes do mesmo esforço compressivo, teriam direções preferencialmente perpendiculares à deformação, o que não ocorre.

A geração desses esforços NE-SW, pode estar relacionado ao evento Parguazense do Paleoproterozóico (Veiga Jr. *et al.* 1979). Esta tectônica compressiva foi provavelmente a responsável pela inversão da bacia do Urupi, formando a braquissinclinal do Pitinga. Posteriormente, estas rochas foram afetadas por magmatismo básico e intermediário de 1,79 Ga da Formação Quarenta Ilhas.

Cabe ressaltar que neste item foi feito uma tentativa de registrar e discutir os eventos deformacionais que afetaram a região do Pitinga. Estes eventos de caráter compressivo refletem deformações desenvolvidas no Escudo das Guianas desde o Paleoproterozóico até o Mesozóico, em várias fases de reativação (Veiga Jr. *et al.* 1979). Embora o número limitado de afloramentos estudados não permita uma interpretação precisa da tectônica regional, os dados apresentados, no entanto, poderão guiar futuros trabalhos de análise geométrica e cinemática.

4.3. Análise de Fácies

Nos afloramentos estudados próximo à região da HMP, a análise faciológica da Formação Urupi permitiu a individualização de nove fácies sedimentares distintas (Tabela 4.1.). As fácies foram codificadas usando-se letras maiúsculas para indicar os litotipos e letras minúsculas para designar as estruturas características das fácies. As nove fácies foram agrupadas em 2 associações faciológicas (Figura 4.10.). As fácies da Formação Urupi, na área estudada são exclusivamente de natureza siliciclástica e coloração esbranquiçada a rosada. Predominam quartzarenitos e pelitos, enquanto litarenitos tem distribuição restrita. Por vezes, algumas camadas de arenitos apresentam-se intemperizadas, dificultando o reconhecimento das estruturas sedimentares. Em geral, as rochas mostram-se silicificadas, mas também ocorrem porções friáveis. As fácies foram agrupadas em duas associações, denominadas de 1 e 2, representativas de um sistema desértico (Tabela 4.1 e Figura 4.9).

Associação de fácies	Fácies	Processos
1	Ac - Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte. Plm - Pelito laminado e maciço.	Migração de macroformas 3D ¹ Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia.
2	Acx - Arenito com estratificação cruzada complexa. Alc - Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica a transladante. Plm ¹ Apc - Arenito com laminação plano-paralela e clastos no topo da camada. Acf - Arenito com estratificação cruzada tabular com clastos no <i>foresets</i> Am - Arenito maciço. Acs - Arenito com estratificação cruzada sigmoidal. Rwl - Ritmito de arenito e pelito com estrutura <i>wavy-linsen</i> .	Migração de formas de leito de grande a pequeno porte. Deposição por tração pelo vento. Condições de regime de fluxo superior. Migração de barras 2D em ambiente subaquoso sob regime de fluxo inferior. Segregação de grossos no <i>foreset</i> . Expulsão de água por compactação de camadas ou por geração de bolhas de gás. Processos de liquefação e deslizamento. Desaceleração da migração de corpo arenoso em ambiente subaquoso. Oscilação na velocidade das condições de fluxo dada pela alternância de tração e suspensão.

Tabela 4.1. Fácies sedimentares e associação de fácies da Formação Urupi.

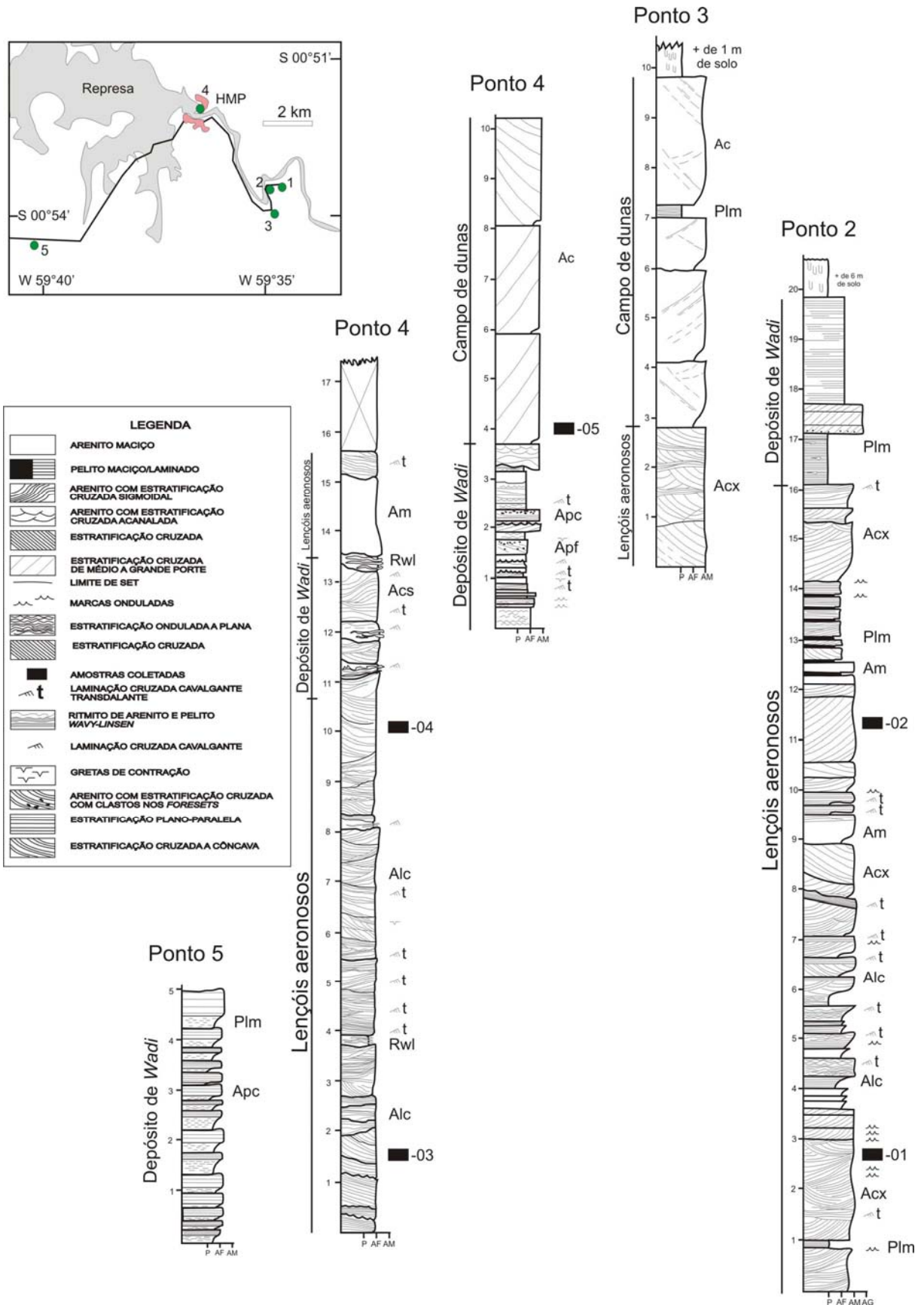


Figura 4.9. Perfis da Formação Urupi, na região do rio Pitinga, relacionando associação de fácies, fácies individuais e estruturas associadas. Mapa da área de estudo indica o posicionamento de cada perfil.

4.3.1. Associação de Fácies 1

A associação de fácies 1 é composta por duas fácies (Ac e Rwl). Constituída por arenitos finos esbranquiçados silicificados a friáveis, além de pelitos marrons a verdes. A fácies Ac (Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte) ocorre na área da HMP e ao longo da estrada do Quarenta Ilhas e se intercala à fácies pelítica Rwl (Ritmito de arenito e pelito com estrutura *wavy-linsen*). Esta última fácies também ocorre na associação 2, portanto não é necessário reporta-la àquela associação.

4.3.1.1 Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Ac)

Esta fácies é composta por arenito de granulometria fina a média, geometria tabular que grada lateralmente a forma lenticular, com extensão lateral superior a 40 m. A espessura máxima dos *cosets* chega a 7 metros e os menores pouco mais de 3,5 metros. Internamente, os *sets* têm espessuras de 0,30-1,50m. A estratificação cruzada desenvolvida nesta macroforma apresenta ângulo de mergulho médio a alto (28 a 34 graus). No *toeset* desta macroforma é observado estratos com gradação inversa. Diversas superfícies de truncamento são observadas separando especialmente as associações de fácies. Estas superfícies podem ser comparadas às superfícies hierárquicas de Kocurek (1981 e 1988), como sendo de segunda e terceira ordem (Figura 4.10).

4.3.1.2 Pelito laminado e maciço (Plm)

Esta fácies consiste de pelitos com 5-40 centímetros de espessura, coloração rosada, marrom, esbranquiçada a verde. Lateralmente tem extensão decamétrica. As camadas com até 40 cm internamente mostram-se plano-paralelas com espessura média de 2 cm. Eventualmente, são observadas intercalações milimétricas de arenito nesta fácies. Ressalta-se, entretanto, a ocorrência restrita de um *coset* de arenito com estratificação

cruzada tabular, com granodecrescência ascendente, e 40 cm de espessura, e de um *lag* residual de clastos de argilas na base deste *coset*. A fácies Plm Intercala-se à fácies Ac, Alc, Acx e Apc.



Figura 4.10. Fácies Ac, exibindo estratificação cruzada de grande e médio porte. Notar as superfícies que separam os diversos pacotes estratigráficos. O pacote inferior tabular é truncado pela fácies Ac. As letras A e B, referem-se às Figuras 4.14. e 4.16.

4.3.2 Associação de Fácies 2

Esta associação de fácies caracteriza-se pela intercalação de arenitos e pelitos. Em geral, os arenitos têm coloração esbranquiçada a rosada, que estão organizados de maneiras diversas e complexas, formando pacotes com até 20 m de espessura. Os pelitos são de coloração verde, branco a amarronzados, laminados a maciços, friáveis e ferruginizados e, em outros pontos da área de trabalho, mostram-se com foliação cataclástica. Também são encontradas abundantes marcas onduladas assimétricas e subordinadamente simétricas, estruturas de aderência/verrugas (*adhesion and warts ripples*), laminação cruzada transladante subcrítica e supercrítica, depósito de queda de grão (*grain fall*), depósito de fluxo de grão (*grain flow*), gretas de contração e marcas de escorrimento (*rill marks*).

Esta associação constitui-se das seguintes fácies: Arenito com estratificação cruzada complexa (Acx); Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica a transladante (Alc); Arenito com laminação plano-paralela e clastos no topo no topo da camada (Apc); Arenito com estratificação cruzada com clastos nos *foresets* (Acf); e Arenito maciço (Am); Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs); ritmo de arenito e pelito com estrutura wavy-linsen (Rwl).

4.3.2.1 Arenito com estratificação cruzada complexa (Acx)

Arenito fino a médio com estratificação cruzada complexa, organizado em corpos lenticulares com feição suavemente lobada. A estruturação desta fácies é complexa porque aglutina diversos tipos de estratificação cruzada entre outras estruturas sedimentares. São elas: *sets* de estratificação cruzada de baixo ângulo, estratificação de cruzada tabular com *foresets* encurvados a côncavos, bem como um outro conjunto de estratificação cruzada tabular sem aparente perturbação dos *foresets*. Este conjunto de estruturas se entrelaça em contato brusco. Lateralmente esta fácies mostra-se levemente ondulada (Figura 4.11).

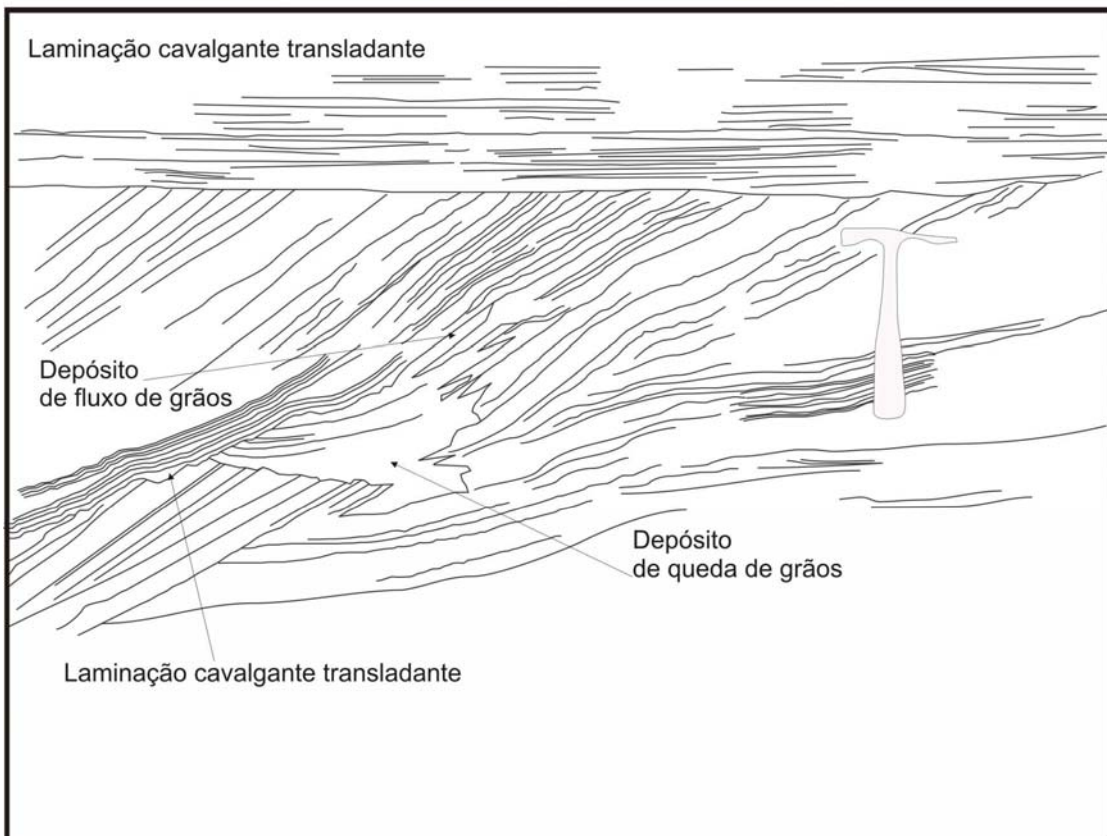


Figura 4.11. Fácies Acx mostra truncamentos entre diversos estilos de estratificação, isolado ao topo pela camada de laminação cavalgante transladante da fácies Alc.

Além da complexidade na estratificação desta fácies, outras estruturas sedimentares são observadas nos *foresets* destas estratificações: 1) depósitos de avalanche (*grainflow strata*); e 2) depósitos de queda de grãos (*grainfall strata*). A textura destes dois depósitos é sutilmente mais grossa. Os depósitos de avalanche são concentrados entre o ponto mais baixo da calha e o ponto de inflexão da frente de duna (i.e., *toe set*), enquanto os depósitos de queda de grãos formam uma lâmina à frente da duna.

A espessura média dos acamamentos desta fácies é de 30-150 cm e extensão lateral de 60-160 cm, onde são truncadas ou passam lateralmente para acamamentos plano-paralelos a subhorizontalizados. Internamente *sets* têm espessuras de 2-6 cm. Marcas onduladas assimétricas (Figura 4.12.) e marcas onduladas de aderência e verrugas (*adhesion/warts ripples*) são observadas nesta fácies (Figuras 4.13). Marcas onduladas com baixa amplitude e grande comprimento de onda (5-6m) também ocorrem na base desta unidade. Esta fácies se intercala à fácies Plm e Rwl.



Figura 4.12. Marcas onduladas assimétricas associadas à fácies Acx. Observar micromarcas onduladas a direita da foto.

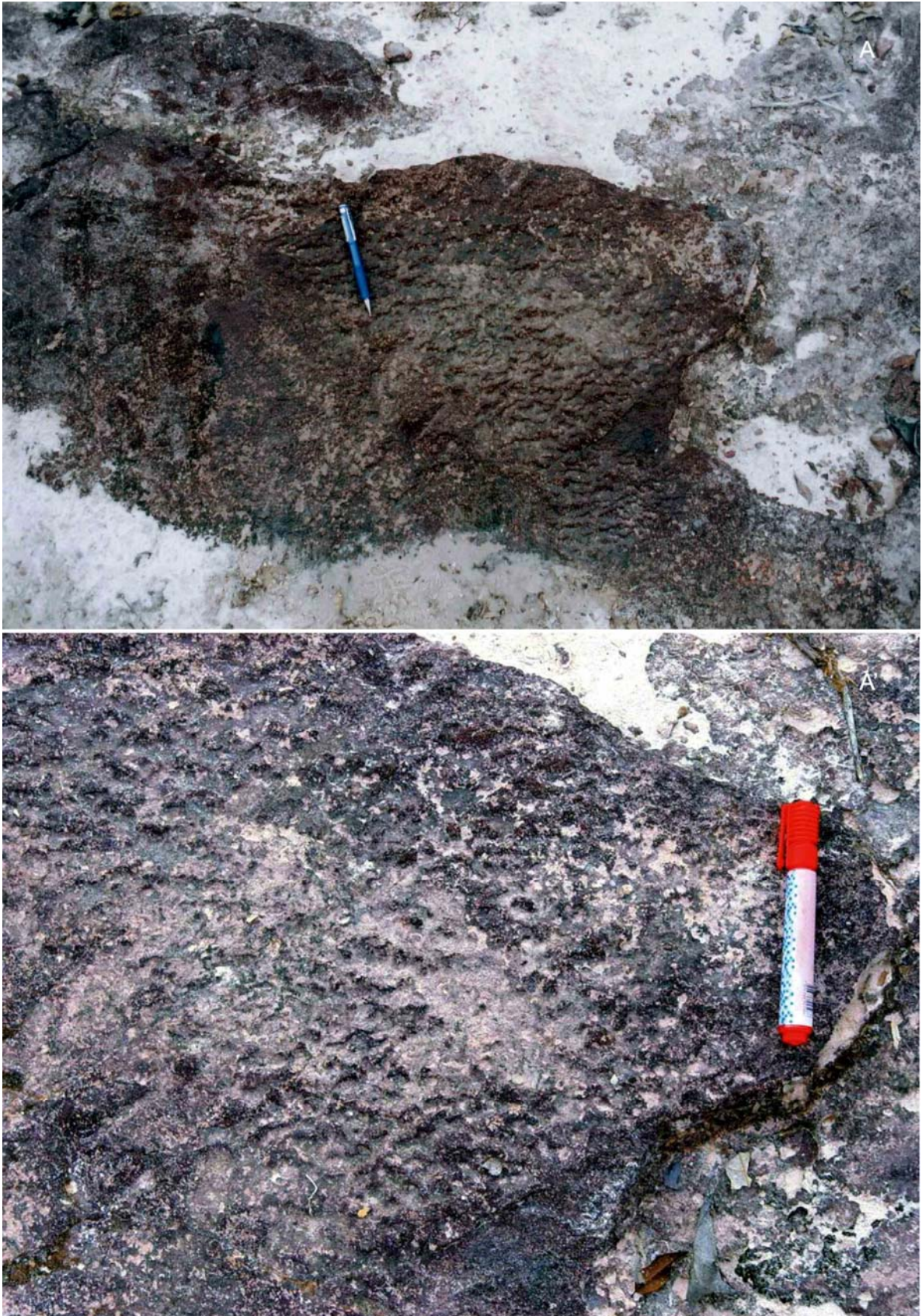


Figura 4.13. Marcas de aderência observadas na base dos arenitos da fácies Acx (A). Abaixo detalhe da ondula de aderência (A')

4.3.2.2 Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica a transladante (Alc)

Esta fácies é composta por arenito fino de coloração rosada com tons esbranquiçados a amarelado nas porções intemperizadas. Com espessura de 5-40 cm, pode alcançar até 1m. Apresenta laminação cruzada cavalgante subcrítica a transladante caracterizados pela baixa amplitude e alta frequência e espessuras menores que 3 mm. Por vezes, ocorre acamamento maciço de espessura milimétrica e a laminação plano-paralela. Internamente a espessura média de sets é cerca de 5 cm intercalados por filmes de argilito. No topo destes *sets* são observadas abundante ocorrência de marcas onduladas assimétricas de direção distinta.

Esta fácies está intimamente relacionada à fácies Acx e Plm e possui contato brusco com a fácies Ac. A porção subcrítica e a porção transladante formam sucessão gradacional eventualmente ascendente (Figura 4.14). Depósitos residuais são encontrados no topo de alguns *sets*, e internamente marcas de gretação, *rip up clasts*. Eventualmente mostra também padrão de interferência e marcas de escorrimento de padrão bifurcado (Figura 4.15.), com comprimento de até 25 cm e largura de 0,3 mm se desenvolvem localmente, erodindo parcialmente as marcas onduladas.



Figura 4.14. Arenito da fácies Alc mostrando laminação cavalgante transladante subcrítica.



Figura 4.15. A) Marcas de escorrimento desenvolvidas sobre marcas onduladas. B) marcas onduladas com padrão de interferência.

4.3.2.3 Arenito com laminação plano-paralela com clastos no topo da camada (Apc)

Arenito fino com laminação plano paralela. Esta fácies tem ocorrência local e restrita, intercalada a fácies Rwl, formando ciclos granocrescentes ascendentes de 10-60 cm de espessura. Nas camadas de espessura de até 15 cm é observada a ocorrência com clastos disseminados no topo desta fácies. Esta fácies também culmina numa sucessão de mais de 5 m, onde é flagrante o espessamento ascendente dos pacotes de arenito. No topo desta sucessão, o arenito forma um pacote com mais de 2m (Figura 4.16).

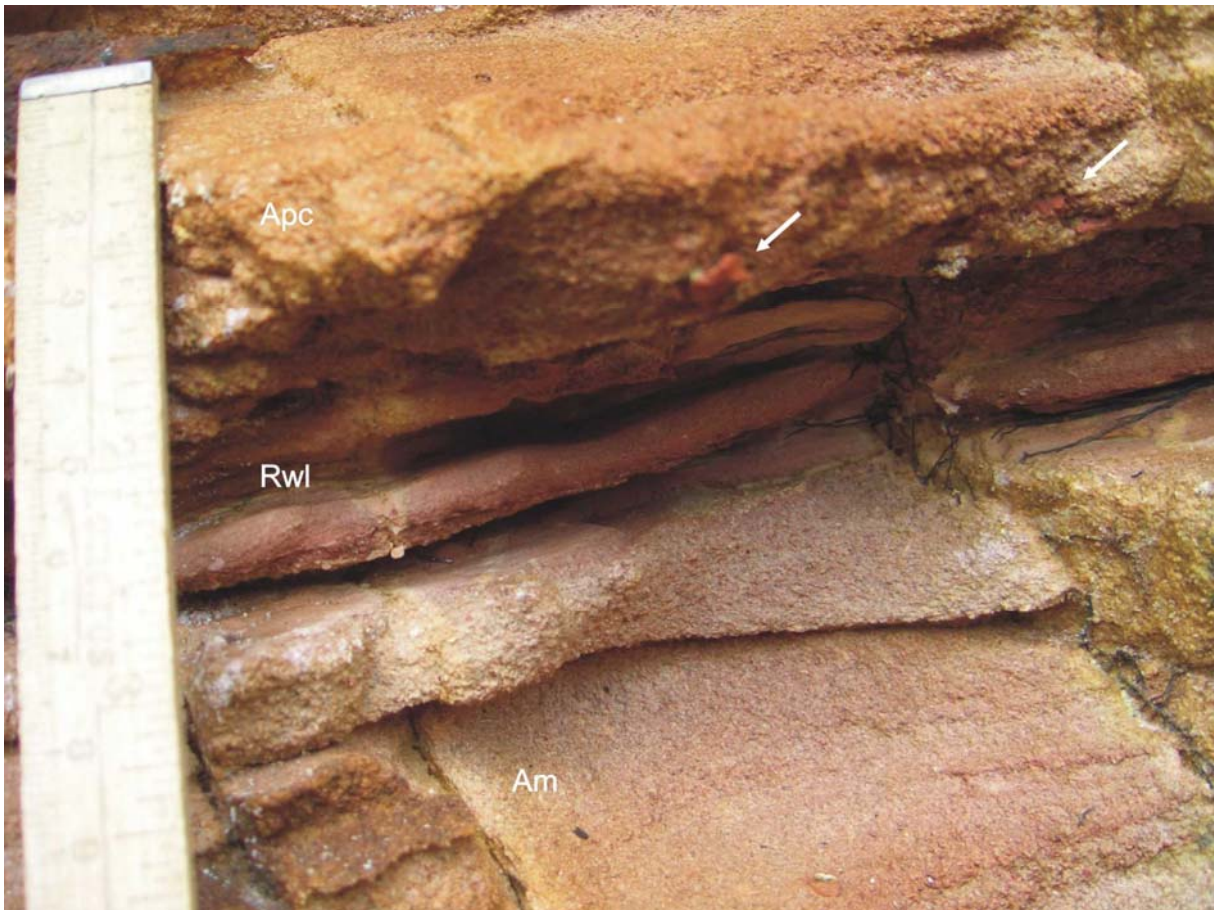


Figura 4.16. Fácies Apc, arenito com granocrescência ascendente. Fácies Rwl com estrutura heterolítica e os arenitos da fácies Am. Clastos são indicados pela seta.

4.3.2.4 Arenito com estratificação cruzada com clastos nos *foresets* (Acf)

Arenito de granulação fina a média, de coloração esbranquiçada, no qual as camadas possuem espessuras de até 15cm. Caracteriza-se pela estratificação cruzada tabular com clastos ao longo do *foreset*. Limita-se no topo e na base pela fácies Alc.

4.3.2.5 Arenito maciço (Am)

Arenito de granulação fina a média, de coloração rosada a esbranquiçada, formando pacotes maciços, de 15-100 cm de espessura. Esta fácies ocorre associadas as fácies Acx e Rwl, sendo comum na área da HMP e região de ocorrência do *sill* Quarenta Ilhas (Figura 4.16).

4.3.2.6 Ritmito de arenito e pelito com estrutura *wavy-linsen* (Rwl)

Fácies composta por ritmito de arenito fino e pelito. As camadas de arenito e pelito apresentam espessuras equivalentes, com pouco mais de 1 cm, de aspecto heterolítico (Figura 4.16). Por vezes, o ritmito mostra estrutura *wavy-linsen*, alcançando espessuras de até 100 cm (Figura 4.17) que mostram clastos retrabalhados ao longo das camadas. Esta fácies intercala-se à fácies Apc e Am, bem como às fácies Acs e Alc.

4.3.2.7 Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs)

Arenito médio de coloração esbranquiçada com *sets* de até 80 cm de espessura, chegando a uma espessura total de *coset* de 190 cm. A principal estrutura desta fácies é a ocorrência de estratificação cruzada sigmoidal de grande porte. Dentro do *set* são encontradas superfícies de reativação. Lateralmente, estratificação sigmoidal passa a tangencial, exibindo um *set* de laminação transladante cavalgante subcrítica (Figura. 4.18). Ocorre associado a esta fácies marcas onduladas assimétricas (Figura 4.19)



Figura 4.17. Fácies Rwl, mostrando ritmito com estrutura *wavy-linsen* e clastos argilito retrabalhados (setas).

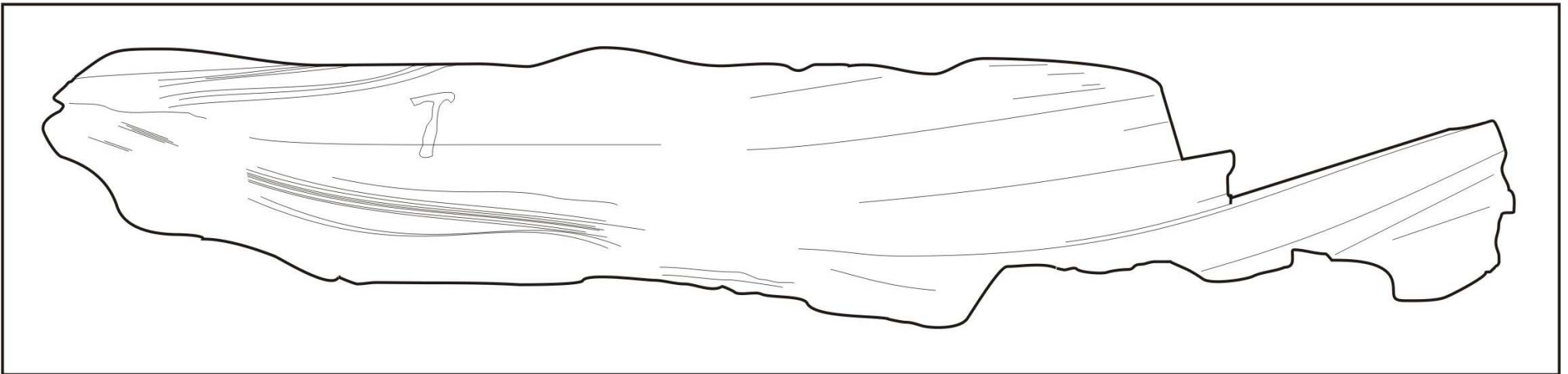


Figura 4.18. Estratificação cruzada sigmoidal desenvolvida nos arenitos da fácies Acs. Superfícies de reativação são geralmente recobertas por lâminas de arenito fino ou pelito. Área da HMP.

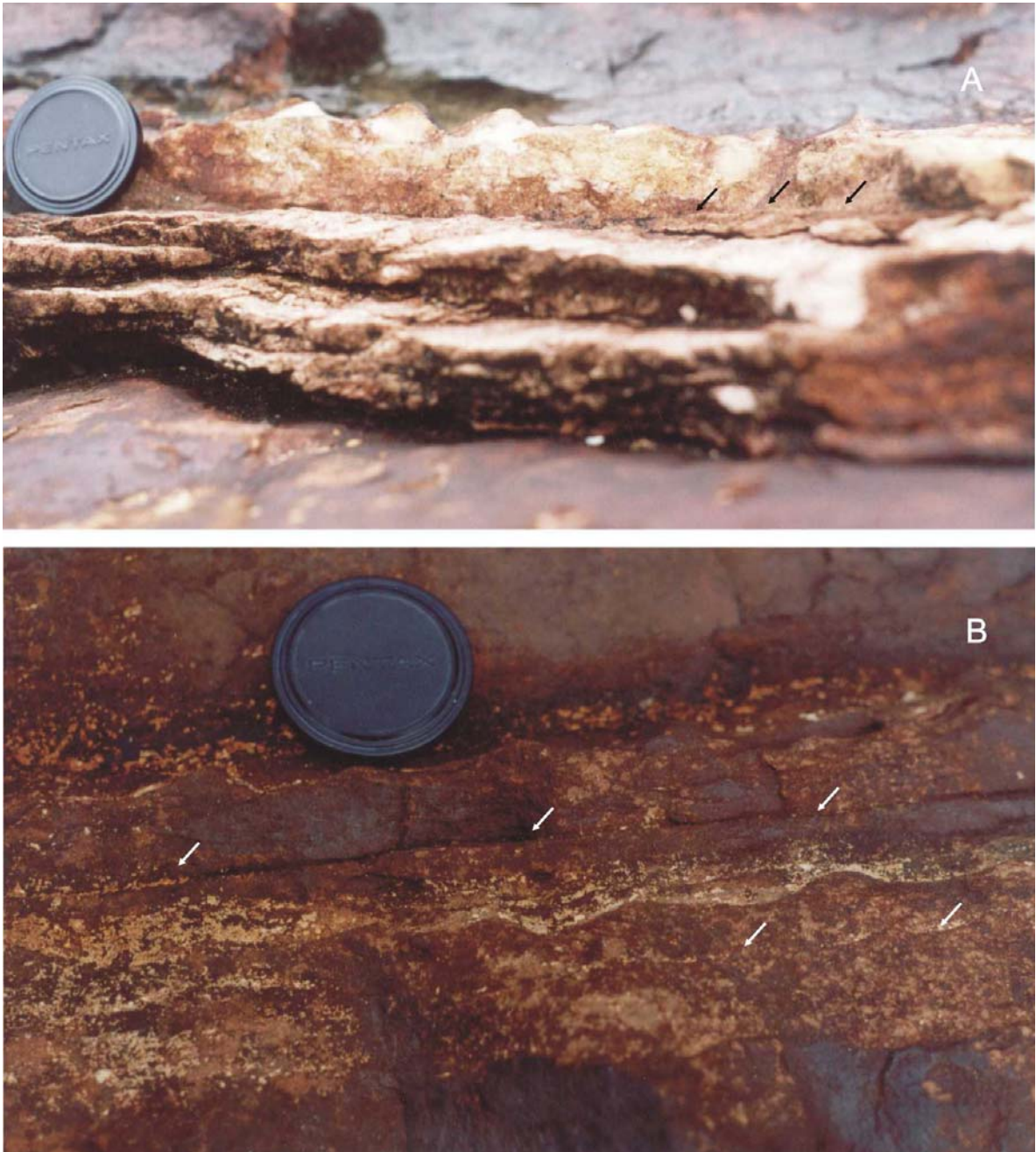


Figura 4.19. Marcas onduladas assimétricas associadas à fácies Acs (A, B). Notar base plana (não escavada) das estruturas indicada pelas setas (B).

4.4. Análise de Paleocorrente

Os dados de paleocorrente foram coletados nos pontos 2 e 4 (Figura 1.1) da área de estudo e estão representados em diagramas de roseta. As medidas foram efetuadas em cristas de marcas onduladas e estratificação cruzada de médio a grande porte. As paleocorrentes medidas nas marcas onduladas (associação de lençóis arenosos/*wadi*) mostram distribuição polimodal com direções preferenciais NNE, NW, S e subordinadamente para SE (Figura 4.20A.). Para as estruturas de médio a grande interpretadas como campo de dunas, as direções de paleocorrente são para NNE, SE e NW (Figura 4.20B.).

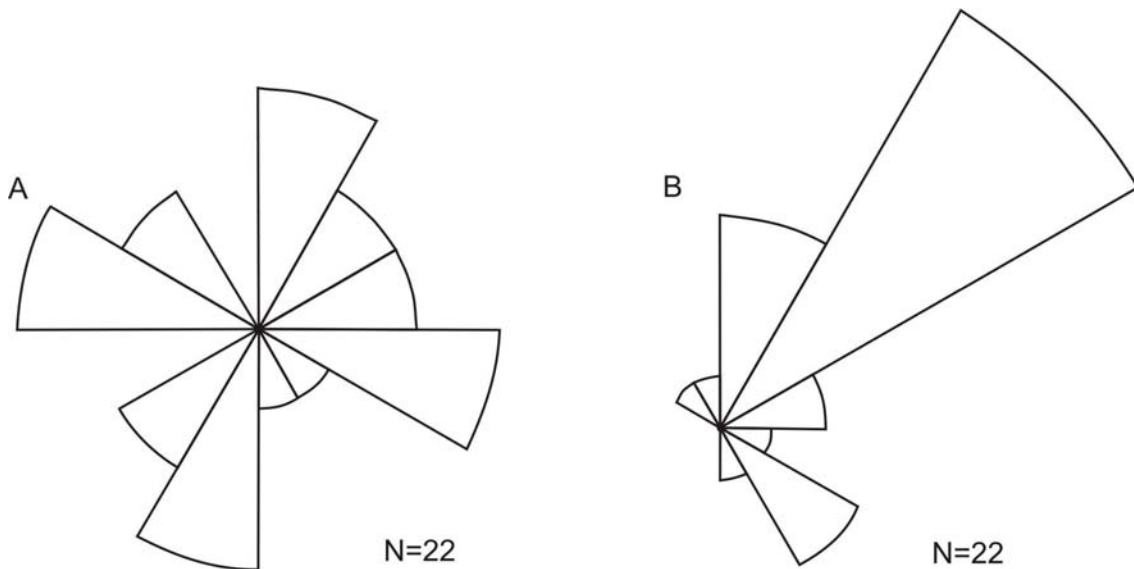


Figura 4.20. Diagrama de roseta com dados de paleocorrente da Formação Urupi, ao longo da estrada do Quarenta Ilhas (Ponto 2) e região da HMP (Ponto 4).

4.5. Índices de Marcas Onduladas

Dados relacionados às marcas onduladas apresentaram comportamentos diferenciados (Anexo I): O gráfico correspondente ao ponto 2 mostra valores de IO de (8-33,8) e valores de ISO variando entre 1,8-10,5 (Figura 4.21B). As medições desta área posicionam os dados de marcas onduladas agregados numa porção central-superior ao gráfico de Tanner (1978). Para a área da HMP (Figura 4.21A.), os valores de IO ficaram

entre 4,0-17,7 enquanto os valores de ISO variaram de 1,0-6,0. A disposição destes dados se concentra na parte inferior-esquerda do gráfico.

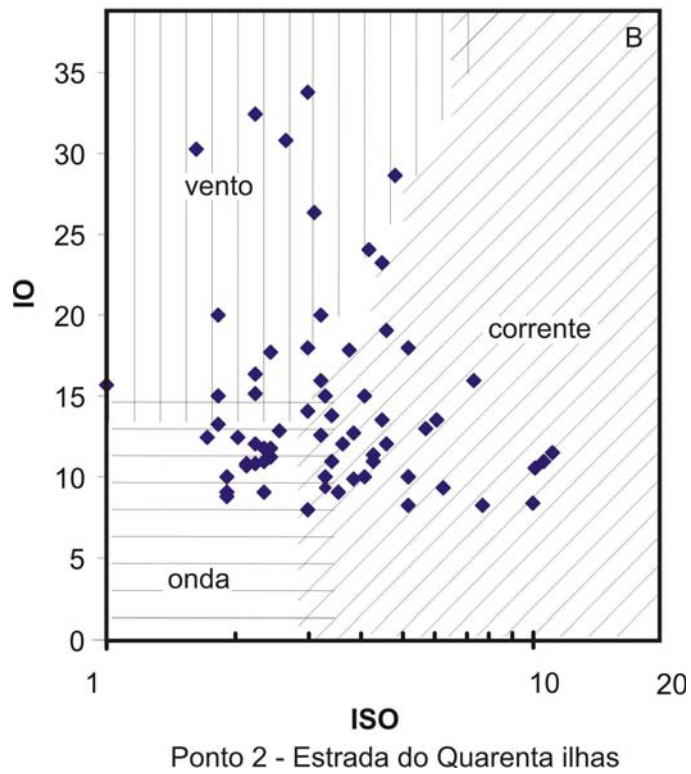
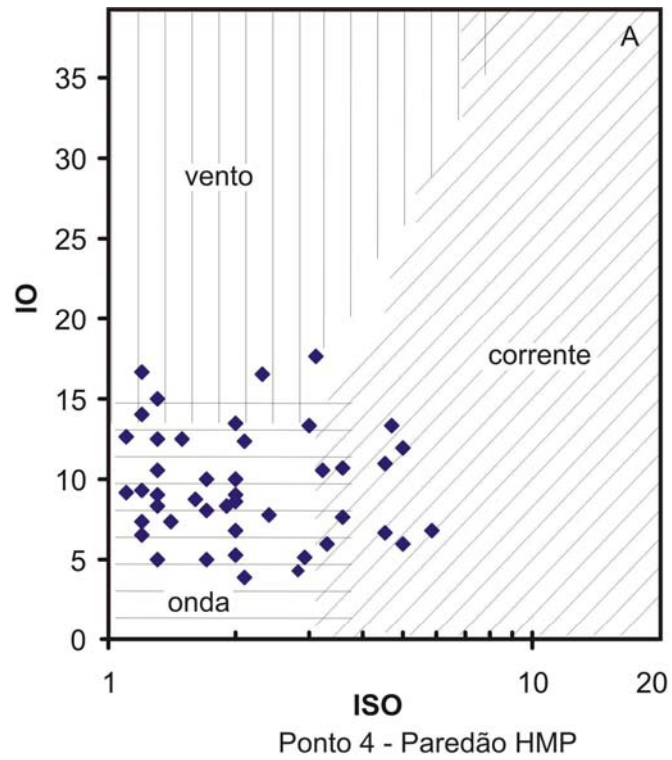


Figura 4.21. Gráficos dos índices de marcas ondulado medidas nos afloramentos da Formação Urupi.

4.6. Modelo Depositional da Formação Urupi

A Formação Urupi na área de estudo é interpretada como depósito de ambiente eólico devido às seguintes características: estratificação cruzada de médio a grande porte, com ângulo de mergulho de 28-34 graus, depósitos de *wind ripples* associados intercalados a depósitos de interduna. Além disso, têm-se a ocorrência de estruturas de aderência e verrugas (*adhesion/warts ripples*), laminação cruzada transladante subcrítica e supercrítica, depósito de queda de grão (*grain fall*), depósito fluxo de grão (*grain flow*), gretas de contração e marcas de escorrimento (*rill marks*), que têm sido descritas como estruturas diagnósticas de ambiente eólico (Hunter 1977; Reineck & Singh 1980; Kocurek & Dott Jr 1981; Kocurek & Fielder 1982; Ahlbrandt & Fryberger 1982; Eriksson & Simpson 1998; Simpson & Eriksson, 1991; Brookfield 1992; Galloway & Hobday 1996; Simpson *et al.* 2004; Stewart 2005).

Corroboram com esta interpretação, no ambiente deposicional da Formação Urupi, a associação de fácies 1, considerada como sendo campo de dunas por apresentar estratificação cruzada de médio a grande porte, em ângulo de mergulho dos *foresets* variando de 28 a 34 graus, muito comuns em dunas formadas em ambiente eólico (Figura 4.10). Também chamam atenção as superfícies que limitam os *cosets* desta associação. Tais superfícies marcam claramente estilos diferentes de acamamentos e direções de acresção do aporte sedimentar. Estratos com gradação inversa (*inversely graded strata*) também são encontrados no *toe set* de macroformas e são interpretadas como depósitos de ôndulas eólicas, semelhantes ao descrito por Jackson *et al.* (1990) e Eriksson & Simpson (1998). Intercalada a fácies Ac, é observada a fácies Plm, que reflete processos de deposição por suspensão; entretanto processos trativos e oscilatórios também ocorrem, indicando ambiente subaquoso. A ocorrência de lentes de arenito nesta fácies sugere esporádica atividade subaquosa (*flash flood*), trazendo um aporte de areias e retrabalhando o nível pelítico, gerando pelotas de argilosas e o caráter granodecrescente ascendente. Esta fácies é interpretada como gerada em interduna/lençóis arenosos úmidos. Portanto,

considera-se que esta associação de fácies resulta da migração de cristas de dunas eólicas sobre áreas de interduna. As superfícies limitantes que separam os cosets também evidenciam o desenvolvimento do campo de dunas (Erickson & Simpson 1998, 1990; Simpson & Erickson 1991).

A superfície de terceira ordem marca a acreção de dunas sobre campo de dunas préexistente, enquanto que a superfície de segunda ordem denota migração do campo de dunas sobre uma região de lençóis arenosos/interduna. Tal relação é observada na passagem da associação de fácies 1 para associação de fácies 2, interpretada como lençóis arenosos úmidos e secos e *wadi* (Figura 4.10).

A associação de fácies 2 é interpretada como ambiente de lençóis arenosos de caráter úmido a seco, com desenvolvimento de depósito de *wadi*, pelas seguintes características:

1) presença da fácies de arenito com estratificação cruzada complexa (fácies Acx), interpretada como duna de pequeno porte, e relacionada a lençóis arenosos com similaridade geométrica à descrita por Kocurek & Dott Jr (1981). Além disso, apresenta características diagnósticas eólicas do tipo 1 e 2 (estratos sub-horizontais e cruzados com múltipla orientação; gradação inversa), como descritas por Glennie (1970), e Eriksson & Simpson (1998). Também são encontrados depósitos de avalanche (*grainflow strata*) que estão adjacentes e interdigitados aos os depósitos de queda de grãos (*grainfall strata*). A forma do *grainflow* é similar à forma linguóide, por vezes com terminação difusa ao longo do *foreset*, enquanto que os depósitos de *grainfall* são de aspecto mais delgado ocorrem à frente daqueles, onde são subhorizontais. No depósito de *grainfall* os pequenos *foresets* com orientação inversa aos outros *foresets*, indicativos de *ripples* eólicos, pela mudança na direção de vento (Figura 4.11);

2) presença da fácies de arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica a transladante (Alc), outra fácies diagnóstica de ambiente eólico, como os lençóis arenosos secos descritos por Stewart (2005), Hunter (1977), Kocurek (1981b), Ahlbrandt & Fryberger (1982). As laminações suavemente onduladas representam migração de forma acamamento

em meio eólico (*wind ripples*) e cujos índices de ondula são condizentes à *ripples* eólicos (índice de ondula de 15-33,8). Estas laminações cavalgantes transladantes representam a migração de frente de duna por processos trativos do vento (Hunter 1977) gerando gradação inversa (Figura 4.14);

3) a fácies Apc, arenito com laminação plano-paralela com clastos no topo da camada interpretada como gerada em lençóis de areia. O processo de geração desta fácies ocorre mediante influência de tempestades eólicas em áreas de alto estruturais do deserto ou área de deflação, longe do campo de dunas, onde existe disponibilidade de sedimentos grossos que possam ser carregados. A desaceleração da tempestade ocasiona deposição rápida dos seixos, misturando-os aos sedimentos finos de lençóis de areia, estes seixos tendem a marcar um novo ciclo de acamamentos porque se tornam obstáculos a retirada das areias, sendo preservados, formando acamamento. A fácies Am também é representativa de lençóis arenosos. A geração desta camada ocorreria quando o nível freático está muito próximo da superfície e há cavalgamento entre as formas de leito, expulsando gradativamente a água, destruindo as estruturas primárias, gerando camadas maciças, típicas de lençóis arenosos/interduna úmida (Mountney & Jagger 2004). Também corroboram para interpretação de lençóis arenosos marcas de escorrimento e ondulas de adesão, observadas na associação 2. A geração de marcas de escorrimento forma-se a partir da existência de fluxo aquoso de duração efêmera, que incide sobre sedimentos gerando canais dendríticos e bifurcados quando alcançam superfícies planas de areia ou lama (Figura 4.15A).

Ôndulas de aderência e verrugas apresentam-se como pequenas cristas subparalelas assimétricas, de altura milimétrica, de aspecto arrasado (Figura 4.13). Sua presença é indicativa da existência contígua de dois ambientes, um seco e outro úmido ou molhado. O primeiro ambiente dispõe de areias secas, bem selecionadas, que são eventualmente transportadas pelo vento, e o segundo, úmido ou molhado seja pela ação de chuvas ou pela elevação de águas capilares. Quando as areias secas transportadas pelo

vento são depositadas, encontram poças ou áreas de interduna ainda molhadas, ficando presas pela tensão superficial da água e ao mesmo tempo preservadas da erosão, gradativamente, sob a água, as estruturas de adesão vão sendo empilhadas e crescem contra o vento. Quando da retirada total de água, a estrutura é então erodida por areias transportadas (saltação) pela atividade eólica. A estrutura de adesão encontrada na Formação Urupi é interpretada como similar ao tipo 4D de Kocurek & Fielder (1982). Como a associação de fácies 2 tem perfil de lençol arenoso, as verrugas e estrutura de adesão corroboram neste sentido, pois apontam, ambientes secos e úmidos, típicos de para lençóis arenosos. As fácies Acs, Acf e Rwl representam depósitos de *wadi* associados a elementos eólicos das fácies Alc, já descrita.

A fácies Acs mostra a mudança geométrica lateral, de estratificação tangencial para sigmoidal, que pode ser entendida como elementos comuns de barras, e pode ser explicado pela aceleração e desaceleração de fluxo subaquoso. Durante o estágio de *full vortex* da migração de *megaripple*, a sucessão ideal de estratos consistiria em *foresets* tabular-angulares, que com o aumento de energia, ainda em regime de fluxo inferior, e da proporção carga de suspensão/carga de leito, tornaria tangenciais e côncavos. No estágio de desaceleração de fluxo, os *foresets* adquirem forma sigmoidal, resultante de sedimentação por suspensão sob condições de alta carga sedimentar (Collinson 1996; Boersma & Terwindt 1981; Koshiek & Terwindt 1981). A presença de superfícies de reativação também evidencia a mudança na velocidade do fluxo, portanto no estilo dos *foresets* (De Mowbay & Visser 1984; Nio & Yang 1991), produzida por correntes unidirecionais através de migração rápida de um conjunto de *megaripples*, sobre um outro conjunto, de velocidade menor, provavelmente durante ciclos de cheia e seca. Além disso, geração de estratificação sigmoidal por acresção de macroforma em ambiente eólico é rara, pois o seu *topset* teria sido erodido pelo vento. Portanto, a forma de leito em questão pode ser interpretada como sido gerada em ambiente subaquoso (Figura 4.18).

As marcas onduladas na área de estudo, interpretadas como geradas por onda (Figura 4.21), não evidenciam ambiente marinho, uma vez que as ôndulas não mostram base escavada, nem dessemelhança estrutural (De Raaf *et al.* 1977). Esta fácies é interpretada como sendo fluvial eólica, *wadi* (Figura 4.18). A ocorrência de pelito (fácies Rwl) na base da fácies Acs, mostra também a ocorrência de ambiente subaquoso. Esta fácies é gerada pela oscilação na velocidade de fluxo subaquoso em que períodos de onda/corrente ativa se alternam com períodos de quiescência. Durante o período de onda/corrente ativa a areia é transportada e depositada, enquanto que a lama fica em suspensão e quando da diminuição de velocidade de fluxo, a lama é depositada preferencialmente nas calhas das *ripples* ou cobrindo-as. Esta fácies pode ser gerada em área de submaré, intermaré a fluvial (Coleman & Gagliano 1965). Entretanto, sua interpretação é mais bem relacionada ao ambiente fluvial, pela sua ocorrência associada à fácies Acs, já interpretada como fácies fluvial, além disso, a não discriminação de feições associadas ao ambiente transicional marinho, também reitera tal interpretação. A fácies Acf é interpretada como retrabalhamento de sedimentos de subaquoso pela atividade eólica, onde *foresets* inclinados são desenvolvidos nas superfícies de canais de *wadi* por areias transportadas pelo vento. Eventualmente, seixos oriundos da área de deflação de antigos depósitos fluviais quando próximos dos flancos destes canais, por vezes podem cair ao longo dos *foresets* e compor os *sets* inclinados de areias finas com clastos disseminados principalmente no topo das camadas (Glennie 1970).

Os dados de índices de marcas onduladas mostram atividade eólica no ponto 2 (Figura 4.21B), subordinadamente onda e corrente. Para o ponto 4, ocorre essencialmente ôndulas geradas por onda, entretanto sem base escavada, sugerindo origem por vento ou corrente. Os dados de paleocorrente das estruturas de médio e grande porte (Figura 4.20B), bem como, cristas de marcas onduladas mostram padrão de fluxo sedimentar predominantemente para NNE (Figura 4.20A) assim, demonstram que tanto a aporte sedimentar das grandes e pequenas estruturas estavam sob o mesmo regime de ventos, compatível a ambientes eólicos. Portanto, o posicionamento do sistema eólico Urupi pode

ser entendido a partir do modelo de Fryberger *et al.* (1979), em um ambiente contíguo, de deserto marginal, relacionando campo de dunas, lençóis úmidos/secos e depósitos de *wadi* (Figuras 4.22 e 4.23)

Sistema	Sub-ambiente	Fácies	Geometria e relação de contato	Interpretação
D E S E R T I C O	CAMPO DE DUNAS	Ac Plm	Corpos tabulares de grande extensão lateral. Limitado na base pelo depósito de <i>wadi</i>	Migração de dunas intercalada à áreas de interduna
	LENÇÓIS	Acx Alc Am Plm	Superfícies planas e suavemente ondulada intecaladas à pequenas dunas. Não observado seus contatos em campo	Lençóis arenosos secos e úmidos influenciados por sedimentação eólica (laminação cavalgante transladante, dunas de pequeno porte, estrutura e verruga de adesão, fluxo e queda de grãos, marcas de escorrimento e marcas onduladas)
	ARENOSOS	<i>Wadi</i>	Acs Rwl Apc Acf Alc	Estratificação Sigmoidal e corpos tabulares de pequena espessura. Limitado no topo pelo campo de dunas

Figura 4.22. Síntese dos ambientes relacionados à Formação Urupi no rio Pitinga, próximo à região da HMP.

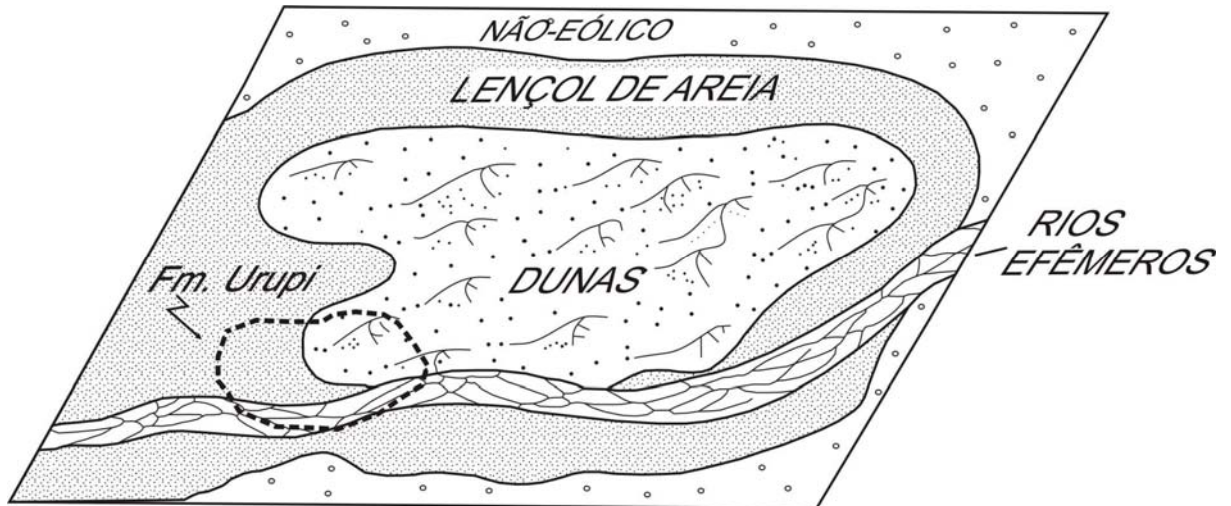


Figura 4.23. Modelo deposicional para a Formação Urupi, compreendendo a área tracejada (modificado de Fryberger *et al.* 1979).

CAPÍTULO 5 - PETROGRAFIA DOS ARENITOS URUPI

5.1. Análise Petrográfica

5.1.1. Descrição geral dos arenitos

Os litotipos que compõem as fácies da Formação Urupi na região da HMP são predominantemente de natureza siliciclástica. A análise petrográfica permitiu sua classificação como quartzarenitos e raros sublitarenitos (Folk 1980). Estas rochas têm granulometria areia média, seleção moderada e grãos variando de subarredondados a arredondados, livres de qualquer porosidade (Figura 5.1). Nas porções onde a rocha está deformada ou fraturada, os grãos do arcabouço, principalmente quartzo, mostram-se subangulosos.

Os principais constituintes da rocha são grãos de quartzo monocristalinos, subordinadamente policristalinos, fragmentos de rocha, além de raros grãos de opacos. Os grãos de quartzo monocristalino variam de subarredondados a arredondados, apresentando extinção ondulante forte (Figura 5.2). Internamente, estes grãos de quartzo possuem micrólitos de zircão, além de inclusões fluidas que preenchem microfraturas subparalelas e conchoidais. Os grãos de quartzo policristalinos são formados por cristais de quartzo que possuem diferentes orientações ópticas. Os fragmentos de rocha são representados por grãos de sílex, de rocha vulcânica e de arenito. Os grãos de sílex são subarredondados, cinza-escuros a pretos, internamente distinguíveis por um agregado de cristais de quartzo microcristalinos. Os grãos de rocha vulcânica são subarredondados, apresentando uma pseudo-geminação marcada por feições de corrosão e argilominerais dispostos ao longo dos planos desta pseudo-geminação (mimetizando grãos de feldspato muito alterados). Os grãos de arenito são subarredondados a arredondados, recobertos por uma película vermelho escuro subtranslúcida, que ainda permite identificar grãos envolvidos por matriz muito fina (Figura 5.3). Grãos deformados são pontuais e representados principalmente por grãos de sílex deformados chegando a se dispor como pseudomatriz (Figura 5.4). Grãos opacos ocorrem como acessórios, respondendo por menos de 1% dos constituintes. Em

geral, o contato entre os grãos é côncavo-convexo, pontual (ou tangencial) e, subordinadamente, suturado (a levemente encurvado).

Quatro gerações de cimento são observadas nas seções delgadas estudadas: 1) sericita; 2) óxi-hidróxido de ferro; 3) quartzo de sobrecrecimento; e 4) calcedônia esferulítica/franja. A sericita ocorre na maior parte das rochas, sob a forma de cutículas, com seus microcristais tangenciando os grãos constituintes. Frequentemente, estas cutículas ocorrem entre os vários tipos de contato dos grãos. O cimento de óxi-hidróxido de ferro ocorre pontualmente na forma de concentrações irregulares, preenchendo espaços intergranulares ou formando um envelope sobre os grãos (Figura 5.5).

O quartzo de sobrecrecimento ocorre disseminadamente, cimentando a maior parte das rochas da Formação Urupi (Figura 5.6). Às vezes, apresenta-se com seus limites pouco perceptíveis, quase difusos, mas pode ser identificado tanto pela continuidade óptica do cimento com o grão detrítico, quanto pelos limites retos entre grãos assim como por linhas de sujeira (*dust line*). Uma ocorrência intrigante é a observação de grãos de quartzo com cimentos de sobrecrecimento que, à primeira vista, parecem “contatos suturados”. Contudo, a forma original dos grãos e o seu arcabouço aberto (*i.e.*, os grãos em geral não se tocam ou, no máximo, mantêm contato pontual), permitem notar que este “contato suturado” ocorre apenas entre cimento e cimento e que, portanto, não representa um verdadeiro contato suturado.

O cimento de calcedônia ocorre predominantemente sob a forma esferulítica, mas também foi observada na forma de pequenas bandas. A calcedônia esferulítica forma semicírculos ligeiramente encurvados de cor cinza-escura e que geralmente se desenvolvem entre grandes espaços intergranulares (Figura 5.7). Internamente, a calcedônia esferulítica, em forma de leque, mostra extinção levemente difusa. A calcedônia esferulítica comumente exhibe contato de compromisso de seus cimentos, marcado por uma linha contínua, encurvada. A calcedônia bandada ocorre como porções alongadas tangenciais aos grãos, de aspecto concêntrico e disseminada pelo arcabouço da rocha.

Silica fibrosa ocorre pontualmente e forma um arranjo em franja em que os cristais se orientam perpendicularmente à borda dos grãos. Esta franja ocorre onde há arcabouço aberto.

O arcabouço das rochas Urupi, descrito acima é por vezes é afetado por microfalhas (de movimentação aparentemente sinistral) e/ou fraturamento distensional. Feições de cominuição dos constituintes do arcabouço da rocha ocorrem ao longo da fratura e, internamente, esta é preenchida por quartzo recristalizado, que apresenta granulação decrescente do centro para as bordas da fratura; as inclusões sólidas e/ou fluidas marcam a cicatrização desses esforços tectônicos (Figura 5.8).

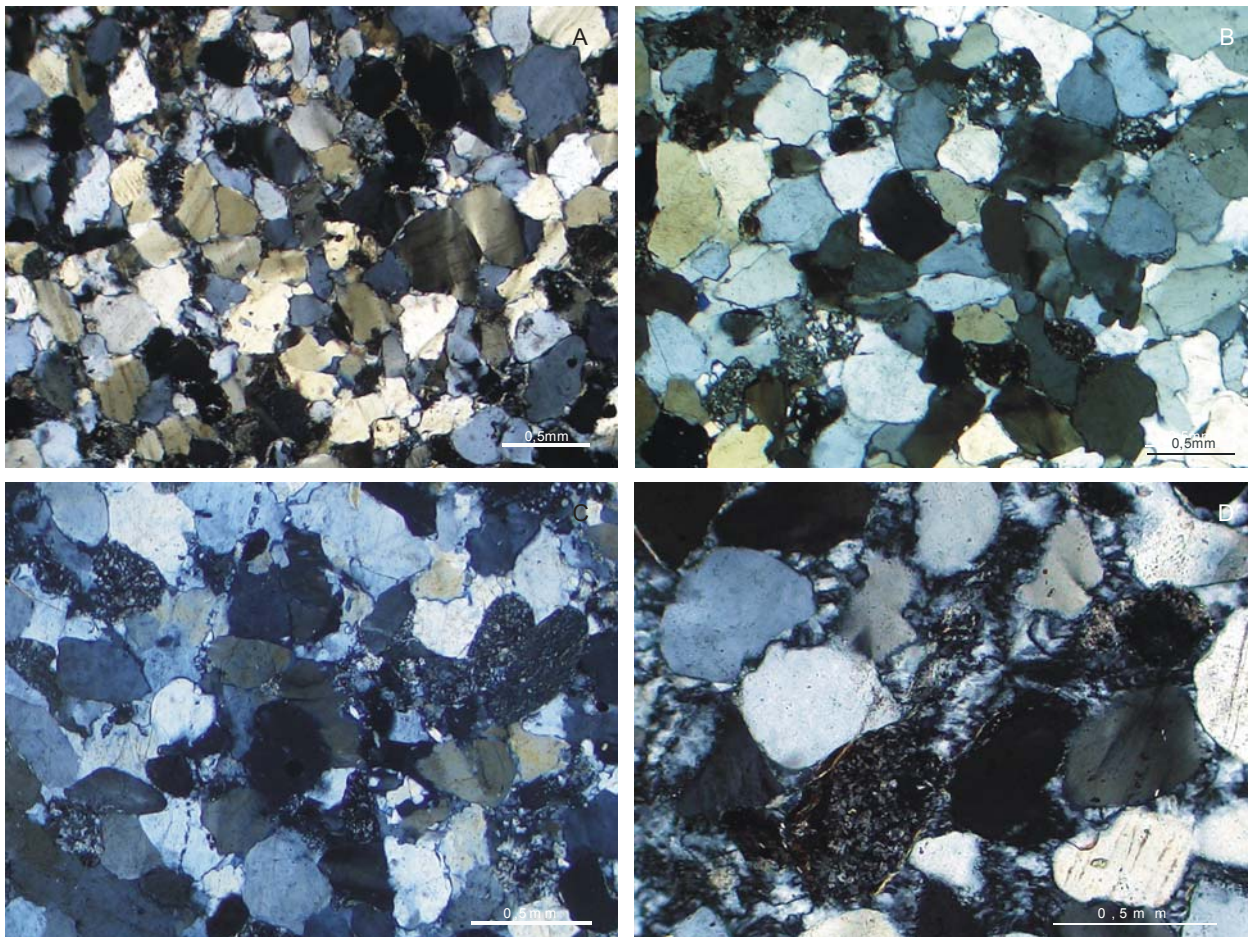


Figura 5.1. Arenitos da Formação Urupi, apresentando seleção moderada e granulação areia média a fina, composto por grãos de fragmentos de rocha, sílex, quartzo monocristalino e raros policristalinos. Nicóis X.

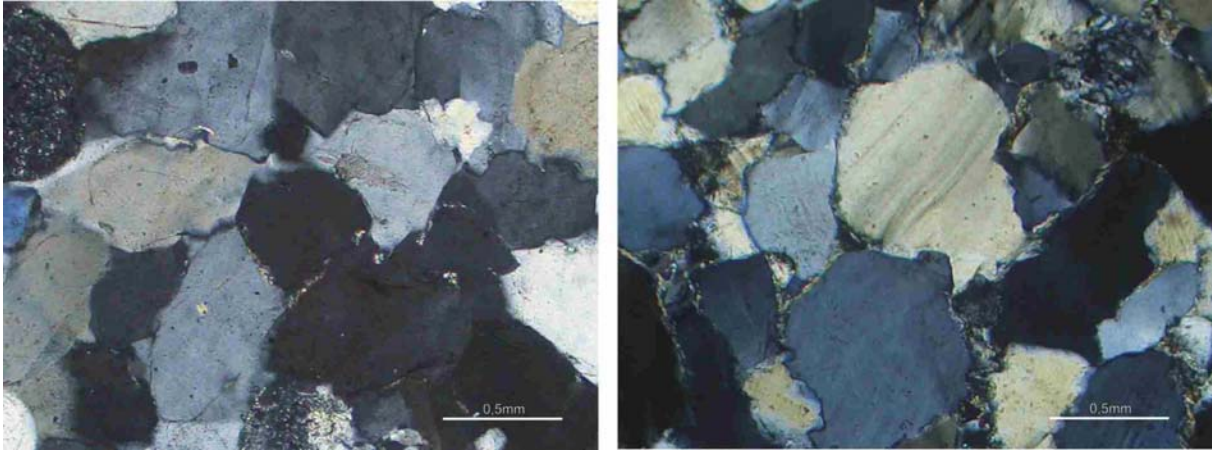


Figura 5.2. Cristais de quartzo monocristalino subangulosos a subarredondados, com extinção ondulante forte e sobrecrecimento sintaxial.

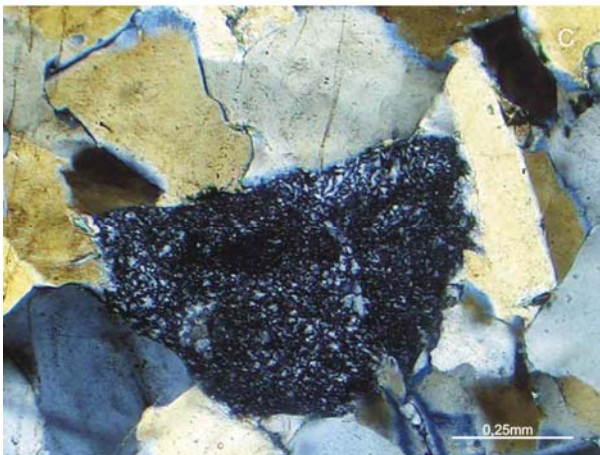
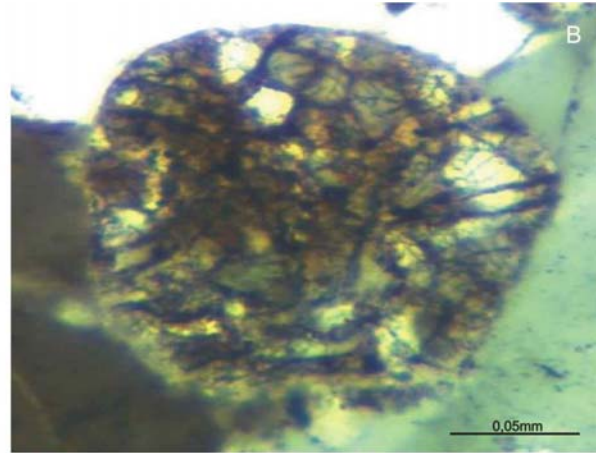
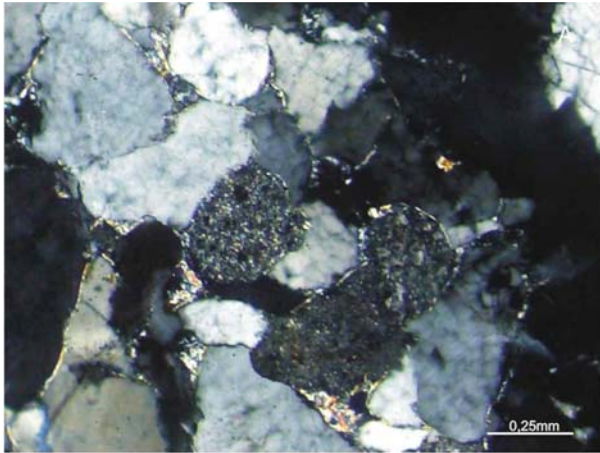


Figura 5.3. Fragmentos líticos encontrados nos arenitos Urupi. A) Fragmentos de rocha vulcânica, de tonalidade cinza-negro subarredondados a arredondados. B) grão de arenito. C) Sílex.

5.2. Aspectos Diagenéticos e metamorfismo

Os processos e reações desenvolvidos em um sedimento de uma determinada bacia, iniciados após sua deposição e estendendo-se durante o soterramento progressivo até o campo metamórfico são conhecidos como diagenéticos (De Ros & Moraes 1984). A diagênese que ocorre na ou próxima à superfície deposicional é chamada de eodiagênese; enquanto que a diagênese desenvolvida em subsuperfície, até ao anquimetamorfismo, denomina-se mesodiagênese. Sedimentos que após sofrerem prévio soterramento e que são alçados próximo ou na superfície, desenvolvem um processo diagenéticos chamado de telodiagênese.

A história diagenética dos arenitos da Formação Urupi foi reconstituída por estudo petrográfico, observando o registro deixado por diferentes processos e reações que atuaram nas rochas desta unidade. Dentre os processos identificados estão: infiltração mecânica de argilas, cimentos de quartzo, compactação mecânica e química, formação da caulinita, sericitização (mineral metamórfico), cimentação de ferro, fraturamento e deformação (Tabela 5.1).

5.2.1. Infiltração mecânica de argila

Sedimentos expostos a condições vadasas episodicamente podem receber enxurradas com grande quantidade de argila em suspensão. Ao infiltrar-se no sedimento, uma fina lâmina de argila recobre os grãos e, dependendo da periodicidade do processo, pode isolar o grão das reações e transformações diagenéticas subseqüentes. Nas amostras estudadas o registro de cutículas envolvendo grãos é relativamente comum; embora a cimentação de sílica esteja disseminada, ainda pode-se notar cutículas de argilominerais envolvendo grãos (Figuras 5.3A e 5.4).

Este aspecto corrobora para o entendimento de um ambiente seco a úmidos, pois sedimentos secos submetidos a eventos episódicos de atividade fluvial trazer argilas em

suspensão e com a desaceleração deste processo geraria, conseqüentemente a formação de cutículas (De Ros & Moraes 1984).

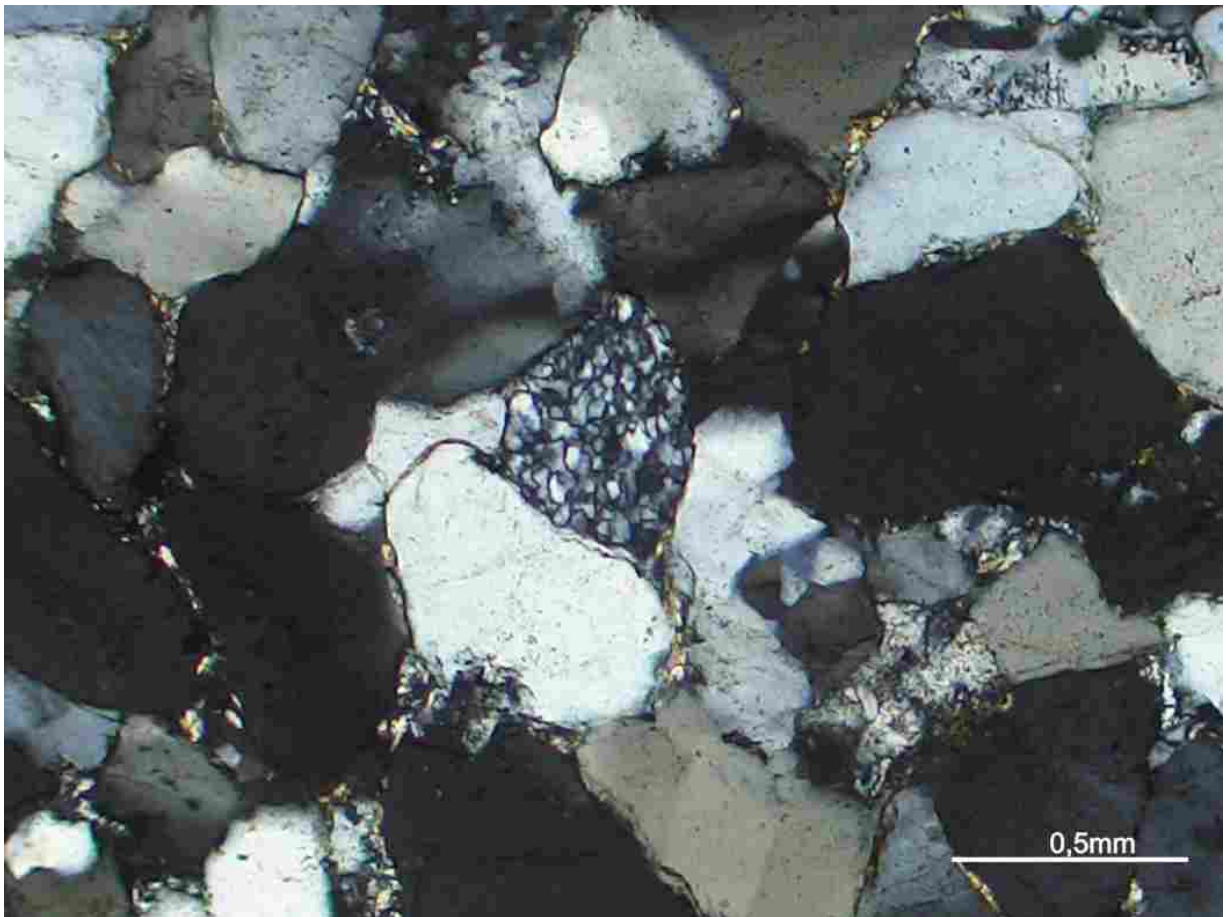


Figura 5.4. Cutículas de argila envolvendo grãos do arcabouço do arenito Urupi. Associação de fácies de lençóis arenosos.

5.2.2. Sobrescimento de quartzo

A cimentação de sílica foi reconhecida através da observação de cimento superimposto sobre os grãos. A cimentação é comum e ocorre sob a forma de sobrescimento sintaxial (Figura 5.5), encontrado na maior parte das rochas estudadas. Distingue-se o cimento do grão pela linha de sujeira que o envolve e/ou pelas terminações anedrais do cimento entre grãos; terminações euedrais não foram observadas. Algumas vezes, o sobrecrescimento assemelha-se a contato suturado, devido à interpenetração de seus limites, mas realmente não é, uma vez que se pode notar que os grãos não se tocam

por causa da cimentação precoce de sílica (*cf.* Molenaar 1986). Também são observados outros eventos de precipitação de quartzo, associados às microfraturas. São mosaicos de quartzo cujos cristais são de tamanho decrescente do centro para a borda das fraturas, orientados aleatoriamente. O mosaico mostra-se levemente foliado (Figura 5.12B).

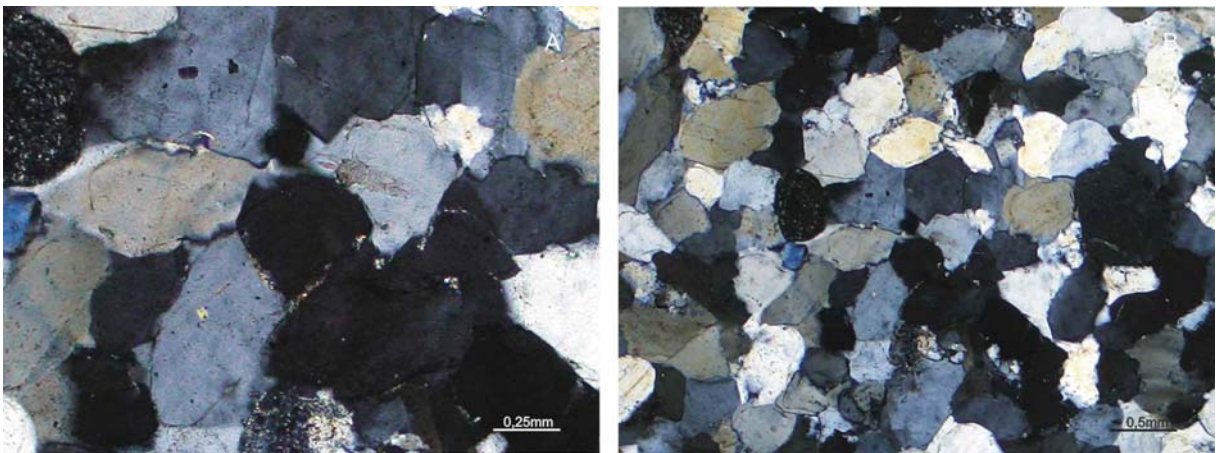


Figura 5.5. A) Grãos subarredondados a subangulosos de quartzo, cimentação syntaxial de quartzo marcado pela linha de sujeira. (A, B) Notar contatos de compromisso entre cimento-cimento.

5.2.3. Cimentação esferulítica de calcedônia e em franja

O cimento esferulítico de calcedônia ocorre de forma mais expressiva na fácies de campo de dunas e geralmente ocupa os espaços intergranulares, dispondo-se em bandas semicirculares cinza-esbranquiçadas, por vezes com aspecto ligeiramente fibro-radiado.

Nas porções onde os cristais não chegam a constituir contatos tangenciais, observa-se cimentação em franja, como pequenas pontes ou pseudo-acículas, de birrefringência cinza a amarelo ao longo dos limites dos grãos (Figura 5.6).

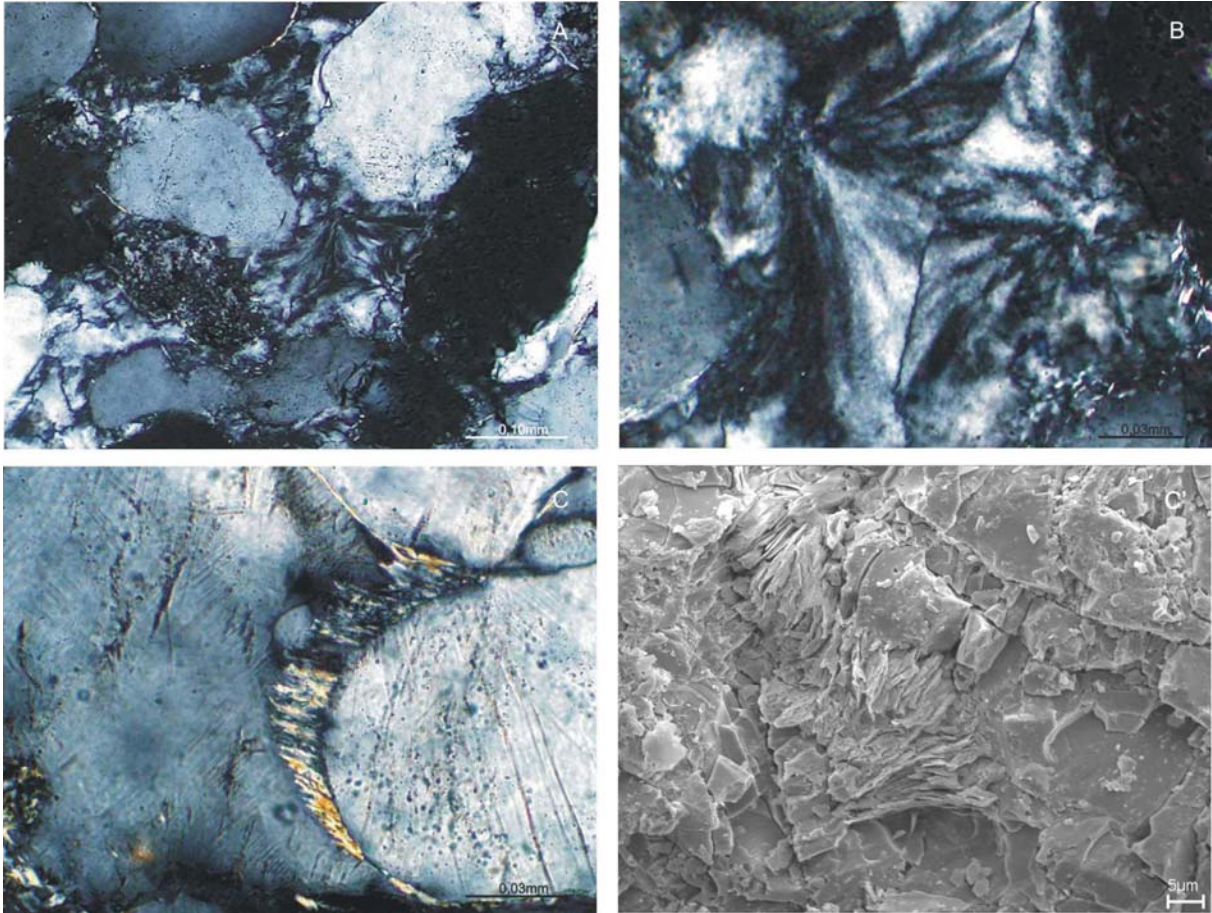


Figura 5.6. Cimento esferulítico de calcedônia desenvolvido entre os espaços intergranulares e após crescimento sintaxial (A). Detalhe da mesma cimentação, mostrando contatos de compromisso cimento-cimento (B). Cimento em franja desenvolvido perpendicularmente ao grão de quartzo (C). Imagem de MEV, mostrando sericita com hábito foliáceo entre cimentos de quartzo (C').

5.2.4. Compactação mecânica e química

O principal efeito da compactação mecânica nos sedimentos é a redução da porosidade primária ocasionada pela rotação e empacotamento fechado dos grãos, bem como pela deformação de grãos dúcteis, gerando pseudomatriz. Estas feições podem ser classificadas em: intragranular, intergranular e transgranular (Figura 5.7), relativo à magnitude dos esforços e do ambiente de deformação (Wu & Groshong 1991).

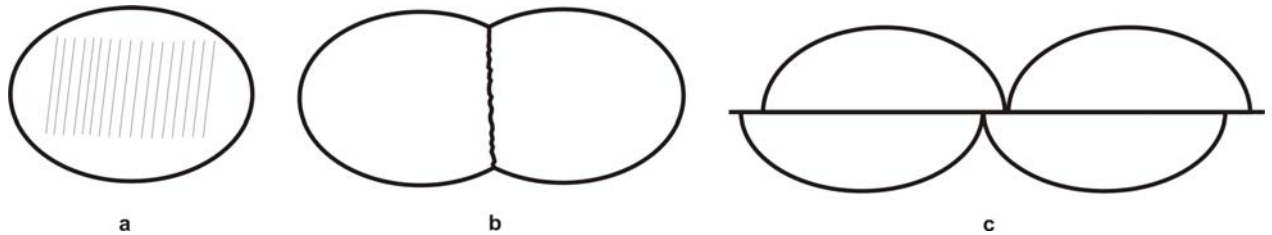


Figura 5.7. As três categorias de partição do esforço. Deformação: (a) intragranular; (b) intergranular e (c) transgranular (Wu & Groshong 1991).

Nos arenitos da Formação Urupi a compactação mostra-se restrita, devido à precipitação precoce de cimento de sílica. Entretanto, são encontradas feições intragranulares como extinção ondulante, microfaturas e bandas de deformação. A ondulação na extinção ondulante de um mineral é causada pela deformação de sua estrutura cristalina. Nos arenitos estudados cerca de 40% dos grãos de quartzo apresentam-se com extinção fortemente ondulante. As microfaturas são fraturas distensionais preenchidas ou cicatrizadas, muitas vezes intra ou transgranulares (Figura 5.8). Caracterizam-se pelo alinhamento de inclusões sólidas e/ou fluidas, perspassando mais de dois grãos. Durante a acomodação/rotação de grãos durante o soterramento, quando os esforços são paralelos à orientação cristalina preferencial, este processo pode gerar bandas de deformação nos grãos de quartzo; no entanto, esta feição é pouco encontrada nos sedimentos Urupi.

Os tipos de contato entre grãos são relativos às feições intergranulares. Nos arenitos estudados são encontrados contatos côncavo-convexos, tangenciais ou pontuais, retilíneo a suturado. Predominam os contatos côncavo-convexo e pontual, subordinadamente suturado e retilíneo e levemente encurvado. Os contatos tangenciais e côncavo-convexos geralmente são evidenciados pela linha de sujeira (*dust line*), que delimita o contorno original do grão e o sobrecimento sintaxial (Figura 5.5). Os contatos retilíneos a levemente encurvados geralmente correspondem a contatos de “compromisso” entre cimentos e/ou grão-cimento.

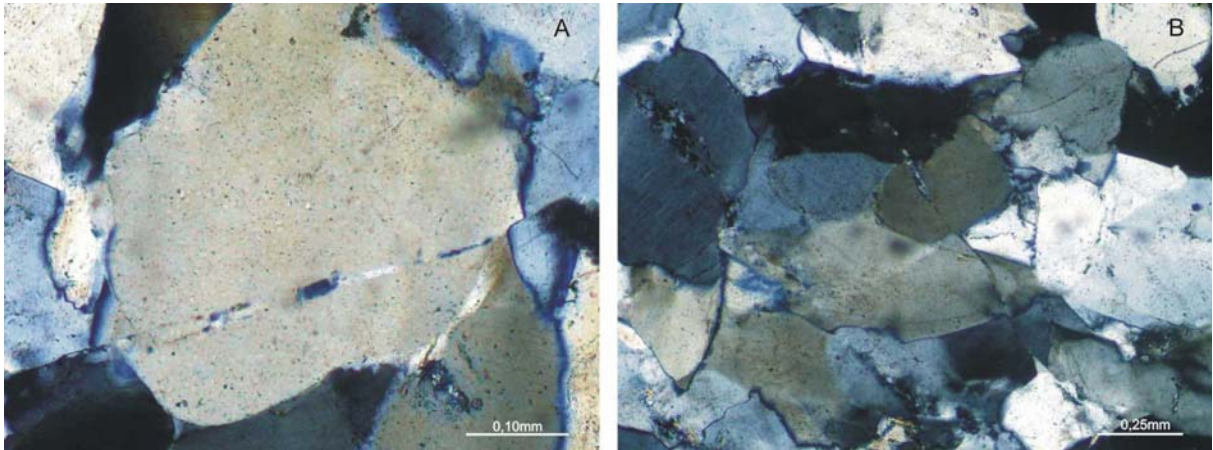


Figura 5.8. Feição transgranular observado nos arenitos Urupi. Notar o deslocamento do grão de quartzo e do cimento de sílica (A e B).

As fraturas distensionais e as microfalhas são as feições transgranulares mais facilmente encontradas nas rochas estudadas. As microfalhas são relativamente comuns, mostram deslocamento transcorrente e de extensão maior que 4 milímetros. As fraturas mostram-se preenchidas por quartzo recristalizado fino (Figura 5.9).

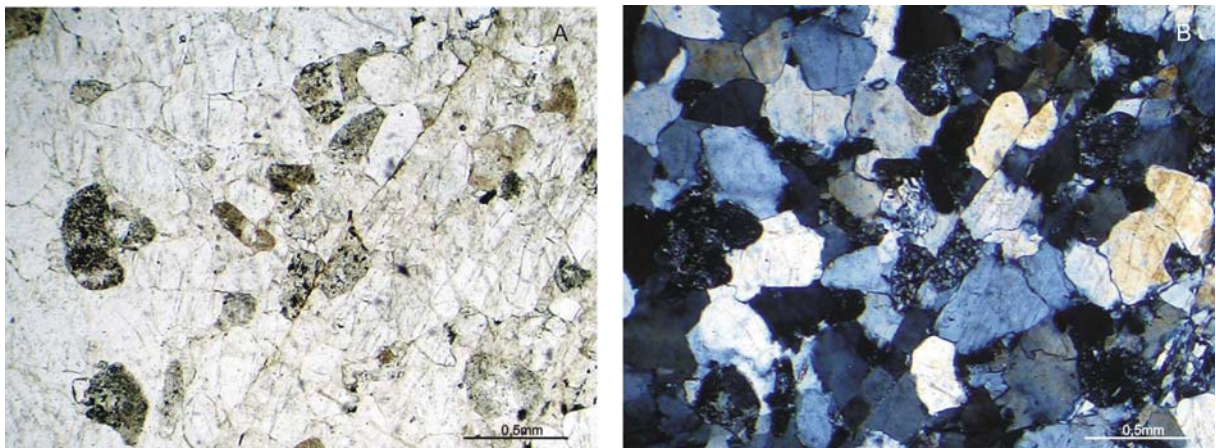


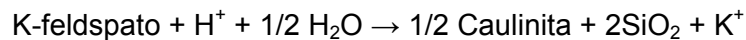
Figura 5.9. Feição transgranular que afeta o arcabouço dos arenitos. Notar grão de sílex rompido (centro da microfotografia) que mostra claramente a movimentação da microfalha (A nicóis X e B nicóis //).

A compactação química que geraria redução do volume e porosidade, os contatos côncavo-convexo e suturado teve sua atuação diminuída pela entrada precoce de sílica, gerando sobrecrescimento. Entretanto, com o progressivo avanço do soterramento observa-se que o sobrecrescimento sofreu dissolução, a partir da pressão nos contatos cimento-cimento, originando interpenetração dos limites dos cimentos em contatos semelhantes a suturados (Figura 5.2).

5.2.5. Formação de filossilicatos

Os argilominerais diagenéticos presentes nos arenitos da Formação Urupi ocorrem nos espaços intergranulares secundários, alongados e móldicos, e com distribuição disseminada no arcabouço da rocha. Sericita-illita é o mineral predominante, formando por vezes cristais orientados de forma vermicular, o que denuncia substituição pseudomórfica a partir da caulinita (Fig. 5.10).

A formação da caulinita pode ser entendida quando ocorre a hidrólise de K-feldspato (Rossel 1982; Pye & Krinsley 1986), liberando sílica, potássio e incorporando alumínio e água:



Com a continuidade da hidrólise, são geradas condições para o subsequente processo de sericitização/illitização da caulinita.

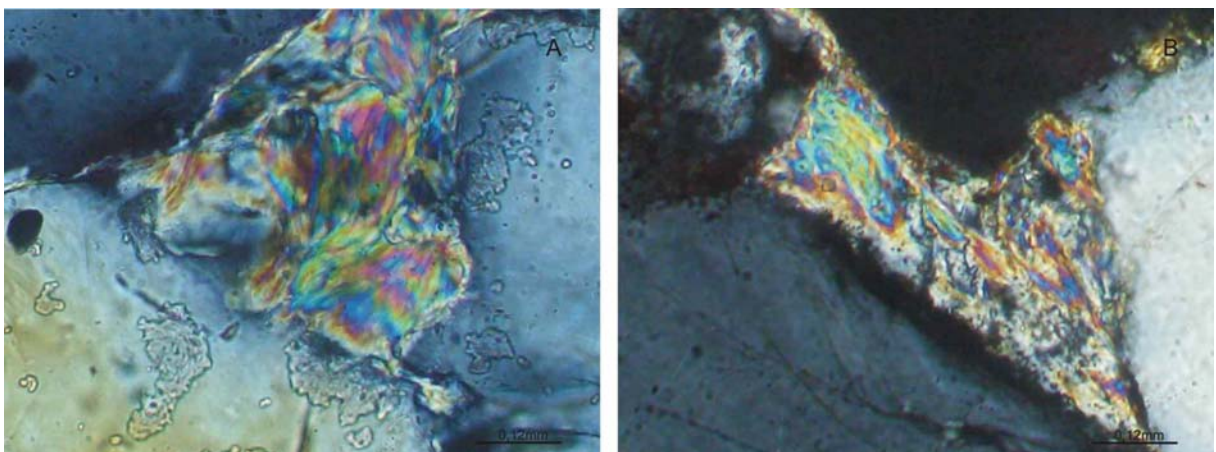


Figura 5.10. Detalhe da forma vermicular da sericita com birrefringência alta e como pseudomorfo da caulinita (A e B).

5.2.6. Formação de óxi-hidróxido de ferro

Os óxi-hidróxidos de ferro podem estar associados às argilas infiltradas ou a uma matriz detrítica, mas também ocorrem de forma separada como um cimento local. Quando disseminados pelo sedimento sugerem uma deposição detrítica, mas também são encontrados em acumulações restritas e difusas (Figura 5.11). Geralmente, os óxi-hidróxidos de Fe ocorrem associados à cimentação sintaxial de quartzo. Nos sedimentos estudados, a cimentação de ferro ocorre normalmente como uma massa amorfa que tingem os argilominerais e impregna os constituintes do arcabouço. Às vezes, quando envolve os cimentos de sílica, recobrindo os espaços intergranulares mostra-se em forma oolítica (Figura 5.11c).

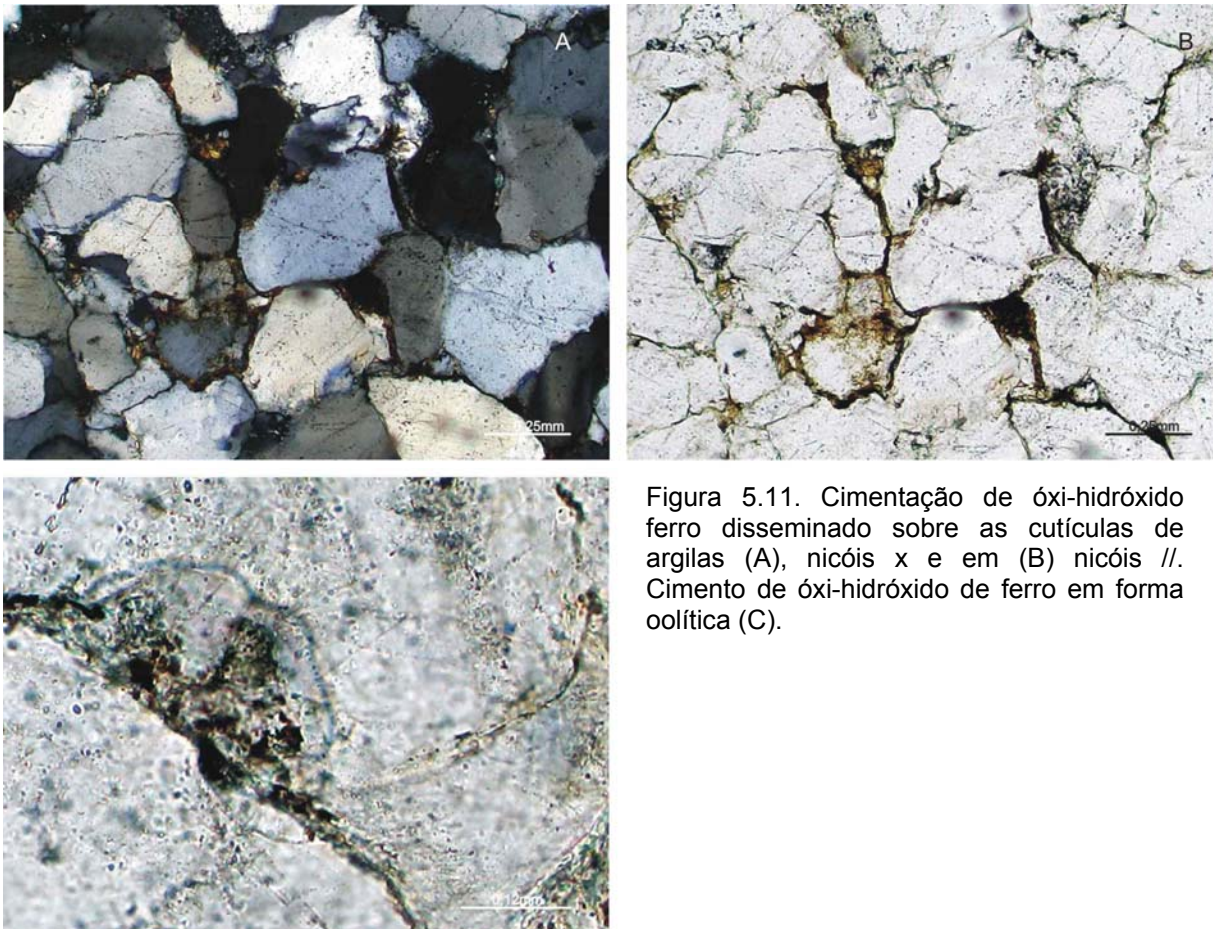


Figura 5.11. Cimentação de óxi-hidróxido ferro disseminado sobre as cutículas de argilas (A), nicóis x e em (B) nicóis //. Cimento de óxi-hidróxido de ferro em forma oolítica (C).

5.3. Fraturamento

As rochas estudadas mostram uma série de fraturas e microfalhas, feições estas observadas nas seções delgadas e que podem atingir mais de 4 mm de comprimento. Geralmente deslocam porções da rocha ou são preenchidas por quartzo recristalizado. Ocorrem fraturamentos que seguem a mesma uma orientação incipiente do arcabouço das rochas, possivelmente refletindo uma deformação imposta à rocha e um segundo feixe mais jovem que secciona os fraturamentos anteriores, sugerindo alívio e distensão de esforços (Figura 5.12).

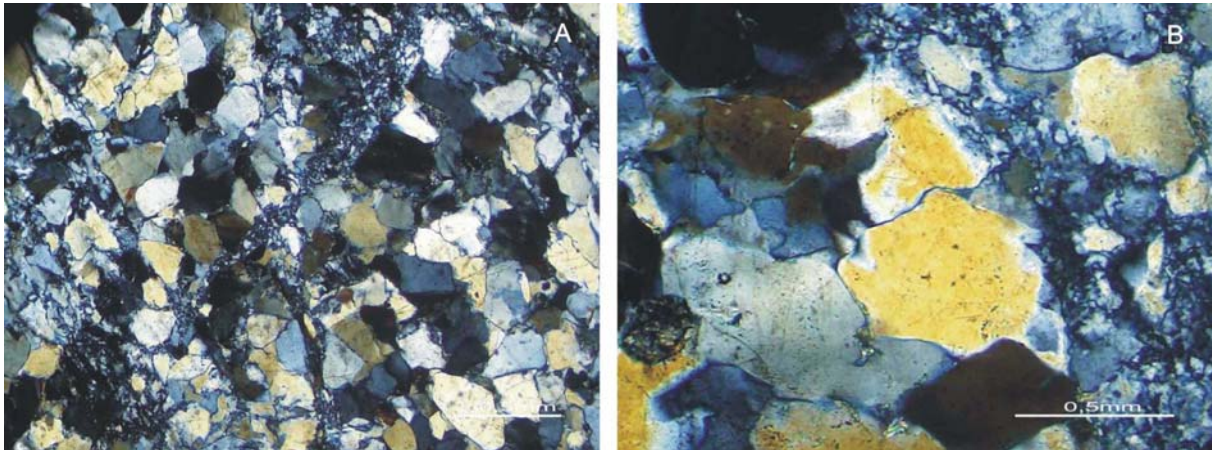


Figura 5.12. Microfraturas nos sedimentos Urupi preenchidas por quartzo recristalizado (A). Detalhe das microfraturas e contato interpenetrativo entre sobrecimentos (B).

PROCESSOS	ESTÁGIOS			
	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE/ ANQUIMETAMORFISMO	EVENTO TECTÔNICO	TELODIAGÊNESE
Infiltração mecânica de argila	—			
Cimento de quartzo	—			
Cimento de quartzo (mosaico)			—	
Cimentação de calcedônia esferulítica	—			
Compactação mecânica		—		
Compactação química		—		
Formação da caulinita		—		
Sericitização			—	
Formação de óxi-hidróxido de ferro				—
Dobramento/Faturamento			—	

Tabela 5.1. Representação esquemática dos processos e seus respectivos estágios diagenéticos e evento tectônico dos arenitos Urupi.

5.4. O Deserto Urupi e suas implicações paleogeográficas no Paleoproterozóico

Ambientes de sedimentação no Pré-Cambriano podem ser entendidos a partir de eventos que ocorreram no início do Proterozóico. Estes eventos (2,2 – 1,8 Ga) marcam grandes mudanças na Terra e estão relacionadas à aglutinação de massas em supercontinente, formação de superplumas mantélicas, picos de crescimento crustal e mudanças biogeoquímicas e glaciação (Eriksson *et al.* 2005). Antes de 1,8 Ga as placas continentais eram relativamente pequenas e desenvolviam velocidades maiores que atualmente, bem como, sugere-se que todas as massas continentais antes de 1,8 Ga estavam relativamente distantes da latitude de 30°.

Em 1,8 Ga já devido à existência de grandes massas continentais, ocorrência de oxigênio livre na atmosfera e ausência de vegetação e a presumível proximidade da região equatorial tornaram possível o desenvolvimento de desertos, sistemas fluviais entrelaçados e de sedimentação tipo *red bed* em nível global que até então era incipiente ou até inexistente para a maior parte do globo (Tirsgaard & Øxnevad 1998, Eriksson & Simpson 1998). No hemisfério norte, a assembléia de um supercontinente em torno de 2,0 a 1,8 Ga recebeu a denominação de Nena por Gower *et al.* (1990), e compreendia América do Norte, Groenlândia e Báltica. Rogers & Santosh (2002) propõem um modelo de supercontinente Paleo-Mesoproterozóico, denominado Columbia com base na existência de *riffts* Proterozóicos em comum no leste da Índia e Estados Unidos, a presença de depósitos flúvio-deltáico de ~ 2,0 Ga em crátons da América do Sul e oeste da África e a ocorrência de rochas com similaridades petrológicas e magnéticas entre as regiões do Arizona (Estados Unidos) e oeste da Rússia. Zhao *et al.* (2002a, 2004) também propõem um modelo de blocos continentais paleoproterozóicos formando um único supercontinente com configuração diferente daquela proposta por Rogers & Santosh (2002) com base nas reconstruções geológicas de orogenias de 2,1 – 1,8 Ga e blocos cratônicos Arqueanos relacionados, bem como, em dados paleomagnéticos (Figura 5.13). Nos modelos de Rogers & Santosh (2002) e Zhao *et al.* (2002a, 2004), a América do Sul apresenta-se ligada a África em bloco único, onde o Cráton Amazônico formava uma expressiva porção da América do Sul, representada hoje pelas diversas províncias geocronológicas, entre elas, Ventuari-Tapajós e Amazônia Central (cf. Tassinari & Macambira, 1999) e Tapajós-Parima e Amazônia Central (cf. Santos *et al.*, 2000a). No limite dessas províncias paleoproterozóicas, desenvolveu-se a sedimentação Urupi.

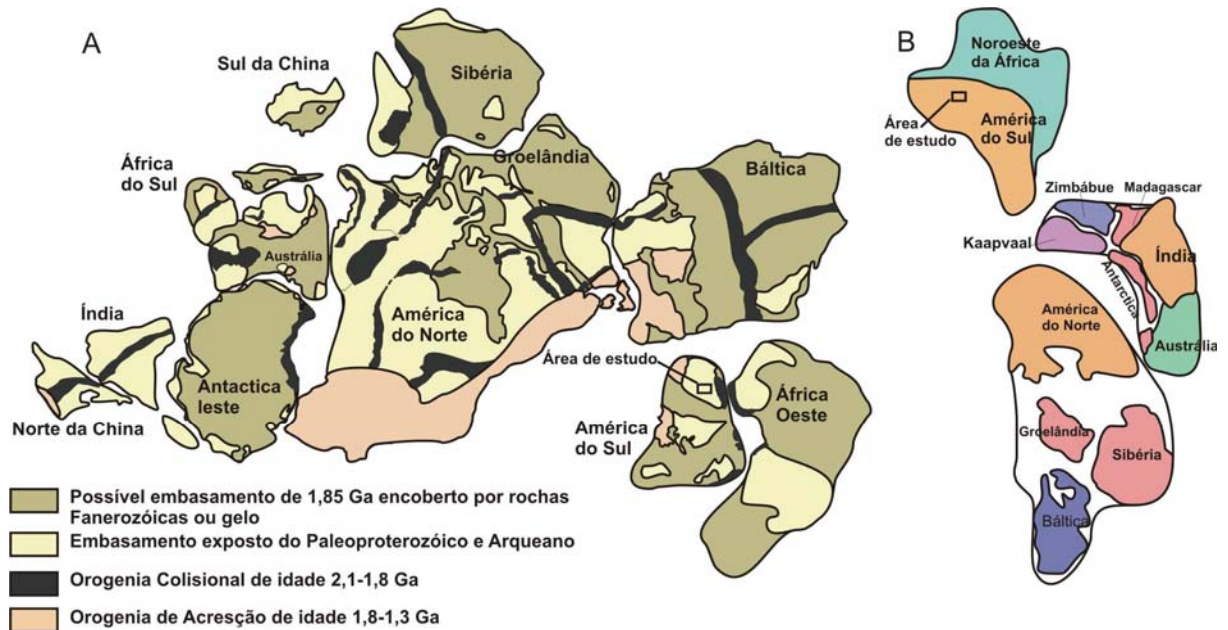


Figura 5.13. Distribuição das massas continentais no Paleo-Mesoproterozóico, Supercontinente Columbia. Posicionamento da área de estudo indicada em relação à paleogeografia pré-cambriana. A) modelo de Zhao *et al.* (2002a, 2004) e B) modelo de Rogers & Santosh (2002).

Ao norte do escudo das Guianas descreve-se no bloco Pacaraima, a Formação Arai do Supergrupo Roraima, como sido gerada em ambiente continental, entre eles, o subambiente desértico (Reis *et al.* 1990). Por isso, a proposição de um modelo deposicional desértico para a Formação Urupi sugere que a bacia que acumulou estes depósitos possuía limites que ultrapassavam a área de exposição desta unidade. A hipótese de uma bacia extensa abre perspectivas importantes sobre uma possível correlação desta unidade com os depósitos eólicos da Formação Arai (Figura 5.14). Além disso, a descoberta deste sistema eólico no bloco Amazônia enquadra a Formação Urupi nos eventos de desertificação ocorridos a partir de 1,8 Ga que afetaram o supercontinente Columbia, atualmente registrados em outras regiões crônicas do planeta (Figura 5.15). Suas possíveis correlações mundiais seriam com as Formações Makgabeng do Grupo Waterberg na África do Sul (Cráton Kaapvaal) e o Grupo Haslingden na Austrália com cinco formações reconhecidamente eólicas (Eriksson & Simpsom 1998).

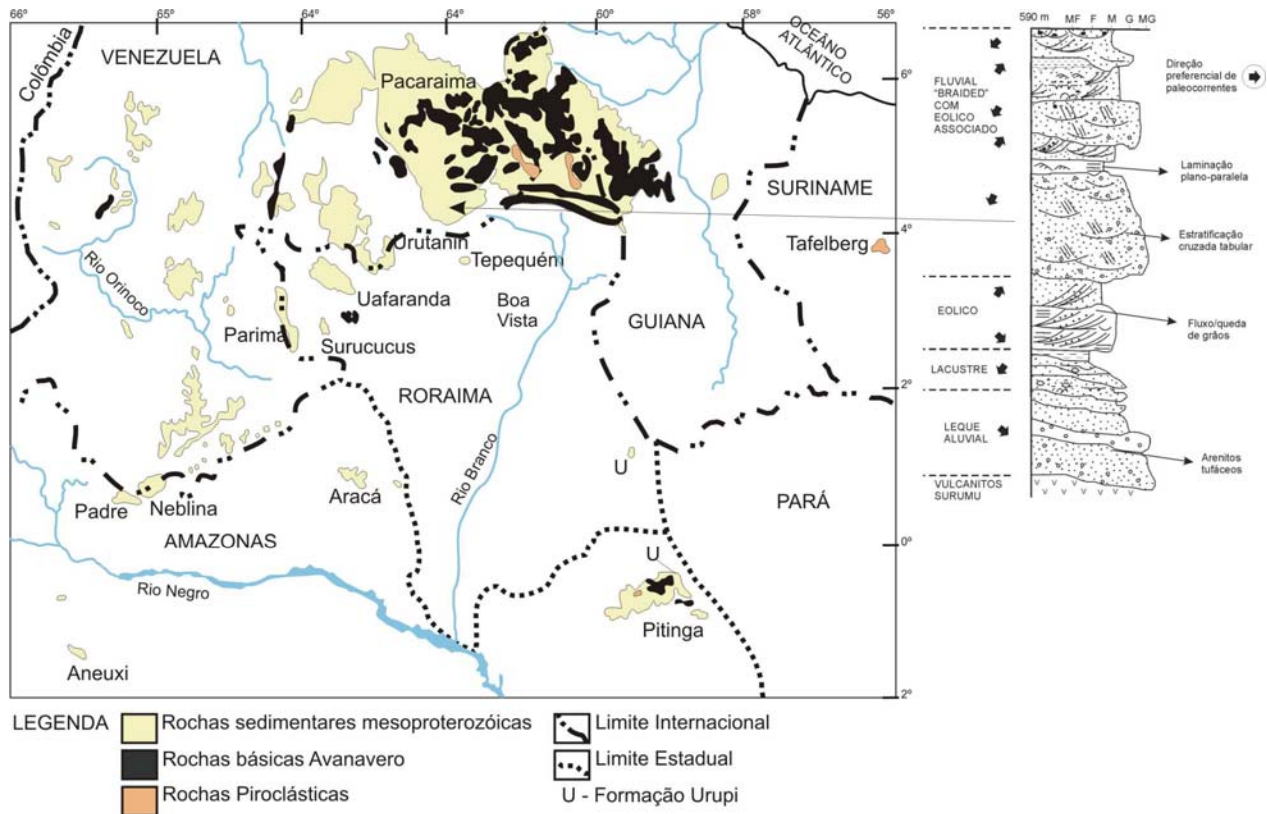


Figura 5.14. Coberturas sedimentares Paleo-Mesoproterozóicas desenvolvidas sobre o escudo das Guianas. À direita, perfil estratigráfico da Formação Arai (modificado de Reis & Carvalho 1996).

Portanto, levando em consideração a paleogeografia do supercontinente Colúmbia de Rogers & Santosh (2002), a distribuição areal de desertos ficaria em uma faixa desde Austrália, Cráton Kapvaal até a América do Sul (Formação Urupi). Quanto ao modelo ao modelo de Zhao *et al.* (2004) as áreas desérticas teriam pontos em comum para a América do Sul e África e localmente na Austrália.

Ressalta-se que apesar da escassez de afloramentos e dificuldades de acesso às áreas da Formação Urupi, o prosseguimento de estudos e refinamento de dados sedimentológicos e geocronológicos talvez possam estabelecer com rigor a distribuição dos paleodesertos na Cráton Amazônico e assim entender com mais clareza a evolução do supercontinente Columbia.

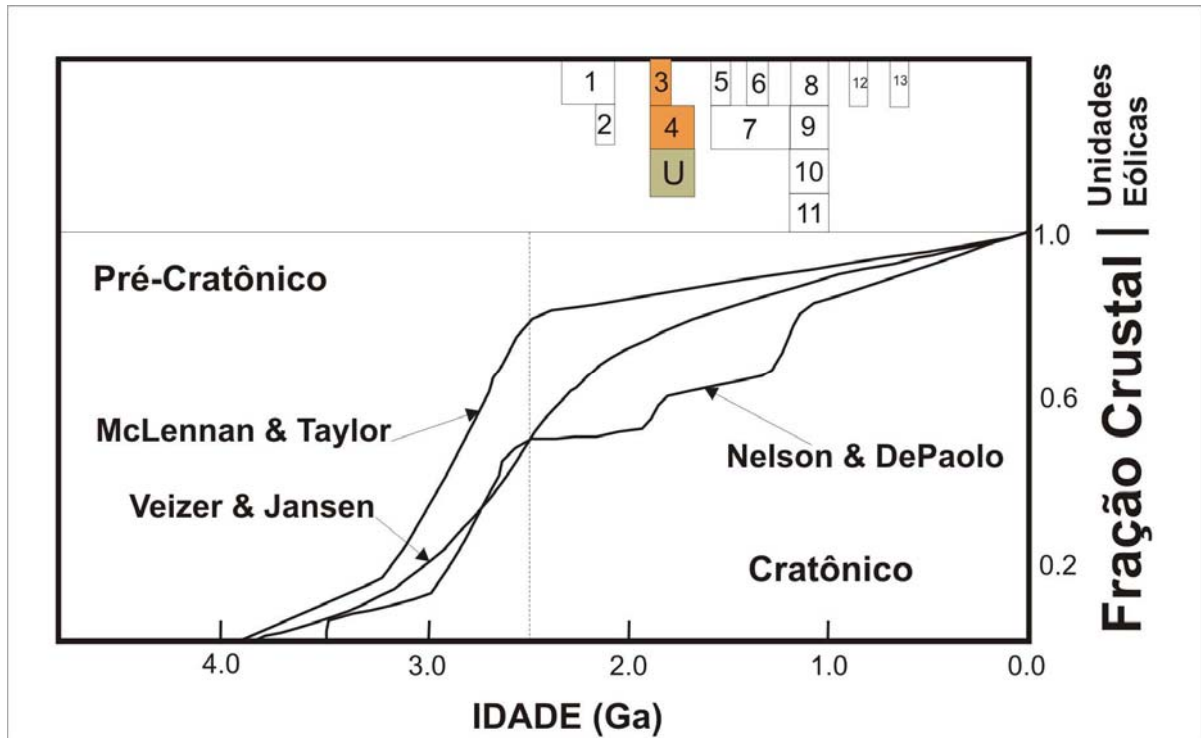


Figura 5.15. Modelo de crescimento crustal e distribuição temporal de depósitos eólicos. Os números de 1-13 representam depósitos eólicos. Em destaque a Formação Makgabeng (3), África do Sul, Mount Isa Inlier, Austrália (4) e Formação Urupi (U). As três unidades têm idade aproximadamente de 100 Ma (modificado de Eriksson *et al.* 1998).

CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES

O estudo da Formação Urupi na região da Mina do Pitinga permitiu que se atingissem as seguintes conclusões:

1) Os sedimentos siliciclásticos da Formação Urupi são compostos principalmente por quartzarenitos e subordinadamente por sublitarenitos e pelitos, que foram agrupados em 2 associações faciológicas que representam depósitos de campo de duna, lençóis arenosos úmidos e secos, além de depósitos de *wadi*.

2) As características faciológicas dos depósitos estudados apontam para uma região de caráter desértico marginal marcado pela migração de campo de dunas sobre áreas de interduna e lençóis arenosos. Períodos intensos e esporádicos de atividade subaquosa, são marcados pela presença de ambiente de lençol úmido, bem como de rios efêmeros mesclando sedimentos eólicos e não-eólicos.

3) A análise dos processos diagenéticos dos arenitos da Formação Urupi sugere que a unidade atingiu a diagênese tardia e até anquimetamorfismo.

4) A identificação de parte de um deserto paleoproterozóico na Amazônia sugere uma bacia com limites que ultrapassavam a área de exposição da Formação Urupi. Esta hipótese permite supor uma possível correlação desta unidade com os depósitos eólicos da Formação Arai do Supergrupo Roraima, enquadrando-as nos eventos globais de desertificação iniciados a partir de 1,8 Ga.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, A.E., MACKENZIE, W.S., GUILFORD, C. 1984. Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope. English Language Book Society. Long Group, United Kingdom.
- AHLBRANDT, T.S. 1979. Textural parameters of eolian deposits: United States Geological Survey, Professional Paper 1052, p.21-51.
- AHLBRANDT, T.S. & FRYBERGER, S.G. 1982. Introduction to eolian deposits. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. (Eds.). Sandstone Depositional Environments. Am. Ass. Pet. Geologists, Tulsa, OK, p. 11-14.
- ALMEIDA, M.E., FRAGA, L.M.B., MACAMBIRA, M.J.B. 1997. New Geochronologica data of Calc-Alcaline Granitoids of Roraima State, Brazil (Abs.). In: South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, p.34-35.
- ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H.L. 1976. Projeto Estanho do Abonari. MME/DNPM/CPRM. Brasília, v. 1, 232p.
- ARAÚJO, O.J.B., MAIA R.G.N., JORGE JOÃO, X.S., COSTA J.B.S. 1988. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: Congr. Latinoamericano de Geol., 1, Belém, *Anais*, p. 324-338.
- BAGNOLD, R.A. 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. London, Metheun, 256p.
- BARBOSA, O. & RAMOS, J.R.A. 1959. Território do Rio Branco (Aspectos Principais da Geomorfologia, da Geologia e das Possibilidades Minerais de sua Zona Setentrional). Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. 96:46.
- BLOOM, A. L. 1978. Geomorphology: a Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms. Prentice-Hall, New Jersey. 320p.
- BOERSMA, J.R. & TERWINDT, J.H.J. 1981. Neap-Spring Tide Sequences of Intertidal Shoal Deposits in Mesotidal Estuary. *Sedimentology*, 28(2): 151-170.
- BORGES, R.M.K., DALL'AGNOL, R., COSTI, H.T. 2003. Geologia, Petrologia e Química mineral das micas dos greisens estaníferos associados ao pluton Água Boa, Pitinga (AM). *Rev. Bras. Geoc.* 33: 51-62.
- BREED, C.S. & GROW, T. 1979. Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. In: MCKEE, E.D. (Ed.) A Study of Global Sand Seas. US. Geol. Surv. Prof. pap., 1052:253-308.
- BROOKFIELD, M.E. 1977. The Origin of Bounding Ssurfaces. In: Ancient Aeolian Sandstones. *Sedimentology*, 24:303-332.
- BROOKFIELD, M.E. 1992. Eolian Systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Ed.). Facies models – response to sea level change. *Geo-text1*, Geol. Ass. of Canada. p.143-156.

- COLEMAN, J.M. & GAGLIANO, S.M. 1965. Sedimentary Structures: Mississippi River deltaic plain. *In: Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 12:133-148.
- COLLINSON, J.D. 1996. Alluvial sediment. *In: READING, H.G. 1996. Sedimentary Environments and Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science. 574p.
- COLLINSON, J.D. 1991. Alluvial sediment. *In: READING, H.G. 1991. Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Science. 615p.
- COSTA, M. L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(2):146-160.
- COSTI, H.T., DALL'AGNOL, R., MOURA, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Palaeoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geological Review*, 42:832-849.
- COSTI, H.T., SANTIAGO, A.F., PINHEIRO, S.S., 1984. Projeto Uatumã-Jatapu, Relatório Final. Manaus: CPRM, 133p.
- DALL'AGNOL, R., BETTENCOURT J.S., JORGE JOÃO X.S., MEDEIROS H., COSTI H.T., MACAMBIRA M.J.B. 1987. Granitogenesis in Northern Brazilian Region: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):382-403.
- DALL'AGNOL, R., COSTI, H.T., LEITE, A.A., MAGALHÃES, M.S., TEIXEIRA, N.P., 1999a. Rapakivi Granites from Brazil and Adjacent Areas. *Precambrian Res.* 95:9-36.
- DALL'AGNOL, R., LAFON J.M., MACAMBIRA M.J.B. 1987. Proterozoic Anorogenic Magmatism in the Central Amazonian Province. Amazonian Craton: Geochronological, Petrological and Geochemical aspects. *Mineral. Petrol.*, 50:113-138.
- DALL'AGNOL, R., SILVA, C.M.G., SCHELLER, T. 1999b. Fayalite-Hedenbergite Rhyolites of the Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: Implications for the Uatumã Volcanism. *In: Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 1. Gramado-RS. Boletim de Resumos, p. 31.
- DAVIS JR., R.A. 1983. *Depositional Systems: a Genetic Approach to Sedimentary Geology*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall. 669p.
- DE MOWBAY, T. & VISSER, M.J. 1984. Reactivation Surfaces in Subtidal Channel Deposits, Oosterscheld, Southwest Netherlands, *J. Sed. Petrol.* 54(3): 811-824.
- DE RAAF, J.F.M., BOERSMA, J.R., VAN GELDER, A. 1977. Wave-Generated Structures and Sequence from a Shallow Marine Succession, Lower Carboniferous, County Crock, Ireland. *Sedimentology*, 24(4):451-483.
- DE ROS, F.L. & MORAES, M.A.S. 1984. Seqüência Diagenética em Arenitos: Uma Discussão Inicial. *In: Cong. Bras. Geol.*, 33, SBG. v. 2, p.894-904.

- ERIKSSON, K.A., SIMPSON, E.L. 1990. Recognition of High-Frequency, Sea-level Fluctuations in Proterozoic Siliciclastic Tidal Deposits, Mount Isa, Australia. *Geology*, 18:474-477.
- ERIKSSON, K.A., SIMPSON, E.L. 1998. Controls on spatial and temporal distribution of Precambrian eolianites. *Sedimentary Geology* 120:275-294.
- ERIKSSON, P.G., CATUNEANU, C., SARKAR, S., TIRSGAARD, H. 2005. Pattern of sedimentation in the Precambrian. *Sed. Geology* 170:17-42.
- FERNANDES, L.A. 1992. A Cobertura Cretácea Basáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): Os grupos Bauru e Caruá. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado. 129p.
- FOLK, R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary rock*. Austin, Texas, Hemphill.
- FRAKES, L.A. 1979. *Climates Throughout Geologic Time*. Elsevier, Amsterdam.
- FREYDANCK, H.G. 1958. Geology of the Rios Uatumã and Abacate. Internal report. Petrobras/Sraz (DEPEX-677).
- FRYBERGER, S., AHLBRANDT, T., ANDREWS, S. 1979. Origin, Sedimentary Features, and Significance of Low-Angle Aeolian Sand Sheet Deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado. *Journal Of Sedimentary Petrology*, 49(3):733-46.
- FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M., MACHADO, N., DAUOD, W.E.K. 1983. Idade U-Pb do granito Madeira, Pitinga (Am). *In: Cong. Brás. Geoq.*, 4, Brasília, p.246-249.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAV, D.K. 1996. *Terrigenous Clastic Depositional System*. Berlim, Springer. 489p.
- GIBBS, A. & BARRON, C.N. 1993. *The Gology of Guiana Shield*. Oxford Monographs on Geology and Gophysics. Oxford University Press, New York, 246p.
- GLENNIE, K.W. 1970. *Desert Sedimentary Envinroments*. Development in Sedimentology, Amsterdam: Elsevier, v. 14, 222p.
- GOWER, C.F., RYAN, A.B., RIVERS, T. 1990. Mid-Proterozoic Laurentia–Baltic: an Overview of its Geological Evolution and Summary of the Contributions by this volume. *In: Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, B. (Eds.), Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica. Spec. Pap. Geol. Assoc. Can.*, vol. 38, pp. 1 –20.
- GREELY, A.S. & IVERSEN, J.D. 1985. *Wind as a Geological Process*. Cambrigde University Press, Cambrigde. 230p.
- HESP, P.A. 1981. The formation of shadow dunes. *J. Sedimentary Petrology.*, 51:101-112.
- HORBE, M.A.C. & COSTA, M.L. 1997. Perfil Laterítico mineralizado em Sn, Zr, Th, Nb, Y e ETR (Serra do Madeira – Pitinga - Am): características Mineralógicas e Evolução Geoquímica. *Anais: Acad. Brasileira de Ciências*. 69(2):194-210.

- HORBE, M.A., HORBE, A.M.C., COSTI, H.T., TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical Characteristics of Cryolite-tin-bearing Granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil—a review: *Jour. Geochem. Explor.*, 40:227-249.
- HORBE, M.A., HORBE, A.M.C. TEIXEIRA, J.T. COSTI, H.T. 1985. Granito Madeira: Petrologia, Petroquímica e Mineralizações. *In: Simp. Geol. Amazônia*, 2, Belém, SBG/NO, 3:284-320.
- HUNTER, E.R. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24:361-387.
- ISSLER, R.S., ANDRADE A.R.E., MONTALVÃO, R.M.G., GUIMARÃES, G., SILVA, G.G., LIMA, M.I.C. 1974. Geologia da Folha SA.22 - Belém. *In: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap. I – Geologia.*
- JACKSON, M.J., SIMPSON, E.L., ERIKSSON, K.A. 1990. Facies and sequence stratigraphic analysis in an intracratonic, thermal-relaxation basin: the Early Proterozoic lower Quilalar Formation and Ballara Quartzite, Mount Isa Inlier, Australia. *Sedimentology*, 37:1053-1078.
- JORGE JOÃO, X.S., SANTOS, C.A., PROVOST, A. 1985. Magmatismo Adamelítico Água Branca (folha Rio Mapuera – NW do Estado do Pará). *In: Simp. Geol. Amazônia*, 2, Belém, SBG/NO, 2:93-109.
- KOCUREK, G.A. 1996. Desert Aeolian systems Eolian Systems. *In: Reading, H. G. (ed.) Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*, Blackwell science, Oxford, p.125-152.
- KOCUREK, G. & DOTT JR, R.H. 1981. Distinctions and Uses of Stratification Types In the Interpretation of Eolian Sand. *J. Sed. Petr.* 51(2):579-595.
- KOCUREK, G. 1981a. Erg reconstruction: the Entrada Sandstone (Jurassic) of northern Utah and Colorado: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36:125-153.
- KOCUREK, G. 1981b. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in eolian dune sands. *Sedimentology* 28, 753-780.
- KOCUREK, G., 1996. Desert aeolian systems. *In: Reading, H.G. (ed.) Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* Blackwell Science, Oxford, pp.125-153.
- KOCUREK. G. & FIELDER, G. 1982. Adhesion structures. *J. Sedimentary Petrology.* 52(4):1229-1241.
- KOURY, W.E. & JUNIOR, A.A. 1987. Mina de estanho de Pitinga, Amazonas. Principais depósitos minerais do Brasil, vol. 3.
- LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J.M., LIMA, E.F. 1999. As Associações vulcânicas e Plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará'. *In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 1, Gramado, p.93.

LANCASTER, N. 1982a. Dunes on the Skeleton Coast, Namíbia: geomorfology and grain size relationships. *Earth Surf. Proc.*, 7:575-587.

LANCASTER, N. 1982b. Star Dunes. *Prog. Phys. Geog.*, 13:67-91.

LENHARO, S.L.R. 1998. Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos Mineralizados da Região e Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. 290p.

LENHARO, S.R.L., POLLARD, P.J., BORN, H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Elsevier (Lithos)*, 66: 37-61.

LIMA, M.I.C. 1995 Introdução à interpretação radargeológica. Rio de Janeiro, IBGE. Manuais Técnicos em Geociências, 3. 124p.

LINDHOLM, R.C. 1979. A Pratical Approach to Sedimentology. London, Allen & Unwin. 276p.

MACAMBIRA, M.J.B., TEIXEIRA J.T., DAOUD, W.E.L.K., COSTI H.T. 1987. Geochemistry, Mineralizations and Age of Tin-bearing Granites from Pitinga, northwestern Brazil. *International Symposium on Granites and Associated Mineralization. Rev. Bras. Geoc.*, 17 (4):562-570.

MANDETTA, P., VEIGA JR., J.P., OLIVEIRA, J.R. 1974. Reconhecimento Geológico e Geoquímico ao Longo do Rio Pitinga - Afluente do Rio Uatumã. CPRM. 126p.

MARZOLI, A., RENNE, P.R., PICCIRILLO, E.M., ERNESTO, M., BELLINI, G., DE MIN, A. 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284:616-618.

MCCLAY, K. 1990. The Mapping of Geological Structures. Geological Society, Handbook Series.

MCKEE, E. 1979. An Introduction to the Study of Global Sand Seas. *In: A Study of Global Sand Seas*, MCKEE, E. (Ed.). Washington, U. S. Geological Survey, Paper 1052. p. 1- 20.

MCKEE, E.D. 1982. Sedimentary structures in dune of the Namib Desert, Southwest Africa. *Geol. Soc. Am. Special. Paper* 188.

MIALL, A.D. 1985. Architectural-element analyses: a new method of facies analyses applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22 (4): 05-108.

MIALL, A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks relationship to sedimentation rate. *In: MIALL, A.D. & TYLER, N. (Eds).*

NASDA JERS-1 1995. Global Rain Forest Mapping Project South America (CD), Sep/Dec, v. AM2.

- NUNES, B.A., RIBEIRO, M.I.C., MOLENAAR, N. 1986. The Interrelation between clay infiltration, quartz cementation, and compaction in lower Givetian terrestrial sandstones, Northern Ardennes, Belgium. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(3):359-369.
- MOUNTNEY, N.P. & JAGGER, A. 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. School of Earth Sciences and Geography, Keele University, Keele, Staffordshire ST5 5BG, UK.
- NICKLING, W.G. 1994. Aeolian sediment transport and deposition. *In: PYE, K. (ed.) Sediment Transport and Depositional Processes*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p.293-350.
- NIO, S.D. & YANG, C.S. 1991. Diagnostic Attributes of Clastic Tidal Deposits: A Review. *In: SMITH, D.G. REINSON, G.E., ZATIN, B.A. (Eds), Clastic Tidal Sedimentology*. Can. Soc. Pet. Geol. Mem. 18:3-28.
- PARFENOFF, A., POMEROL, C., TOURENQ, J. 1970. Les Minéraux Grains: Méthodes D'étude et Determination. Paris. Masson et Cie. 579p.
- PESSOA, M.R., SANTIAGO A.F., ANDRADE, A.F., NASCIMENTO J.O., SANTOS J.O.S., OLIVEIRA J.R., LOPES R.C., PRAZERES, W.V. 1977. Projeto Jamanxim. *In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM*, 8 v.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. SIERVER, R. 1972. Sand and Sandstone. Berlin-Heidelberg-New York, Springer. 618p.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH R.E. 2000. Evolução Tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na Borda Leste do Craton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, 30:597-606.
- PLUMB, K.A. 1991. New Precambrian time scale: Episodes, 14(2):139-140.
- PYE K. & KRINSLEY D.H. 1986. Diagenetic Carbonate and Evaporite Minerals In Rotliegend Aeolian Sandstones of The Southern North Sea: Their Nature and Relationship to Secondary Porosity Development. *Clay Minerals*, 21:443 457.
- RAMSAY, J.G. HUBER, M.I. 1983. The Techniques of Modern Structural Geology; Strain Analysis. London, Academy Press. v.1. p.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, R. J. J. 1987. The Techniques of Modern Structural Geology; Folds and Fractures. London, Academy Press. v.2. 700p.
- READING, H.G. 1986. Sedimentary environments and facies. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 615p.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980. Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag. 455p.
- REIS, N.J.; PINHEIRO, S. S.; COSTI, H.T. & SENA COSTA, J.B. 1990. A Cobertura Sedimentar Proterozóica Média do Supergrupo Roraima no Norte do Estado de Roraima,

Brasil: Atribuições aos seus Sistemas Depositionais e Esquema Evolutivo da sua Borda Meridional. In: Cong. Bras. de geologia, 36, *Anais...*, SBG, v.I, p. 66-81.

REIS, N.J. & CARVALHO, A.S. 1996. Coberturas Sedimentares do Mesoproterozóico do Estado de Roraima - Avaliação e discussão de seu modo de ocorrência. *Rev. Bras. de Geociências*, p. 217-226.

REIS, N.J., FARIA, M.S.G., FRAGA L.M.B., HADDAD, R.C. 2000. Orosian Calc-Alkaline Volcanism and the Orocaima Event in the Northern Amazonian Craton, Eastern Roraima State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30 (3): 380-383.

REIS, N.J., FARIA, M.S.G., HADDAD, R.C., FRAGA, L.M.B. 1999. Vulcanismo Calci-alcálico Paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas. In: *Simp. Vulc. Amb. Associ.*, 1, Gramado, SGB, p.78.

REIS, N.J., FRAGA L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu – estado de Roraima: Caracterização de seu Comportamento Químico à Luz de Novos Dados. In: *Congr. Bras. Geol.*, 39, Salvador, SBG, 2:88-90.

ROGERS, J.J.W., SANTOSH, M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Res.* 5, 5 – 22.

ROS, L.F. & CESERO, P. 1986. Argila em Arenitos – Base para interpretação Petrográfica. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34., Goiânia, , SGB, 4:1663-1668.

ROS, L.F. & MORAES, M.A S. 1984. Seqüência Diagenética em Arenitos; Uma Discussão Inicial. In: *Cong. Bras. Geol.*, 33., Rio de Janeiro, SGB, 1:894-903.

ROSSEL N.C. 1982. Clay Mineral Diagenesis in Rotliegendes Aeolian Sandstones of the Southern North sea. *Clay Minerals*, 17:69-77.

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., MCNAUGHTON, N.J. 2002. Timing of Mafic magmatismo in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Amer. Earth Sciences*, 15:409-429.

SANTOS, J.O.S., REIS, N.J., HARTMANN, L.A., MCNAUGHTON, N., FLETCHER, I.R. 1999. Associação Anortosito-Charnockito-Rapakivi no Calimiano no Norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima, Brasil: Evidências da Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em Zircão e Baddeleyta. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 6, Manaus, SGB, p.502-505.

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.I., MCNAUGHTON, N., FLETCHER, I.R. 2000a. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geocronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.

SANTOS, J.O.S., REIS, N.J., HARTMANN L.A., MCNAUGHTON, N.J. 2000b. Age of Roraima Group and Roraima-like sequences in the Northern Amazon Craton. In: *Int. Geol. Cong.*, Rio de Janeiro, RJ (CD ROM).

- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. *In: Cong. Bras. Geol.*, 32, Salvador, SBG, 1:339-343.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, A. D., DERZE, R. G., ASMMUS, E. H. 1984. Geologia do Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília.
- SCHOBENHAUS, C., HOPPE, A. LORK, A., BAUMANN, A. 1994. Idade U/Pb do Magmatismo Uatumã no Norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros Resultados. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.* 38, Camboriú, SBG, 2:395-397.
- SIMPSON, E.L. & ERIKSSON, K. A., 1991. Depositional Facies and Control on Parasequence Development in Siliclastic Tidal Deposits from the Lower Proterozoic, Upper Mount Guide Quartzite, Mount Isa Inlier, Australia. *In: SMITH, D. G. REINSON, G. E., ZATIN, B. A. (Eds.), Clastic Tidal Sedimentology. Can. Soc. Pet. Geol. Mem.* 16:371-387.
- SIMPSON, E.L., ERIKSSON, K.A., KUKLIS, C.A., ERIKSSON, P.G., BUMBY, A.J., JAARSVELD, C.F. 2004. Saline pan deposits from the ~1.8. Ga Makgabeng Formation, Waterberg Group, South Africa. *Sed. Geol.* 163:279-292.
- SOARES, P.C. & FIORE, P.A. 1976. Lógica e Sistemática na Análise e Interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. *Notícias Geomorfológicas*, 16(32):71-104.
- STEWART, J.H. 2005. Eolian Deposits in the Neoproterozoic Big Bear Group, San Bernardino Mountains, California, USA. *Earth-Science Reviews*, 16p.
- TANNER, W.F. 1967. Ripple Mark Indices and their Uses. *Sedimentology* 9, 89-104. *In: TUCKER, M.E. 1988. Techniques in Sedimentology. Oxford, Blackwell*, 349p.
- TASSINARI, C.G.C. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- TIRSGAARD, H. & ØXNEVAD, I.E.I. 1997. Preservation of Pre-Vegetational Mixed Fluvio-Aeolian Deposits In a Humid Climatic Setting: An Example From The Middle Proterozoic, Eriksfjord Formation, Southwest Greenland. *Sedimentary Geology* 120:295-317.
- VALÉRIO, C.S. 2006. Magmatismo Paleoproterozóico do Extremo Sul do Escudo das Guianas, Município de Presidente Figueiredo (AM): Geologia, Geoquímica e Geocronologia Pb/Pb. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Amazonas. 110p.
- VEIGA JR, C.P., NUNES, A.C.B., FERNANDES, A.S., AMARAL, J.E., PESSOA, M.R., CRUZ, S.A.S. 1979. Projetos Sulfetos Uatumã. Relatório Final: Manaus, DPMN/CPRM, v.6. p.1-334.
- WALKER, R.G. 1984. Facies Models. Ontario, Geological Association of Canada. p. 53-70 (Geoscience Canada, Reprint Series, 1).
- WALKER, R.G. 1992. Facies, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts. *In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds). Facies models: response to sea level change. Geol. Assoc. Canada*, p. 1-113.

WILSON, I.G. 1971. Desert Sandflow Basins and a Model for the Origin of Ergs: *Geographical journal*, 137:180-199.

WILSON, I. G. 1972. Aeolian Bedforms – Their Development and Origin: *Sedimentology*, 19:173-210.

WIZEVICH, M.C. 1991. Photomosaics of Outcrops: Useful Photographic Techniques. *In*: MIALL, A. D. & TYLER, N. (Eds). *Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 3. p. 6-12.

WU, S. & GROSHONG JR, R.H. 1991. Low Temperature Deformation of Sandstone Southern Appalachian Fold-Thrust Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 103:861-875.

ZHAO, G., SUN, M., WILDE, S.A., LI, S. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic Supercontinent: Assembly, Growth and Break Up. *Earth-Science Reviews* 67:91-123.

ZHAO, G.C., CAWOOD, P.A., WILDE, S.A., SUN, M. 2002a. Review of Global 2.1 – 1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia Supercontinent. *Earth-Sci. Rev.* 59, 125– 162.

ANEXO I: Medidas de marcas onduladas nos arenitos Urupi.

Ponto	Quantidade	Comprimento	Altura	Sotavento (lee side)	Barlavento (stoss side)	Indice onda	Indice simetria	Retrabamento
H M P	1	3.4	0.8	0.9	2.5	4.3	2.8	O n d a
	2	3.1	0.8	1	2.1	3.9	2.1	
	3	3.1	0.4	0.9	2.2	7.8	2.4	
	4	3	0.5	0.7	2.3	6	3.3	
	5	3.1	0.6	0.8	2.3	5.2	2.9	
	6	6	0.7	2	4	8.6	2	
	7	5.8	0.7	2	3.8	8.3	1.9	
	8	5.5	0.6	2.6	2.9	9.2	1.1	
	9	5.6	0.6	2.5	3.1	9.3	1.2	
	10	4	0.8	1.5	2.5	5	1.7	
	11	4.2	0.8	1.4	2.8	5.3	2	
	12	2.7	0.4	0.9	1.8	6.8	2	
	13	2.7	0.3	0.9	1.8	9	2	
	14	3.7	0.3	1.2	2.5	12.3	2.1	
	15	2.6	0.3	1	1.6	8.7	1.6	
	16	3.2	0.4	1.2	2	8	1.7	
	17	2.7	0.3	1.2	1.5	9	1.3	
	18	2.5	0.3	1.1	1.4	5	1.3	
	19	2.6	0.4	1.2	1.4	6.5	1.2	
	20	2.2	0.3	0.9	1.3	7.3	1.4	
	21	2.1	0.2	0.9	1.2	10.5	1.3	
	22	2.1	0.2	0.5	1.6	10.5	3.2	
	23	2.7	0.2	0.9	1.8	13.5	2	
	24	2.5	0.2	1.4	1.1	12.5	1.3	
	25	4	0.3	1	3	13.3	3	
	26	5	0.4	2	3	12.5	1.5	
	27	3.8	0.3	1.8	2	12.7	1.1	
	28	2.2	0.3	1	1.2	7.3	1.2	
	29	3	0.3	1.1	1.9	10	1.7	
	30	3	0.3	1	2	10	2	
	31	3	0.3	1	2	10	2	
	32	2.5	0.3	1.1	1.4	8.3	1.3	
	33	3.3	0.3	0.6	2.7	11	4.5	C o r r e n t e
	34	3.6	0.3	0.6	3	12	5	
	35	4	0.3	0.7	3.3	13.3	4.7	
	36	3	0.5	0.5	2.5	6	5	
	37	3.3	0.5	0.6	2.7	6.6	4.5	
	38	3.4	0.5	0.8	2.9	6.8	5.8	
	39	2.3	0.3	0.5	1.8	7.7	3.6	
	40	3.2	0.3	0.7	2.5	10.7	3.6	
	41	3.3	0.2	1	2.3	16.5	2.3	V e n t o
	42	2.8	0.2	1.5	1.3	14	1.2	
	43	5.3	0.3	1.3	4	17.7	3.1	
	44	4.5	0.3	2.5	2	15	1.3	
	45	5	0.3	2.3	2.7	16.7	1.2	

Ponto	Quantidade	Comprimento	Altura	Sotavento (lee side)	Barlavento (stoss side)	Indice onda	Indice simetria	Retrabalimento
Quarenta e duas	1	6.5	0.7	1.5	5	9.3	3.3	Onda
	2	3.5	0.3	1	2.5	11.7	2.5	
	3	3	0.3	0.6	2	10	3.3	
	4	4.5	0.5	1.5	3	9	2	
	5	4.5	0.5	1	3.5	9	3.5	
	6	4.5	0.5	1.5	3	9	2	
	7	2.7	0.3	0.6	2.1	9	3.5	
	8	2.2	0.2	0.5	1.7	11	3.4	
	9	6.4	0.6	2	4.4	10.7	2.2	
	10	5.4	0.5	1.7	3.7	10.8	2.2	
	11	6	0.5	1.8	4.2	12	2.3	
	12	6.5	0.6	2	4.5	10.8	2.3	
	13	6	0.5	1.3	4.7	12	3.6	
	14	5.6	0.5	1.6	4	11.2	2.5	
	15	6	0.6	2	4	10	2	
	16	4.4	0.4	1.3	3.1	11	2.4	
	17	4.7	0.4	1.4	3.3	11.8	2.4	
	18	10.5	1.2	3.5	7	8.8	2	
	19	10.8	1.2	3.2	7.6	9	2.4	
	20	11.9	1.2	2.5	9.4	9.9	3.8	
	21	4	0.3	1.3	2.5	13.3	1.9	
	22	3.8	0.3	0.8	3	12.7	3.8	
	23	11	0.8	2.5	8.5	13.8	3.4	
	24	10.3	0.8	2.9	7.4	12.9	2.6	
	25	6.3	0.5	1.5	4.8	12.6	3.2	
	26	2.5	0.2	0.8	1.7	12.5	2.1	
	27	2.5	0.2	0.9	1.6	12.5	1.8	
	28	3.3	0.4	0.4	2.9	8.3	7.3	Corrente
	29	2.8	0.3	0.4	2.4	9.3	6	
	30	3.3	0.3	0.6	2.5	11	4.2	
	31	2.5	0.3	0.4	2	8.3	5	
	32	4	0.5	1	3	8	3	
	33	6	0.5	1.1	4.9	12	4.5	
	34	6	0.6	1	5	10	5	
	35	5.5	0.5	0.5	5	11	10	
	36	5	0.5	1	4	10	4	
	37	5.3	0.5	0.5	4.8	10.6	9.6	
	38	4.2	0.5	0.4	3.8	8.4	9.5	
	39	6	0.6	1	5	10	5	
	40	8	0.5	1	7	16	7	
	41	3	0.3	0.5	2.5	10	5	
	42	2.3	0.2	0.2	2.1	11.5	10.5	
	43	5.7	0.5	1.1	4.6	11.4	4.2	
	44	2.6	0.2	0.4	2.2	13	5.5	
	45	2.7	0.2	0.5	2.2	13.5	4.4	
	46	2.7	0.2	0.4	2.3	13.5	5.8	
	47	2.7	0.2	0.4	2.3	13.5	5.8	
	48	3.8	0.2	0.6	2.7	19	4.5	
	49	7.2	0.4	1.2	6	18	5	
	50	2.8	0.2	0.7	2.1	14	3	
	51	3	0.2	0.6	2.4	15	4	
	52	3	0.2	0.7	2.3	15	3.3	

Ponto	Quantidade	Comprimento	Altura	Sotavento (lee side)	Barlavento (stoss side)	Indice onda	Indice simetria	Retrabal- hamento
Q u a r e n t a l i h a s	53	18.5	0.7	4.5	14	26.4	3.1	V e n t o
	54	11.5	0.7	3.5	8	16.4	2.3	
	55	11	0.7	5.5	5.5	15.7	1	
	56	4	0.2	1.3	2.5	20	1.9	
	57	4	0.2	0.9	2.9	20	3.2	
	58	3	0.2	0.7	1.3	15	1.9	
	59	12.4	0.7	3.6	8.9	17.7	2.5	
	60	9.1	0.6	2.8	6.3	15.2	2.3	
	61	16.3	0.7	3	13.3	23.3	4.4	
	62	17.2	0.6	3	14.2	28.7	4.7	
	63	16.8	0.7	3.3	13.5	24	4.1	
	64	12.3	0.4	3.3	9	30.8	2.7	
	65	13.5	0.4	3.4	10.1	33.8	3	
	66	13	0.4	3.9	9.1	32.5	2.3	
	67	12.1	0.4	4.5	7.6	30.3	1.7	
	68	8	0.5	1.9	6.1	16	3.2	
	69	7.2	0.4	1.8	5.4	18	3	
70	7.1	0.4	1.5	5.6	17.8	3.7		