

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

IGOR FRANCISCO TORRES ARAÚJO GONÇALVES

ASPECTOS MORFOLÓGICOS E SEDIMENTOLÓGICOS DE
UMA PALEODUNA LOCALIZADA NA PORÇÃO CENTRO-
LESTE DO ESTADO DE RORAIMA (RR)

MANAUS

2019

IGOR FRANCISCO TORRES ARAÚJO GONÇALVES

ASPECTOS MORFOLÓGICOS E SEDIMENTOLÓGICOS DE UMA
PALEODUNA LOCALIZADA NA PORÇÃO CENTRO-LESTE DO ESTADO
DE RORAIMA/RR

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geociências.

Aprovado em 07 de março de 2019.

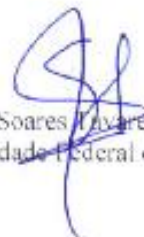
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Emilio Alberto Amaral Soares, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas



Prof. Dr. Roberto César de Mendonça Barbosa, Membro.
Universidade Federal do Amazonas



Prof. Dr. Stélio Soares Luyeres Júnior, Membro.
Universidade Federal de Roraima

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS – UFAM
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS – ICE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

IGOR FRANCISCO TORRES ARAÚJO GONÇALVES

ASPECTOS MORFOLÓGICOS E SEDIMENTOLÓGICOS DE
UMA PALEODUNA LOCALIZADA NA PORÇÃO CENTRO-
LESTE DO ESTADO DE RORAIMA (RR)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Emílio Alberto Amaral Soares

MANAUS

2019

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo autor.

A663a Goncalves, Igor Francisco Torres Araujo
Aspectos morfológicos e sedimentológicos de uma paleoduna
Localizada na porção centro-leste do estado de Roraima (RR). /Igor
Francisco Torres Araújo Gonçalves. 2019
90 f.: il.; 31 cm.

Orientador: Emílio Alberto Amaral Soares
Dissertação (Mestrado em Geociências – Geologia
Regional) – Universidade Federal do Amazonas.

1. Roraima. 2. Textura Superficial. 3.Paleoduna. 4.Éolico. I.
Soares, Emílio Alberto Amaral II. Universidade Federal do
Amazonas. III. Título

„Tenha em fé em Deus, tenha fé na vida, tente outra vez...“

- Raul Seixas

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus o qual sempre busquei auxílio e quem me possibilitou chegar até o fim desta caminhada.

Agradeço a minha mãe e ao meu pai, por terem me acompanhando ao longo deste mestrado me dando suporte, transmitindo seus conhecimentos e ensinamentos de forma positiva, para que eu nunca baixasse minha cabeça e aceitasse que não poderia fazer algo.

Agradeço aos meus amigos de sala de mestrado, Rafaela, Eloyze, Leonardo, Manoel e Isabela, pelos momentos de descontração e pela paciência para me ensinarem a utilizar alguns softwares.

Agradeço aos meus sócios e amigos, Ziomar e Francisco Plebson por terem tocado a empresa enquanto estava ausente pelo mestrado.

Agradeço de forma sincera ao meu orientador Prof. Dr. Emílio Alberto Amaral Soares pela oportunidade deste mestrado, pelos ensinamentos cuja experiência levarei ao longo de toda minha vida profissional.

Agradeço a CPRM por ceder fotografias aéreas e por ceder seu espaço para realizar as análises.

Agradeço a Professora Pós-Dra. Elena Franzinelli pela disponibilidade de tempo para me passar seus conhecimentos, pelas conversas sobre os artigos e pelos conselhos para vida acadêmica.

Agradeço aos funcionários da UFAM em especial ao meu amigo e técnico responsável pelo laboratório de Técnicas Mineralógicas da UFAM, por toda sua ajuda nas minhas análises de MEV, pelas conversas, pelos conselhos e pelos cafés e a Dona Ana, pelas conversas e risadas em momentos que precisei.

RESUMO

Embora dunas eólicas sejam melhor estudadas em regiões litorâneas, dunas intracontinentais ainda necessitam de estudos classificatórios e comparativos. No norte da Amazônia, campos de paleodunas arenosas com dezenas de quilômetros de extensão têm sido identificados por meio de produtos de sensores remotos em locais isolados dos estados do Amazonas e Roraima e, sua gênese tem sido associada à atividade eólica nos períodos mais secos do Último Máximo Glacial. A paleoduna de mais fácil acesso, foco deste estudo, localiza-se a sudoeste da cidade de Boa Vista (Roraima), no trecho entre a BR-174 e o Rio Branco. Dados morfológicos, sedimentológicos e microtexturais desta paleoduna ajudaram na compreensão dos processos deposicionais atuantes, bem como na sua diferenciação dos depósitos associados da Formação Boa Vista e Aluvionares e permitiram sua associação com os principais eventos paleoclimáticos que atuaram na Amazônia e na América do Sul no Pleistoceno Tardio-Holoceno.

Palavras-chave: Paleodunas, Rio Branco, Roraima, Textura superficial, Eólico, paleoclima

ABSTRACT

Although aeolian dunes are better studied in coastal regions, the intracontinental aeolian dunes still needs classificatory and comparative studies. In the north of Amazon, sandy paleodunes fields with dozend kilometers of extension have been identified by remote sensing products in isolated areas in the states of Amazonas and Roraima and their genesis has been associated with aeolian activity in the driest periods of the Last Glacial Maximum. The most accessible paleodune, focus of this study, is located southwest of the city Boa Vista (Roraima), in the patch between BR-174 and Branco River. Actually is the one that presents the most number of available geochronological data, which allowed this positioning in Late Pleistocene – Holocene. Morphological, sedimentological and microtexture data of this paleodune helped to understand the active depositional processes, as well as their differentiation of the associated deposits of the Boa Vista and alluvial deposits allowed their association with the main paleoclimatic events that operated in Amazonia and South America in the Pleistocene Late – Holocene.

Keywords: Paleodunes, Branco River, Roraima, Surface Texture, Aeolian, Paleoclimate

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1 – MAPA DO ESTADO DE RORAIMA INDICANDO A ÁREA DE ESTUDO (RETÂNGULO PRETO), A SUDOESTE DA CIDADE DE BOA VISTA (FONTE : IBGE 2010). DETALHE DA ÁREA DE ESTUDO, COM A LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS ESTUDADOS REPRESENTADOS PELA SIGLA PSG NA PALEODUNA (CÍRCULOS AMARELOS), NA FORMAÇÃO BOA VISTA (CÍRCULOS AZUIS) E NOS DEPÓSITOS ALUVIONARES (CÍRCULOS VERMELHOS) DO RIO BRANCO-(FONTE: GOOGLE EARTH, 2018)..... 16
- FIGURA 2 - A) ANÁLISE GRANULOMÉTRICA CONVENCIONAL POR MEIO DE PENEIRAS NO LABORATÓRIO DE SEDIMENTOLOGIA DA UFAM. B) ANÁLISE GRANULOMÉTRICA A LASER REALIZADA NO GRANULÔMETRO A LASER MALVERN MASTERDIZE 2000 NO LABORATÓRIO DE SEDIMENTOMETRIA DO SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM). C) ESTRUTURA PARA SEPARAÇÃO DE MINERAIS PESADOS POR SEDIMENTAÇÃO GRAVIMÉTRICA, MODIFICADO DE DIAS (2004): A) HASTE DE METAL ESTRUTURA DE APOIO; B) VIDRO DE RELÓGIO; C) FUNIL DE VIDRO PARA SEPARAÇÃO; D) MINERAIS LEVES EM SUSPENSÃO; E) LÍQUIDO BROMOFÓRMIO; F) SUPORTE DO FUNIL; G) TUBO DE BORRACHA; H) MINERAIS PESADOS; I) PRESILHA QUE REGULA A PASSAGEM DO BROMOFÓRMIO COM OS MINERAIS PESADOS; J) SUPORTE DO FUNIL DE FILTRAÇÃO; K) FUNIL NO QUAL É ADICIONADO UM FILTRO DE PAPEL ONDE FICA RETIDO OS MINERAIS PESADOS. D) ANÁLISE DAS LÂMINAS DE MINERAIS PESADOS NO LABORATÓRIO DE MICROSCOPIA DO PPGGEO. E) ANÁLISE E CAPUTRA DAS IMAGENS DA TEXTURA SUPERFICIAL DOS GRÃOS POR MEIO DO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA DO LABORATÓRIO DE TÉCNICAS MINERALÓGICAS DO DEGEO-UFAM 18
- FIGURA 3 - TABELA DO GRAU DE ARREDONDAMENTO E ESFERICIDADE DOS GRÃOS, SEGUNDO POWERS (1953).20
- FIGURA 4 – DOMÍNIOS LITOESTRUTURAIS DO ESTADO DE RORAIMA. FONTE REIS *ET AL.* (2003).....21
- FIGURA 5 – MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE RORAIMA, MOSTRANDO AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS QUE OCORREM NA PORÇÃO SUL DO GRÁBEN DO TACUTU NA ÁREA DE ESTUDO (QUADRADO PRETO). FONTE: REIS *ET AL.* (2003) MODIFICADO DE CPRM (2002). 22
- FIGURA 6 - MAPA DO ESTADO DE RORAIMA INDICANDO A ÁREA DE ESTUDO (RETÂNGULO PRETO), A SUDOESTE DA CIDADE DE BOA VISTA. DETALHE DA PALEODUNA (LINHA TRACEJADA BRANCA) COM A LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS ESTUDADOS (CÍRCULOS AMARELOS COM SIGLA PSG), BEM COMO AS PRINCIPAIS ESTRADAS E RIOS DA REGIÃO (FONTE: GOOGLE EARTH, 2018)28
- FIGURA 7 -A) MAPA DO ESTADO DE RORAIMA COM AS LOCALIZAÇÕES DOS CAMPOS DE DUNAS (LINHA TRACEJADA BRANCA) E MEGALEQUES (LINHA TRACEJADA LARANJA), ENUMERADOS DE 1 A 6, COM A INDICAÇÃO DAS RESPECTIVAS IDADES (SEDIMENTAÇÃO E RETRABALHAMENTO) E ESTUDOS CORRESPONDENTES. B) DETALHE

DA PALEODUNA (NÚMERO 3) ESTUDADA POR ZULAR <i>ET AL.</i> (2019) E FOCO DESTA ESTUDO, DESTACANDO AS CRISTAS ALINHADAS NA DIREÇÃO NE-SW. C) CAMPO DE PALEODUNAS DO RIO CATRIMANI E ÁGUA BOA (NÚMERO 4), ESTUDADA POR SANTOS <i>ET AL.</i> (1993), COM CRISTAS ALINHADAS NA DIREÇÃO NE-SW. D) DETALHE DOS MEGALEQUES CARACARAÍ E VIRUÁ (NÚMEROS 5 E 6), ESTUDADOS POR ROSSETI <i>ET AL.</i> (2012, 2017) E CREMON <i>ET AL.</i> 2016). FONTE : MODIFICADO DE IMAGENS DO SATÉLITE LANDSAT 5 (A) E RAPIDEYE (B,C). FONTE: EARTH EXPLORER.USGS.GOV	30
FIGURA 8 - SEÇÃO PANORÂMICA DO PONTO PSG 16 (A) MOSTRANDO O CONTATO (LINHA TRACEJADA BRANCA) ENTRE A PALEODUNA ARENOSA EM ESTUDO E OS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO BOA VISTA SOTOPOSTOS, DESTACADO POR QUEBRA NEGATIVA DO RELEVO.....	35
FIGURA 9 - MORFOLOGIA DEPOSICIONAL DAS CRISTAS E DEPRESSÕES DA PALEODUNA EM ESTUDO (PONTO PSG 14) RECOBERTA POR VEGETAÇÃO ARBUSTIVA E ÁRVORES ESPARSAS (SEÇÃO A) COM LAGO INTERDUNA (SEÇÃO B).....	36
FIGURA 10 - SEÇÃO PANORÂMICA E COLUNAR DO AFLORAMENTO DA PORÇÃO NOROESTE DA PALEODUNA EM ESTUDO (PONTO PSG 08), MOSTRANDO O ASPECTO GERAL MACIÇO, EXIBINDO PORÇÕES COM ESTRATIFICAÇÃO INCIPIENTE MARCADO POR LINHAS TRACEJADAS PRETA NOS DETALHES A1, A2, A3, DESTACANDO NA SEÇÃO COLUNAR OS NÍVEIS DE COLETA DAS AMOSTRAS PARA ANÁLISE GRANULOMÉTRICA (DETALHE B1).	37
FIGURA 11 - SEÇÃO PANORÂMICA E COLUNAR DA PORÇÃO SUL DA PALEODUNA (PONTO PSG 26) MOSTRANDO A RELAÇÃO DE CONTATO COM A FORMAÇÃO BOA VISTA SOTOPOSTA (LINHA PRETA ONDULADA), COM DESTAQUE AOS LOCAIS DE COLETA DAS AMOSTRAS. AS LINHAS TRACEJADAS (EM BRANCO) NA PORÇÃO SUPERIOR DA SEÇÃO (INDICADAS PELOS PONTOS PSG 26 C, D, E), INDICAM NÍVEIS DELGADOS E CONTÍNUOS DE PALEOSSOLOS COM FRAGMENTOS DE CARVÃO.....	38
FIGURA 12 – SEÇÃO COLUNAR DAS TRINCHEIRAS ESCAVADAS NAS PORÇÕES NORTE E SUL DA PALEODUNA, NOS PONTOS PSG 15 E PSG 29, RESPECTIVAMENTE, MOSTRANDO A PREDOMINÂNCIA DA CLASSE AREIA FINA E MÉDIA E O ASPECTO MACIÇO DA PALEODUNA, BEM COMO AS INDICAÇÕES DOS LOCAIS DE COLETA DE AMOSTRAS	39
FIGURA 13 – PREDOMINÂNCIA DE GRÃOS DE QUARTZO (DETALHE A) E, MAIS RESTRITAMENTE, DE FELDSPATO (DETALHE B) E OS OPACOS (DETALHE C), NAS AMOSTRAS DO PONTO PSG 08, COM O RESPECTIVO PERCENTUAL DA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA (DETALHE D).....	40

FIGURA 14 – ANÁLISES DE LUPA BINOCULAR (DETALHES A E B) E MEV (DETALHES C E D), MOSTRANDO O PREDOMÍNIO DE GRÃOS DE QUARTZO SUBARREDONDADOS, SUBANGULOSOS E ANGULOSOS, COM ESFERICIDADE VARIANDO DE ALTA A BAIXA NAS AMOSTRAS NOS PONTOS PSG 08 (DETALHES A E C) E PSG 08 B (DETALHES B E D).	40
FIGURA 15 – HISTOGRAMAS MOSTRANDO A PREDOMINÂNCIA DE GRÃOS SUBARREDONDADOS, SUBANGULOSOS E ANGULOSOS (DETALHE A) E O PREDOMÍNIO DE GRÃOS COM BAIXA ESFERICIDADE NAS AMOSTRAS DO PONTO PSG 08.	41
FIGURA 16 – CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICAS DAS AMOSTRAS DA PALEODUNA, MOSTRANDO A PREDOMINÂNCIA DA CLASSE AREIA MÉDIA (PSG 08 A, B,C; PSG 14; PSG 26B) COM DUAS EXCEÇÕES, DE AREIA GROSSA (PSG 15) E FINA (PSG 29).	42
FIGURA 17 - GRÁFICO DE FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DAS DIFERENTES MICROTEXTURAS ENCONTRADAS NOS GRÃOS DE QUARTZO DA PALEODUNA, DESTACANDO A PREDOMINÂNCIA DAS MARCAS DE IMPACTO (MI), V-SHAPE (VS), PRECIPITAÇÃO (PR) E CRATERA (CR).	43
FIGURA 18 – GRÃOS DE QUARTZO DOS PONTOS PSG 08 (A,C) E PSG 29 MOSTRANDO MICROTEXTURAS VARIADAS ASSOCIADAS A MARCAS DE IMPACTO (DETALHES A-E, G) E V-SHAPE (DETALHES F-H).	43
FIGURA 19 – GRÃOS DE QUARTZO DOS PONTOS PSG 08 (A, B) E PSG 14 MOSTRANDO MICROTEXTURAS ASSOCIADAS A CHOQUES ENTRE OS GRÃOS. FEIÇÕES DE CRATERA (CR) NOS DETALHES EM A-C, QUE OCORRE ASSOCIADA A RANHURAS SUPERFICIAIS (RA) EM B. AS PLACAS MECANICAMENTE VOLTADAS PARA CIMA (PM) NOS DETALHES D-F, COM OCORRÊNCIA DE DEPRESSÕES ALONGADAS (DA) ASSOCIADA EM F. DETALHE DOS STEPS LINEARES (SL) EM G, QUE OCORRE DENTRO DA MARCA DE IMPACTO EM H.	44
FIGURA 20 – GRÃOS DE QUARTZO DOS PONTOS PSG 08 (A, C), PSG 14 E PSG 29 MOSTRANDO AS MICROTEXTURAS ASSOCIADA A IMPACTO ENTRE GRÃOS. É REPRESENTADA PELA BORDA BULBOSA (BB) NOS DETALHES A-B, RANHURAS SUPERFICIAIS (RA) NO DETALHE C, STEPS ARQUEADOS (SA) NOS DETALHES D-E E FRATURA COINCHOIDAL (FC) NOS DETALHES F-G. O DETALHE H DESTACA A FEIÇÃO DE DEPRESSÕES ALONGADAS (DA) QUE OCORRE DENTRO DE UMA MARCA DE IMPACTO (MI)	45
FIGURA 21 – GRÃOS DE QUARTZO DOS PONTOS PSG 08 C, PSG 26 B E PSG 29 COM FEIÇÕES ASSOCIADAS A PROCESSOS PÓS-DEPOSICIONAIS, COMO A PRECIPITAÇÃO (PR) DE CRISTAIS SUBEDRAIS DENTRO DAS MARCAS DE IMPACTO (MI) (DETALHES A, B E C). CAVIDADES IRREGULARES ASSOCIADAS A DISSOLUÇÃO (DI) SÃO ILUSTRADAS NOS DETALHES C E D.	45

FIGURA 22 – ASSEMBLEIA DE MINERAIS PESADOS DA PALEODUNA EM ESTUDO, DESTACANDO AS DIFERENTES FORMAS E GRAUS DE ARREDONDAMENTO E ESFERICIDADE: ZIRCÃO (A), TURMALINA (B), SILIMANITA (C), ANFIBÓLIO (D), ESTAUROLITA (E), TOPÁZIO (F), RUTILITO (G), MONAZITA (H), CIANITA (I), EPÍDOTO (J), ANDALUSITA (K), CASSITERITA (L), AUGITA (M) E GRANADA (N).....	46
FIGURA 23– ÍNDICE DOS VALORES DE ZTR PARA AS AMOSTRAS ANALISADAS DA PALEODUNA EM ESTUDO, COM VARIAÇÃO DO PERCENTUAL DE MATURIDADE MINERALÓGICA ENTRE 61% A 79 %.....	47
FIGURA 24 – GRÁFICO DE VALORES DE ASSIMETRIA E MÉDIA DE TAMANHO DOS GRÃOS (ESCALA <i>phi</i>), INDICANDO UM PADRÃO PARA OS SEDIMENTOS DAS AREIAS DE PRAIAS, DE DUNAS, DA PALEODUNAS EM ESTUDO INCLUINDO A DE FIGUEIREDO & WANKLER, (2012) QUE PERTENCE A MESMA UNIDADE, MOSTRANDO QUE AS AREIAS DE DUNAS TENDEM A POSSUIR UMA ASSIMETRIA POSITIVA E GRANULOMETRIA DE AREIA FINA (GRÁFICO MODIFICADO DE FRIEDMAN, 1961).	49
FIGURA 25 – BLOCO DIAGRAMA MOSTRANDO AS ETAPAS DO RELEVO NO NORTE DA AMAZÔNIA, COM ÊNFASE AO DESENVOLVIMENTO DOS DEPÓSITOS DE MEGALEQUES E PALEODUNAS. ESTÁGIO 1 : DEPOSIÇÃO DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS DA FORMAÇÃO BOA VISTA E DESENVOLVIMENTO INICIAL DOS MEGALEQUES NAS ENCOSTAS DAS MONTANHAS DO EMBASAMENTO CRISTALINO, CONCOMITANTE A INSTALAÇÃO DO PROTO-RIO BRANCO. 2 : FASE DE EROSIÃO DOS DEPÓSITOS DE MEGALEQUES, DO RIO BRANCO E DA FORMAÇÃO BOA VISTA, QUE VÃO SERVIR DE ÁREAS FONTES PARA O DESENVOLVIMENTO INICIAL DAS PALEODUNAS DA REGIÃO. 3 : MAIOR INTENSIDADE DOS PERÍODOS SECOS E VELOCIDADE DOS VENTOS NO SENTIDO NE-SW, QUE INTENSIFICARAM A DEPOSIÇÃO DAS PALEODUNAS COM CRISTAS ORIENTADAS NA DIREÇÃO DO VENTO. 4: DIMINUIÇÃO DA INTENSIDADE DOS VENTOS E AUMENTO DA UMIDADE REGIONAL, COM DIMINUIÇÃO DO APORTE SEDIMENTAR E FITOESTABILIZAÇÃO DAS PALEODUNAS	52
FIGURA 26 – MAPA GEOMORFOLÓGICO E GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO EM ÁREA E LIMITES DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS AFLORANTES: SUÍTE INTRUSIVA MUCAJÁI, FORMAÇÃO BOA VISTA, PALEODUNA EM ESTUDO E DEPÓSITOS ALUVIONARES. ELABORADO COM BASE EM FONTE: FOTOGRAFIAS AÉREAS DO SERVIÇO GEOLÓGICO BRASILEIRO (CPRM).	61
FIGURA 27 - SEÇÃO PANORÂMICA MOSTRANDO O CONTATO ENTRE A FORMAÇÃO BOA VISTA (BASE) E A PALEODUNA EM ESTUDO (TOPO) MARCADO POR UMA LINHA TRACEJADA BRANCA. OS DETALHES MOSTRAM A TRINCHEIRA ABERTA NA FORMAÇÃO BOA VISTA, COM OS DADOS DESCRITIVOS DA SEÇÃO COLUNAR	63

FIGURA 28 -GRÃOS DE QUARTZO (DETALHE A) E, MAIS RESTRITAMENTE, DE OPACOS (DETALHE B), NAS AMOSTRAS DOS PONTOS PSG 16 E PSG 26 A, COM O RESPECTIVO PERCENTUAL DA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA (DETALHE C).	64
FIGURA 29 – GRÃOS DA FORMAÇÃO BOA VISTA (PONTOS PSG 16 E PSG 26 A) EM LUPA BINOCULAR COM OS HISTROGRAMAS DE ARREDONDAMENTO E ESFERECIDADE.....	64
FIGURA 30 – CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO BOA VISTA, MOSTRANDO AS DUAS CLASSES GRANULOMÉTRICAS PREDOMINANTES: AREIA MÉDIA (PSG 16) E AREIA GROSSA (PSG 26 A).	65
FIGURA 31– GRÁFICO DE FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DAS DIFERENTES MICROTXTURAS ENCONTRADAS NOS GRÃOS DE QUARTZO DA FORMAÇÃO BOA VISTA, DESTACANDO A PREDOMINÂNCIA DAS MARCAS DE IMPACTO (MI), PRECIPITAÇÃO (PR), PLACAS MECANICAMENTE VOLTADAS PARA CIMA (PM) E STEPS ARQUEADOS (SA).	66
FIGURA 32 – GRÃOS DE QUARTZO DOS PONTOS PSG 16 E 26 A MOSTRANDO MICROTXTURAS ASSOCIADAS A IMPACTOS ENTRE OS GRÃOS. FEIÇÕES DE MARCAS DE IMPACTO (MI) NOS DETALHES A E B OCORREM ASSOCIADA AS PLACAS MECANICAMENTE VOLTADAS PARA CIMA (PM) E, NO DETALHE G-H OCORRE ASSOCIADA A FEIÇÃO PÓS-DEPOSICIONAL DE PRECIPITAÇÃO (PR). OS STEPS ARQUEADOS (AS) OCORREM EM A E EM MAIOR DETALHE EM C.A BORDA BULBOSA (BB) OCORRE NO DETALHE D, ENQUANTO QUE OS STEPS LINEARES (SL) OCORREM NO DETALHE E E AS DEPRESSÕES ALONGADAS (DA) OCORREM EM F.	66
FIGURA 33 – VISTA GERAL DOS GRÃOS DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO BOA VISTA (PSG 16 E PSG 26 A) MOSTRANDO A OCORRÊNCIA DAS MICROTXTURAS NA SUPERFÍCIE DOS GRÃOS. NO DETALHE A-B, A FEIÇÃO PÓS-DEPOSICIONAL DE PRECIPITAÇÃO (PR) OCORRE DENTRO DE UMA MARCA DE IMPACTO (MI). NO DETALHE DO GRÃO EM C, OCORRE STEPS ARQUEADOS (SA) ASSOCIADA A UMA MARCA DE IMPACTO (MI) EM BORDA ESQUERDA ENQUANTO QUE NA BORDA DIREITA HÁ O DETALHE DA MICROTXTURA DE PLACAS MECANICAMENTE VOLTADAS PARA CIMA (PM). O DETALHE EM D MOSTRA UM GRÃO FOSCO E PARCIALMENTE POLIDO COM A PRESENÇA DE MARCAS DE IMPACTO (MI) EPRECIPITAÇÃO (PR).....	67
FIGURA 34 - SEÇÃO PANORÂMICA DO AFLORAMENTO DA PSG 19 MOSTRANDO AS CRISTAS SINUOSAS DAS BARRAS QUE COMPÕEM OS DEPÓSITOS ALUVIONARES, BEM COMO O LOCAL DE COLETA DAS AMOSTRAS PARA GRANULOMETRIA (DETALHES A1 E B1).	68

FIGURA 35 - BARRA FLUVIAL NA MARGEM DO RIO BRANCO, DESTACANDO SUAS PORÇÕES LATERAIS (DETALHES A E B1). O DETALHE A INDICA O LOCAL DE COLETA DA AMOSTRA PSG 20 A E O DETALHE B1, O LOCAL DE COLETA DA AMOSTRA PSG 20 B.	68
FIGURA 36 - BARRAS FLUVIAIS ARENOSAS DOS DEPÓSITOS ALUVIONARES DO RIO BRANCO (PONTO PSG 23 A-D). OS DETALHES A E B INDICAM OS LOCAIS DE COLETA	69
FIGURA 37 - BARRA FLUVIAL DO RIO BRANCO (PONTO PSG-24), INDICANDO O LOCAL DE COLETA DA AMOSTRA.	69
FIGURA 38 – GRÃOS DE QUARTZO (DETALHE A) E, EM MENOR QUANTIDADE, DE OPACOS (DETALHE B), NAS AMOSTRAS DOS PONTOS PSG 24 E PSG 25, COM O RESPECTIVO PERCENTUAL DA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA (DETALHE C).....	70
FIGURA 39 –GRÃOS ARENOSOS DOS DEPÓSITOS ALUVIONARES (PONTOS PSG 24 E PSG 25) SOB O MICROSCÓPIO BINOCULAR DAS COM AS RESPECTIVAS VARIAÇÕES DE ARREDONDAMENTO E ESFERECIDADE.....	70
FIGURA 40 – CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DOS DEPÓSITOS ALUVIONARES, MOSTRANDO A VARIAÇÃO DAS CLASSES GRANULOMÉTRICAS, AREIA GROSSA (PSG 20 A, PSG 21, PSG 23 B), AREIA MÉDIA (PSG 19 B, PSG 20 B, PSG 23 A, PSG 24 E PSG 25) E AREIA FINA (PSG 20 A).	72
FIGURA 41 - GRÁFICO DE FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DAS DIFERENTES MICROTXTURAS ENCONTRADAS NOS GRÃOS DE QUARTZO DOS DEPÓSITOS ALUVIONARES, DESTACANDO A PREDOMINÂNCIA DAS MARCAS DE IMPACTO (MI), PRECIPITAÇÃO (PR)E PLACAS MECANICAMENTE VOLTADAS PARA CIMA (PM).....	73
FIGURA 42 – GRÃOS DE QUARTZO DOS PONTOS PSG 23 A E PSG 24 MOSTRANDO MICROTXTURAS ASSOCIADAS A IMPACTOS ENTRE OS GRÃOS. A FEIÇÃO DE GRÃOS DERRETIDO POR IMPACTO (SM) OCORRE SOMENTE NESTE DEPÓSITO, ILUSTRADA EM A E COM MAIOR DETALHE EM B. AS MARCAS DE IMPACTO (MI) OCORREM NOS DETALHES C ASSOCIADA A FRATURA COINCHOIDAL (FC), NO DETALHE D ASSOCIADA A PRECIPITAÇÃO (PR) E DISSOLUÇÃO (DI), NO DETALHE E ASSOCIADA A STEPS LINEARES (SL) E NO DETALHE EM F ASSOCIADA AS PLACAS MECANICAMENTE VOLTADAS PARA CIMA (PM). AS PLACAS MECANICAMENTE VOLTADAS PARA CIMA (PM) OCORREM TAMBÉM NO DETALHE G E NO DETALHE EM H, ONDE EM H O GRÃO TAMBÉM POSSUI A MICROTXTURA DE CRATERA (CR).	73
FIGURA 43 – GRÃOS DE QUARTZO DOS PONTOS PSG 23 A E PSG 24 MOSTRANDO AS MICROTXTURAS ASSOCIADAS A IMPACTO ENTRE OS GRÃOS E EVENTOS PÓS-DEPOSICIONAIS. A FEIÇÃO DE PRECIPITAÇÃO (PR) OCORRE NO DETALHE A ASSOCIADA A V-SHAPE (VS), NO DETALHE EM B ASSOCIADA A DISSOLUÇÃO (DI) E STEPS LINEARES (SL), NO DETALHE G DENTRO DE UMA MARCA DE IMPACTO (MI) E DE FORMA ISOLADA NO	

DETALHE EM H. A FEIÇÃO DE BORDA BULBOSA (BB) OCORRE NOS DETALHES EM C E ASSOCIADA A STEPS LINEARES (SL) EM D. AS RANHURAS SUPERFICIAIS OCORREM DE FORMA RESTRITA NO DETALHE EM E.....74

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - PERCENTUAIS DOS MINERAIS PESADOS DOS PONTOS PSG 08 (A, B, C), PSG 14, PSG 15 E PSG 26 (B): ZIRCÃO (ZIR), TURMALINA (TUR), SILIMANITA (SIL), ANFIBÓLIO (ANF), ESTAUROLITA (EST), TOPÁZIO (TOP), RUTILIO (RUT), CIANITA (CIA), MONAZITA (MON), EPÍDOTO (EPI), AUGITA (AUG), CASSITERITA (CAS), ANDALUZITA (AND) E GRANADA (GRA).	47
TABELA 2 – INTERVALOS GRANULOMÉTRICOS DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO BOA VISTA.....	65
TABELA 3 - RESULTADO DOS PARÂMETROS DE MÉDIA, MEDIANA, SELEÇÃO, ASSIMETRIA E CURTOSE DAS AMOSTRAS DA FORMAÇÃO BOA VISTA.....	65
TABELA 4 - INTERVALOS GRANULOMÉTRICOS DAS AMOSTRAS DOS DEPÓSITOS ALUVIONARES.....	71
TABELA 5 - RESULTADO DOS PARÂMETROS DE MÉDIA, MEDIANA, SELEÇÃO, ASSIMETRIA E CURTOSE DAS AMOSTRAS DOS DEPÓSITOS ALUVIONARES RECENTES	71

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	OBJETIVOS	15
2.1	Objetivo Geral	15
2.2	Objetivos Específicos	15
3	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	15
4	MATERIAIS E MÉTODOS	16
4.1	Levantamento dos dados bibliográficos	16
4.2	Fotointerpretação e Elaboração do Mapa Geológico-Geomorfológico.....	16
4.3	Coleta de Amostras	17
4.4	Seções Panorâmicas e Colunares	17
4.5	Análise Granulométrica	17
4.6	Separação de Minerais Leves e Pesados e Confeção de Lâminas de Grãos.....	19
4.7	Análise dos Minerais Leves	19
4.8	Análise dos Minerais Pesados	20
4.9	Análise da textura superficial por meio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).....	20
5	GEOLOGIA REGIONAL	21
5.1	Suíte Intrusiva Mucajaí.....	22
5.2	Formação Boa Vista.....	23
5.3	Megaleques	23
5.4	Formação Areias Brancas	24
5.5	Depósitos Aluvionares Recentes	25
6	ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO AO PERIÓDICO PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS.....	25
7	RESULTADOS	60
7.1	Formação Boa Vista.....	62
7.2	Depósitos Aluvionares.....	67
8	DISCUSSÕES	74
9	CONCLUSÕES	77
10	REFERÊNCIAS.....	79

1 INTRODUÇÃO

No Brasil, dunas eólicas costeiras têm sido melhor estudadas (Gianinni, 1993; Silva, 2002; Sawakuchi *et al.* 2008; Fernandez *et al.* 2017) quando comparadas as dunas interiores, onde existe uma carência de dados em função da dificuldade de acesso e escassez de estudos sedimentológicos, estratigráficos e geocronológicos detalhados, principalmente na Amazônia (Carneiro & Zinck, 1994; Latrubese & Nelson, 2001; Carneiro *et al.* 2002; Teeuw & Rhodes, 2004; Zular *et al.* 2019).

Nas últimas décadas, campos de dunas atribuídas à atividade eólica foram identificados por meio de análises de produtos de sensores remotos e fotografias aéreas em locais “remotos” da Amazônia, em particular nos estados de Roraima e Amazonas (Carneiro & Zinck, 1994; Latrubese & Nelson, 2001; Reis *et al.* 2002; Teeuw & Rhodes, 2004). Foram identificados pelo menos 5 campos arenosos, com dezenas de quilômetros de extensão, que exibem cristas alinhadas preferencialmente na direção NE-SW. A gênese desses corpos tem sido atribuída a ação de corredores eólicos nas épocas mais secas do último período glacial e confirmam importantes mudanças climáticas em alguns setores da Amazônia no Quaternário (Carneiro & Zinck, 1994; Latrubese & Nelson, 2001; Carneiro *et al.* 2002, 2003; Teeuw & Rhodes, 2004).

Inicialmente, dados geocronológicos pontuais obtidos por luminescência de cristais em duas paleodunas permitiram definir pelo menos dois intervalos de tempo para seu desenvolvimento. Na paleoduna do Rio Negro, norte do Amazonas, Carneiro *et al.* (2002) obtiveram idades entre 32.000 a 7.800 anos, enquanto para o paleoduna da Savana Rupununi, leste de Roraima e Sul da Guiana, Teeuw & Rhodes (2004) obtiveram idades entre 17.000 a 15.000 anos. Adicionalmente, dados geocronológicos de Zular *et al.* (2019) para uma paleoduna localizada a sudoeste da cidade de Boa Vista (Roraima), indicam sua maior fase de desenvolvimento entre 23.100 a 17.200 anos, em função da diminuição da precipitação e fortalecimento dos ventos alísios para NE durante o Último Máximo Glacial (LGM) em função da mudança da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o Hemisfério Sul.

Portanto, o presente estudo efetuou a análise sedimentológica e microtextural dos sedimentos da paleoduna estudada por Zular *et al.* (2019), visando sua comparação com os depósitos da Formação Boa Vista e Aluvionares, buscando inferir a área fonte dos sedimentos e a elaboração de um modelo deposicional, considerando os principais eventos paleoclimáticos e tectônicos que influenciaram a sedimentação nesta porção da Amazônia, no Pleistoceno Tardio-Holoceno.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

O objetivo desta pesquisa é o estudo sedimentológico, microtextural, estratigráfico e geomorfológico de uma paleoduna localizada a sudoeste de Boa Vista (RR). Para atingir este objetivo as seguintes metas foram desenvolvidas:

2.2 Objetivos Específicos

- Análise da paleoduna por meio de fotografias aéreas e imagens Landsat 8, visando o reconhecimento e mapeamento de elementos geológicos e geomorfológicos (deposicionais e erosivos);

- Análise sedimentológica da paleoduna por meio de dados granulométricos, texturais (arredondamento e esfericidade) e microtexturais, aliada a dados estratigráficos baseados nos aspectos litológicos e nas relações de contato entre as unidades da área de estudo.

- Análise da assembleia de minerais pesados para inferir a proveniência sedimentar da paleoduna em estudo.

- Diferenciação entre os sedimentos da paleoduna em estudo com os depósitos da Formação Boa Vista e Aluvionares, por meio de dados geomorfológicos, sedimentológicos, microtexturais e estratigráficos.

- Associar a deposição da paleoduna aos principais eventos paleoclimáticos já descritos para a Amazônia no Quaternário

3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O corpo arenoso, foco deste estudo, está localizado a sudoeste da cidade de Boa Vista (Estado de Roraima), entre a BR-174 e a margem direita do Rio Branco, com acesso por estradas secundárias e melhores exposições em locais de extração de areia, na sua porção oeste (Figura 1).

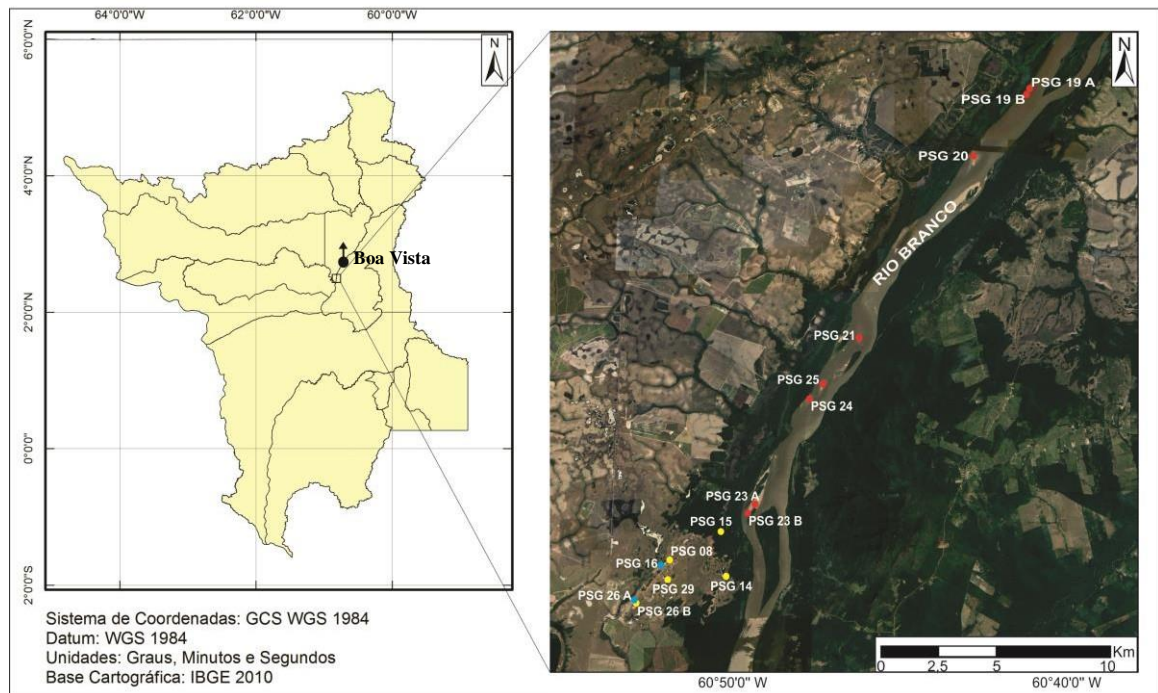


Figura 1 – Mapa do Estado de Roraima indicando a área de estudo (retângulo preto), a sudoeste da cidade de Boa Vista (Fonte : IBGE 2010). Detalhe da área de estudo, com a localização dos pontos estudados representados pela sigla PSG na paleoduna (círculos amarelos), na Formação Boa Vista (círculos azuis) e nos Depósitos Aluvionares (círculos vermelhos) do Rio Branco-(Fonte: Google Earth, 2018).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos propostos desta pesquisa, foram realizadas as seguintes etapas:

4.1 Levantamento dos dados bibliográficos

Consistiu em pesquisas baseadas em artigos e periódicos existentes sobre dunas eólicas, especialmente na região Amazônica, o que permitiu comparações com outras regiões quanto à classificação de dunas, fácies sedimentares, geocronologia e registros paleoclimáticos (na Amazônia e América Latina). Obtenção de dados geológicos e geomorfológicos dos estados de Roraima e Amazonas.

4.2 Fotointerpretação e Elaboração do Mapa Geológico-Geomorfológico

Esta atividade baseou-se na utilização de fotografias aéreas na escala de 1:100.000 de vôos realizados entre 1977-1978, cedidas pelo Serviço Geológico do Brasil –CPRM (Sede Manaus), seguindo a metodologia proposta por Veneziani & Anjos (1982).

As fotografias aéreas foram organizadas seguindo a enumeração sequencial das folhas e com a utilização de um estereoscópio foi realizada uma análise sistemática dos dados contidos, sendo possível extrair os aspectos geomorfológicos e fisiográficos da área de estudo, onde posteriormente, essas informações foram transferidas para um overlay, segundo metodologia de Sausen & Novo, (1981). O overlay, com o mapa preliminar, foi escaneado e georeferenciado, onde empregou-se o uso do software Corel Draw X7 e ArcMap 10.3 com a finalidade de complementar e aperfeiçoar os elementos texturais traçados, como drenagem, relevo, georeferenciamento de pontos, lineamento, entre outros.

4.3 Coleta de Amostras

O trabalho de campo foi realizado em 2012, uma parceria entre os Grupos de Geologia Sedimentar da UFAM e USP, onde foram coletadas 18 amostras arenosas, com a sigla PSG (Figura 1). Foi coletado cerca de 1kg de cada amostra, as quais encontram-se armazenadas no Laboratório de Sedimentologia do DEGEO-UFAM e foram utilizadas nas análises granulométricas, de minerais pesados e de textura superficial.

4.4 Seções Panorâmicas e Colunares

As fotografias e os dados descritivos da caderneta de campo serviram como base para a confecção das seções panorâmicas e colunares dos afloramentos estudados, seguindo a metodologia de Wizevic (1991) e Arnot *et al.* (1997), que permitiu a representação das sucessões de camadas e relações entre as unidades estudadas.

Todas as seções foram realizadas no software Corel Draw X7, onde as seções panorâmicas por meio da composição e superposição das fotos serviram para retratar o afloramento como um todo, enquanto que as seções colunares serviram para representar a espessura das camadas, litologias, estruturas sedimentares, as relações de contato e o posicionamento das amostras nos perfis elaborados.

4.5 Análise Granulométrica

Esta análise foi subdividida em três etapas. Na primeira, as amostras foram submetidas a análise convencional seguindo a metodologia proposta por Suguio (1973), onde as amostras foram pesadas, lavadas e colocadas em estufa para secagem. Foi separada uma quantidade de aproximadamente 100g de material de cada amostra por quartamento, que foi pesada em balança digital de precisão e após isso, cada uma foi submetida ao processo de peneiramento através de um agitador mecânico nos intervalos >1 , $1 - 0.710$, $0.710 - 0.500$, $0.500 - 0.350$, $0.350 - 0.250$, $0.250 - 0.177$, $0.177 - 0.125$, $0.125 - 0.088$, $0.088 - 0.063$, < 0.063 mm (Figura 2

A).Após o peneiramento foi feita uma pesagem de material retido em cada intervalo granulométrico, onde parte das amostras foram utilizadas para análises diversas (granulometria, textura superficial e confecção de lâminas de grãos).

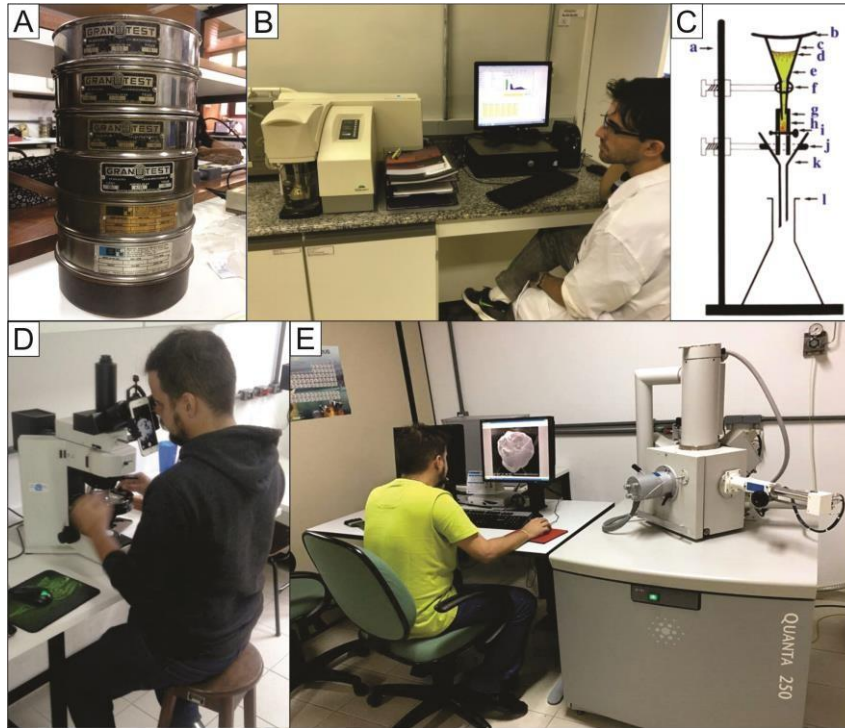


Figura 2 - A) Análise granulométrica convencional por meio de peneiras no Laboratório de Sedimentologia da UFAM. B) Análise granulométrica a laser realizada no granulômetro a laser Malvern Masterdize 2000 no Laboratório de Sedimentometria do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). C) Estrutura para separação de minerais pesados por sedimentação gravimétrica, modificado de Dias (2004): a) Haste de metal estrutura de apoio; b) vidro de relógio; c) funil de vidro para separação; d) minerais leves em suspensão; e) líquido bromofórmio; f) suporte do funil; g) tubo de borracha; h) minerais pesados; i) presilha que regula a passagem do bromofórmio com os minerais pesados; j) Suporte do funil de filtração; k) Funil no qual é adicionado um filtro de papel onde fica retido os minerais pesados. D) Análise das lâminas de minerais pesados no Laboratório de Microscopia do PPGGEO. E) Análise e caputra das imagens da textura superficial dos grãos por meio do Microscópio Eletrônico de Varredura do Laboratório de Técnicas Mineralógicas do DEGEO-UFAM.

A segunda etapa foi o ensaio granulométrico a laser em 18 amostras contendo cerca de 30 g, no intervalo < 1 mm, efetuado sob a responsabilidade do técnico e acompanhada pelo autor desta pesquisa no Laboratório de Sedimentometria do Serviço Geológico do Brasil (CPRM – Manaus), utilizando o granulômetro a laser Malvern Masterdize 2000 (Figura 2 B).

O método de granulometria a laser é enfatizado por Rovere *et al.* (2008), na qual a leitura do equipamento acontece pela passagem das partículas por meio de um feixe de radiação de luz, o que provoca o espalhamento em um ângulo inversamente proporcional ao seu tamanho, assim sendo, a luz ao ser refletida é captada pelo detector que analisa com base no padrão de refração, cujo resultado é a obtenção de uma curva de distribuição dos tamanhos

das partículas analisadas.

Os resultados estatísticos obtidos das análises foram dispostos em forma de tabelas no Excel e, posteriormente, foram tratados no software Sysgran 3.0, conforme detalhado no artigo de Camargo (2006). Este programa toma por base as fórmulas de Folk & Ward (1957) resultando nos histogramas e frequência acumulada, além das informações de média, mediana, seleção, assimetria, curtose.

4.6 Separação de Minerais Leves e Pesados e Confecção de Lâminas de Grãos

A separação densimétrica de minerais leves e pesados foi efetuada em 18 amostras, seguindo a metodologia enfatizada por Remus *et al.* (2008), na qual utiliza-se de uma estrutura semelhante a ilustrada na figura 2C. Adiciona-se o líquido denso convencional bromofórmio ($d= 2,89 \text{ g/cm}^3$) no funil de separação e os minerais pesados, por possuírem densidade maior que $2,9 \text{ g/cm}^3$, são separados dos minerais leves, que ficam em suspensão no líquido.

Posteriormente, ocorreu à separação magnética, que consistiu em passar um ímã envolvido em um saco plástico sobre a fração de minerais pesados, onde os magnéticos foram atraídos e as frações armazenadas em sacos menores etiquetados. Após esta etapa, foi realizada a confecção de lâminas de grãos no Laboratório de Sedimentologia do DEGEO-UFAM. Sobre uma Lâmina disposta na chapa aquecedora se colocou 3 gotas de Bálsamo do Canadá e 1 gota de endurecedor e, em seguida, se adicionou gradativamente o concentrado de grãos de minerais pesados. Por fim, foi adicionada uma lamínula para selar a lâmina.

4.7 Análise dos Minerais Leves

Nesta análise foram utilizadas quatro amostras da paleoduna em estudo, duas amostras da Formação Boa Vista e duas dos Depósitos Aluvionares, sendo contados cerca de 300 grãos de cada amostra, seguindo a metodologia de Galehouse (1969). Os grãos foram contados na Lupa de Grãos (Olympus SZ61) do Laboratório de Técnicas Mineralógicas do DEGEO, que consistiu na avaliação do grau de arredondamento e esferecidade dos grãos com base na Tabela de Powers (1953) (Figura 3).



Figura 3 - Tabela do grau de arredondamento e esfericidade dos grãos, segundo Powers (1953).

4.8 Análise dos Minerais Pesados

A descrição das lâminas de minerais pesados consistiu primeiramente na avaliação qualitativa onde os grãos foram identificados por meio da cor, relevo, forma, pleocroísmo, extinção, clivagem, e cor de interferência seguindo a metodologia de (Mange & Maurer, 1992; Nesse, 2004) (Figura 2 D). Foi utilizado o microscópio petrográfico Olympus Bx41 do Laboratório de Microscopia (PPGCEO), onde todos os grãos analisados foram devidamente fotografados em escala. A análise quantitativa seguiu o método de contagem por linha proposto por Galehouse (1969) no qual se contou cerca de 250 a 300 grãos por lâmina e os resultados foram organizados em tabelas de percentuais para interpretação.

4.9 Análise da textura superficial por meio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

A análise e captura das imagens de textura superficial dos grãos ocorreu no Laboratório de Técnicas Mineralógicas (DEGEO-UFAM), utilizando o Microscópio Eletrônico de Varredura (Quanta – 250) acoplado com analisador de espectroscopia por dispersão de raios-x (EDS-EDAX), sob a supervisão do Técnico responsável, Sr. Alfredo Alexandrino (Figura 2 E).

As amostras são montadas no stub e são recobertas por uma substância condutora, geralmente de ouro (metalização) e após isso, são analisadas no equipamento, que funciona com um feixe de elétrons de pequeno diâmetro para explorar a superfície da amostra, ponto a ponto por linhas sucessivas, fazendo uma varredura da amostra, onde o sinal resultante na imagem é produzido por interação do feixe incidente com a superfície da amostra (Deadavid *al.* 2007). O sinal capturado pelo detector é utilizado para modular o brilho do monitor, o que permite a observação das características dos grãos.

Neste processo foram utilizadas 11 amostras, sendo sete da paleoduna em estudo, duas

da Formação Boa Vista e duas dos Depósitos Aluvionares. Antes de serem analisadas no MEV, foram separados previamente entre 7 a 9 grãos de cada amostra. Os grãos escolhidos foram os de quartzo pelo fato de melhor preservar as características da rocha fonte, transporte e processos diagenéticos, segundo Mahaney (2002).

O reconhecimento e descrição das microtexturas respaldou-se no Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications (Mahaney, 2002) onde o autor faz uma síntese de vários trabalhos e define 41 microtexturas principais, na qual é inferido o processo de acordo com o conjunto de microtexturas encontradas para todos os grãos. De forma complementar foram utilizados também artigos científicos especializados (Kuenen & Perdok 1962; Margolis & Krinsley, 1971; Mussonda, 1987).

5 GEOLOGIA REGIONAL

O estado de Roraima, localizado no norte do Brasil, possui o arcabouço geológico dividido em quatro domínios litoestruturais (Figura 4): a) Urariquera (1,98-1,78 Ga); b) Guiana Central com cinturão de alto grau (1,94-1,93 Ga) e associação AMG - Anorthosite, Mangerite, Rapakivi Granite (1,5 Ga); c) Parima (1,97-1,94 Ga) e d) Anauá-Jatapu (2,03-1,81 Ga), segundo Reis *et al.* (2003).



Figura 4 – Domínios litoestruturais do Estado de Roraima. Fonte Reis *et al.* (2003).

A área de estudo (Figura 1) está inserida no Domínio Guiana Central que é representado por unidades litoestratigráficas do paleoproterozóico, mesoproterozóico, e cenozoico (Reis *et al.* 2003). Localiza-se na borda sul da Bacia do Tacutu, a qual possui uma área total de 12.500 km² com uma largura média de 30 a 50 km de direção preferencial NE – SW, sendo caracterizada por seis sequências sedimentares: J10, J20, J30, K10-K30, K40-K60 e

N50-N60 (Vaz *et al.* 2007). As unidades geológicas presentes na área de estudo correspondem a Suíte Intrusiva Mucajaí (Mesoproterozóico), Formação Boa Vista (Neógeno), Formação Areias Brancas (Pleistoceno) e Depósitos Aluvionares, segundo o estudo de Reis *et al.* (2003).

Nesta região, os estudo de Rosseti *et al.* (2012; 2017) descrevem expressiva ocorrência de depósitos arenosos de megaleques.

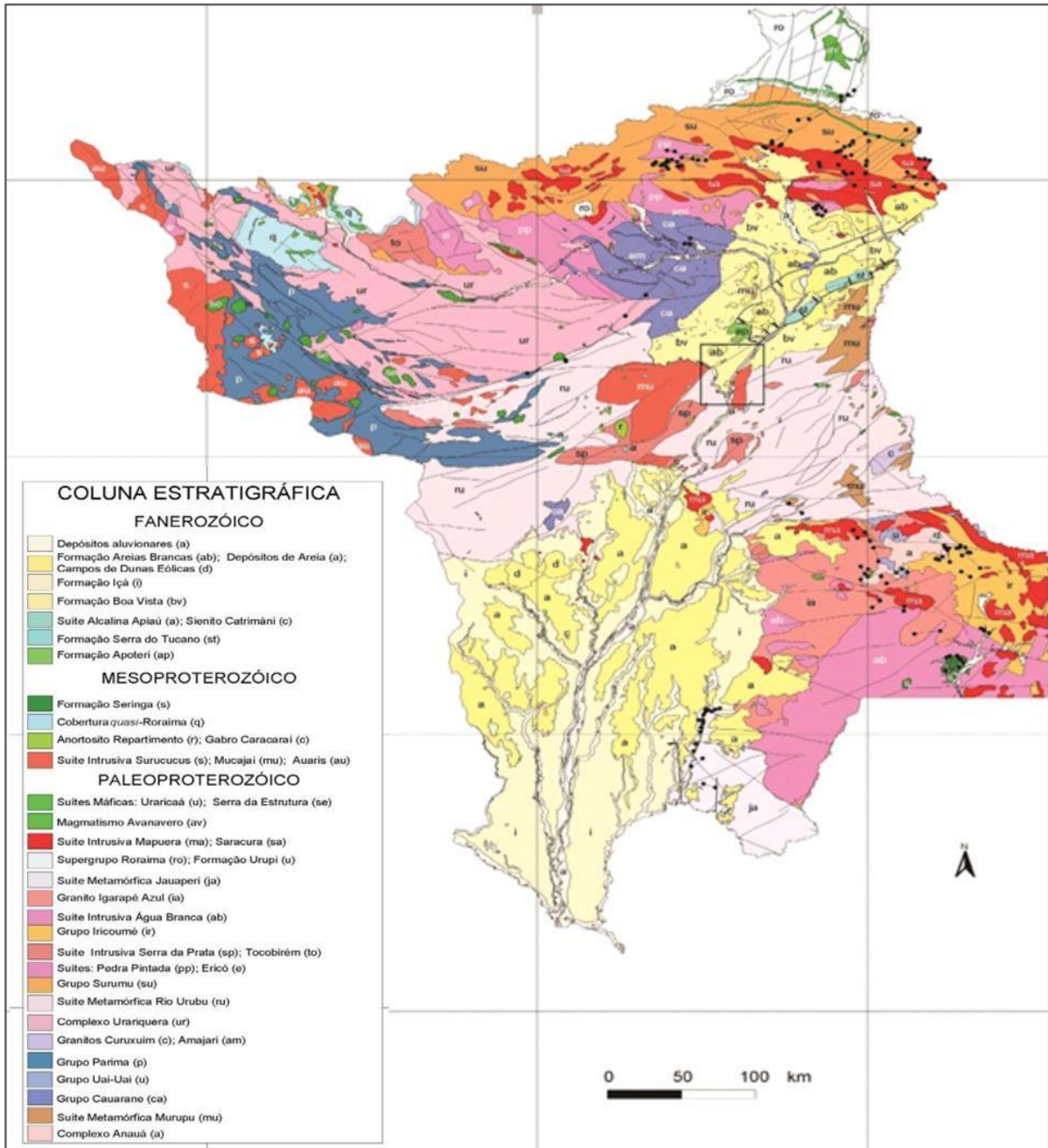


Figura 5 – Mapa geológico do Estado de Roraima, mostrando as unidades litoestratigráficas que ocorrem na porção Sul do Gráben do Tacutu na área de estudo (quadrado preto). Fonte: Reis *et al.* (2003) modificado de CPRM (2002).

5.1 Suíte Intrusiva Mucajaí

A Suíte Intrusiva Mucajaí, foi proposta inicialmente por Reis & Fraga (1995) para os

granitoides rapakivis e rochas gnáissicas que afloram na região da serra de Mucajaí e no baixo curso dos rios Mucajaí e Apiaú. Posteriormente, a Suíte foi individualizada por Fraga (2002), como sendo constituído pelo Gnaisse Igarapé Branco e Gnaisse Miracelha, ambos do paleoproterozóico. Além destas litologias, foram também identificados sienogranitos, monzogranitos, quartzo monzonitos e quarto-sienito (Fraga, 2002) de idade mesoproterozóica fornecida por datação U/Pb de 1.544 ± 42 MA (Gaudette *et al.* 1997).

5.2 Formação Boa Vista

A Formação Boa Vista foi proposta por Barbosa e Ramos (1959), sendo constituída principalmente por areias e areias argilosas, com camadas de cascalhos intercalados (Montalvão *et al.* 1975) e lateritos (Vaz *et al.* 2007), depositados provavelmente em ambiente flúvio lacustrino (Sena Costa *et al.* 1996) ou leques aluviais (Riker & Horbe, 2007), posicionada no Pleistoceno-Holoceno (Vaz *et al.* 2007). Reis *et al.* (2002) subdividiram a formação em duas sucessões sedimentares, separadas por discordância angular. A sucessão Superior, situada na porção norte de Roraima, é constituída da base ao topo por arenitos compactos, arenitos ferruginosos, arenitos sílticos e argilito mosqueado, possuindo uma coloração esbranquiçada com manchas de oxidação e granulação média a grossa sendo caracterizado por depósitos de leques aluviais com baixo gradiente de declive e de uma planície aluvial com incipiente desenvolvimento de canais fluviais. A Inferior, situada na porção sudoeste e nordeste de Boa Vista, é caracterizada por arenitos arcoseanos a levemente conglomeráticos, possuindo uma coloração rósea a esbranquiçada e granulação média, com o controle da sedimentação relacionada a falhas que delimitam os flancos norte e sul da bacia Tacutu.

5.3 Megaleques

Os principais megaleques identificados se localizam na porção sul do Estado de Roraima, exibindo dezenas de quilômetros de comprimento e largura, com morfologia triangular, sendo denominados informalmente de Viruá e Caracarái (Rosseti *et al.* 2012). O Megaleque Viruá exibe na superfície feições de paleocanais radiais, sendo constituído predominantemente por areias fluviais quartzosas finas a muito finas, localmente grosseiras, moderadamente a bem selecionadas (Rosseti *et al.* 2012). Dados de datação por luminescência opticamente estimulada do estudo de Rosseti *et al.* (2017) permitiram estabelecer idades para a porção central (100.600 ± 5.800 anos, 60.300 ± 2.500 anos e 55.600 ± 2.900 anos) e bordas (46.900 ± 3.400 a 17.500 ± 2.000 anos AP e 900 ± 200 anos), sendo

esta última relacionada a fase final de retrabalhamento dos sedimentos. O megaleque Caracará é constituído por areias fluviais finas a grossas, moderadas a bem selecionadas, associada a depósitos de canais ativos ou abandonados (Cremon *et al.* 2016). Rossetti *et al.* (2012) obtiveram idades por radiocarbono para os depósitos (marginais e centrais) do megaleque, sendo sua construção associada as fases de 32.700 ± 250 anos, 27.600 ± 280 anos, 19.680 ± 110 anos e seu retrabalhamento final as fases de 4080 ± 40 anos AP e 703 ± 232 anos.

5.4 Formação Areias Brancas

Para esta unidade tem sido utilizada a denominação informal proposta por Berrangé (1973), de Formação Areias Brancas, que corresponde aos sedimentos arenosos que ocorrem na Guiana Inglesa. Esta nomenclatura litoestratigráfica tem sido adotada nos estudos geológicos regionais para definir os depósitos arenosos e areno-sílticos distribuídos irregularmente sobre a Formação Boa Vista, no Estado de Roraima (Melo *et al.* 1978)

Esta formação ocorre sobreposta discordantemente à Formação Boa Vista, possui característica de ambiente eólico e corresponde aos campos de areias que compõem dunas eólicas estacionárias ou arrasadas, desenvolvidas no Pleistoceno Superior-Holoceno em reposta a períodos secos durante o Último Máximo Glacial (Carneiro *et al.* 2003; Zular *et al.* 2016). Em pesquisa recente, Zular *et al.* (2019) estudou um campo de paleoduna localizado a sudoeste de Boa Vista, onde obteve por meio da luminescência opticamente estimulada três intervalos de construção, entre 51.700 a 27.800 anos, 23.100 a 17.200 anos (fase de maior desenvolvimento) e 13.600 a 1.100 anos. O depósito exhibe coloração alaranjada, com granulometria predominante na classe areia fina, mal selecionada, com alta concentração de grãos de quartzo ($> 98\%$), contendo uma assembleia de minerais pesados composta por Zircão, Turmalina, Estauroлита, Rutilo, Silimnita e Cianita. A gênese deste depósito tem sido associada ao Último Máximo Glacial (LGM) e Henrich 1 (HS1), onde a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) estava mais ao sul, fortalecendo os ventos alísios e o clima mais seco na região, formando dunas parabólicas. Dados de suscetibilidade magnética e refletância dos grãos permitiram sua associação com o ambiente eólico, onde a presença de minerais autigênicos como a hematita, que pode ser comumente associada a ambientes mais secos. Esta paleoduna foi inicialmente estudada por Reis *et al.* (2002), descrita como um corpo com orientação NNE-SSW, exibindo aproximadamente 8 km de extensão, 3 km de largura e 10 metros de altura, sendo classificada como do tipo barcana. Internamente, exhibe

aspecto maciço, coloração creme-esbranquiçada a rósea, com granulometria predominantemente areia média, moderadamente selecionada, sendo recoberta por vegetação arbórea e rasteira.

Riker (2002) atribui que as areias dessa unidade provêm do processo de podzolização, no qual o intemperismo que atuou sobre as grauvacas da Formação Boa Vista, promoveu a erosão do topo dessa unidade, acumulando material arenoso na parte superior do perfil, o que ocasionou um rebaixamento da superfície e, posteriormente, retrabalhamento eólico.

5.5 Depósitos Aluvionares Recentes

Os depósitos aluvionares recentes podem ser encontrados com grandes proporções em todos os rios da região de Roraima sendo constituídos principalmente por cascalhos e areias e, em menor proporção, por argilas (DNPM, 1975). Estes depósitos fazem parte da planície de inundação, que caracterizam um terreno plano, inundável no período do inverno (Melo *et al.* 1978).

Nos arredores de Boa Vista, Riker (2005), descreve os aluviões como associados a um sistema fluvial meandrante do Rio Branco, constituído de depósitos residuais de canal (seixos), de barras de meandros (areia) e de planície de inundação (argilas, silte e turfas), cuja gênese está associada ao desmantelamento de unidades mais antigas.

6 ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO AO PERIÓDICO PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS



Pesquisas em Geociências

CAPA SOBRE PÁGINA DO USUÁRIO PESQUISA ATUAL ANTERIORES NOTÍCIAS

Capa > Usuário > Autor > Submissões > #89073 > Sinopse

#89073 Sinopse

SINOPSE AVALIAÇÃO EDIÇÃO

Submissão

Autores: Igor Francisco Torres Araujo Gonçalves
 Título: Aspectos sedimentológicos e microtexturais de uma paleoduna localizada a sudoeste da cidade de Boa Vista, Roraima (RR)
 Documento original: #89073-366791-1-SM.PDF 18/12/2018
 Docs. sup: Nenhum(a) INCLUIR DOCUMENTO SUPLEMENTAR
 Submetido por: Sr Igor Francisco Torres Araujo Gonçalves
 Data de submissão: dezembro 18, 2018 - 23:38
 Seção: Artigos
 Editor: Nenhum(a) designado(a)
 Comentários do Autor: Fábio Luiz Wankler : fabio.wankler@ufr.br.
 Ana Maria Goes : goes@igc.usp.br.
 Dilce de Fátima Rossetti : rossetti@dsr.inpe.br

Submissões Ativas

ATIVO ARQUIVO

ID	MM/DD ENVIADO	SEÇÃO	AUTORES	TÍTULO	SITUAÇÃO
89073	18/12/2018	ART	Torres Araujo Gonçalves	ASPECTOS SEDIMENTOLÓGICOS E MICROTEXTURAIS DE UMA...	Aguardando designação

Aspectos sedimentológicos e microtexturais de uma paleoduna localizada a sudoeste da cidade de Boa Vista, Roraima (RR)

Morphological and microtextured aspects of a paleodune field located southwest of the city Boa Vista, Roraima (RR)

Igor Francisco Torres Araújo GONÇALVES¹, Emílio Alberto Amaral SOARES²

^(1,2)Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGEO), Universidade Federal do Amazonas. Av. Rodrigo Otávio, 6.200, Coroado, CEP 69.077-000, Manaus, Brasil. E-mail: iftag@hotmail.com

Resumo – Embora dunas eólicas sejam melhor estudadas em regiões litorâneas, dunas intracontinentais ainda necessitam de estudos classificatórios e comparativos. No norte da Amazônia, campos de paleodunas arenosas com dezenas de quilômetros de extensão têm sido identificados por meio de produtos de sensores remotos em locais isolados dos estados do Amazonas e Roraima e, sua gênese tem sido associada à atividade eólica nos períodos mais secos do Último Máximo Glacial. A paleoduna de mais fácil acesso, foco deste estudo, localiza-se a sudoeste da cidade de Boa Vista (Roraima), no trecho entre a BR-174 e o Rio Branco. Atualmente é a que apresenta o maior número de dados geocronológicos disponíveis, que permitiram seu posicionamento no Pleistoceno Superior-Holoceno. Sua origem sedimentar é bem definida com base em dados da morfologia deposicional de cristas alinhadas que permitem destacar seus limites no relevo plano da Formação Boa Vista, na porção sudoeste da Bacia do Tacutu, Roraima. Em geral, o aspecto bimodal e assimetria positiva das areias da paleoduna, em associação com dados inéditos de microtexturas superficiais dos grãos, como choques e impactos, permitem corroborar com a interpretação de origem eólica já atribuída em estudos geológicos.

Palavras-chave. Paleodunas, Rio Branco, Roraima, Textura Superficial, Paleoclima

Abstract – Although aeolian dunes are better studied in coastal regions, the intracontinental aeolian dunes still needs classificatory and comparative studies. In the north of Amazon, sandy paleodunes fields with dozend kilometers of extension have been identified by remote sensing products in isolated areas in the states of Amazonas and Roraima and their genesis has been associated with aeolian activity in the driest periods of the Last Glacial Maximum. The most accessible paleodune, focus of this study, is located southwest of the city Boa Vista (Roraima), in the patch between BR-174 and Branco River. Actually is the one that presents the most number of available geochronological data, which allowed this positioning in Late Pleistocene – Holocene. Your sedimentary origin is well defined based on depositional morphology of aligned ridges that allow to highlight your limits in the plan relief of the Boa Vista Formation in the southwest portion of the Tacutu Basin, Roraima. In general, the bimodal aspect and positive skewness of the sand paleodune, in association with unpublished data of surface microtextures of the grains, such as schock and impacts, allow corroborating with

the interpretation of aeolian origin already attributed in geological studies.

Keywords. Paleodunes, Branco River, Roraima, Surface Texture, Paleoclimate

1. INTRODUÇÃO

No Brasil, dunas eólicas costeiras têm sido melhor estudadas (Gianinni, 1993; Silva, 2002; Sawakuchi *et al.* 2008; Fernandez *et al.* 2017) quando comparadas as dunas interiores, onde existe uma carência de dados em função da dificuldade de acesso e escassez de estudos sedimentológicos, estratigráficos e geocronológicos detalhados, principalmente na Amazônia (Carneiro & Zinck, 1994; Latrubese & Nelson, 2001; Carneiro *et al.* 2002; Teeuw & Rhodes, 2004; Zular *et al.* 2019).

Nas últimas décadas, campos de dunas atribuídas a atividade eólica foram identificados por meio de análises de produtos de sensores remotos e fotografias aéreas em locais “remotos” da Amazônia, em particular nos estados de Roraima e Amazonas (Carneiro & Zinck, 1994; Latrubese & Nelson, 2001; Reis *et al.* 2002; Teeuw & Rhodes, 2004). Foram identificados pelo menos 5 campos arenosos, com dezenas de quilômetros de extensão, que exibem cristas alinhadas preferencialmente na direção NE-SW. A gênese desses corpos tem sido atribuídas a ação de corredores eólicos nas épocas mais secas do último período glacial e confirmam importantes mudanças climáticas em alguns setores da Amazônia no Quaternário (Carneiro & Zinck, 1994; Latrubese & Nelson, 2001; Carneiro *et al.* 2002, 2003; Teeuw & Rhodes, 2004).

Inicialmente, dados geocronológicos pontuais obtidos por luminescência de cristais em duas paleodunas permitiram definir pelo menos dois intervalos de tempo para seu desenvolvimento. Na paleoduna do Rio Negro, norte do Amazonas, Carneiro *et al.* (2002) obtiveram idades entre 32.000 a 7.800 anos, enquanto para o paleoduna da Savana Rupununi, leste de Roraima e Sul da Guiana, Teeuw & Rhodes (2004) obtiveram idades entre 17.000 a 15.000 anos. Adicionalmente, dados geocronológicos de Zular *et al.* (2019) para uma paleoduna localizada a sudoeste da cidade de Boa Vista (Roraima), indicam sua maior fase de desenvolvimento entre 23.100 a 17.200 anos, em função da diminuição da precipitação e fortalecimento dos ventos alísios para NE durante o Último Máximo Glacial (LGM), associada a mudança da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o Hemisfério Sul.

Neste estudo, a análise geomorfológica aliada a dados sedimentológicos e microtexturais da paleoduna estudada por Zular *et al.* (2019), ajudaram na elaboração de um modelo deposicional, considerando principalmente os principais eventos paleoclimáticos e

tectônicos que influenciaram a sedimentação nesta porção da Amazônia, no Pleistoceno Tardio - Holoceno.

2. Área, materiais e métodos

2.1 Localização da área

A paleoduna, foco deste estudo, localiza-se a sudoeste da cidade de Boa Vista (Estado de Roraima), entre a BR-174 e a margem direita do Rio Branco, tendo acesso por estradas secundárias e melhores exposições em locais de extração de areia, na sua porção oeste (Figura 6).

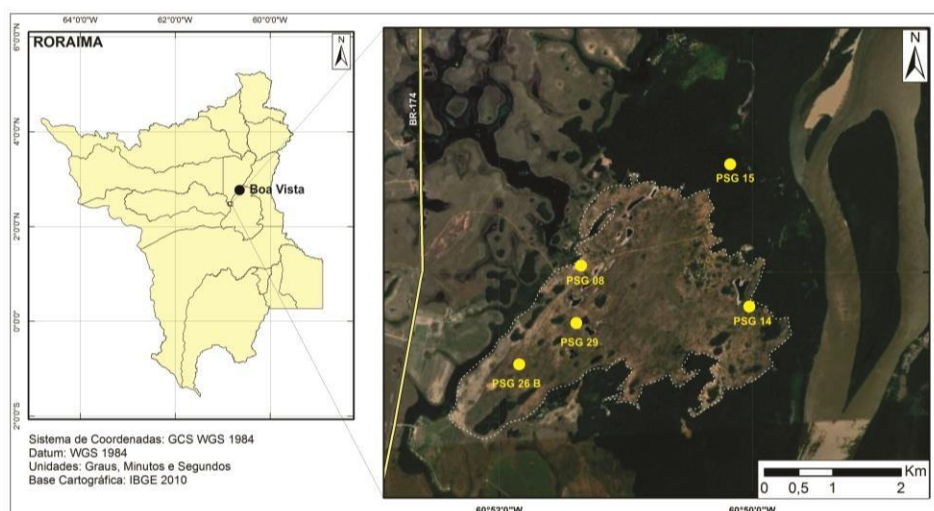


Figura 6 - Mapa do Estado de Roraima indicando a área de estudo (retângulo preto), a sudoeste da cidade de Boa Vista. Detalhe da Paleoduna (linha tracejada branca) com a localização dos pontos estudados (círculos amarelos com sigla PSG), bem como as principais estradas e rios da região (Fonte: Google Earth, 2018).

Figure 6 - Location map of the State of Roraima indicating the study area (black rectangle), southwest of Boa Vista. Detail of the paleodune (white dashed line) with the location of sites studied (yellow circles with PSG sigle), as well the main roads and rivers of the region (Source : Google Earth, 2018).

2.2 Contexto geológico e geocronológico regional

De norte ao sul do continente Sul-Americano, paleodunas associadas a atividades eólicas vêm sendo identificadas e mapeadas por meio de produtos de sensores remotos (Tripaldi & Zárate 2016). Ao sul do continente, destacam-se as paleodunas dos Andes Piemonte (Noroeste da Argentina) com 24.000 a 14.000 anos (Tripaldi *et al.* 2011) e dos Pampas Ocidentais (região central da Argentina) com idades entre 42.700 a 30.000 anos (Latrubese & Ramonell, 2010) e 95.000 a 65.000 anos (Tripaldi & Forman, 2007). As mais centrais são representadas pelas paleodunas das bacias do Rio São Francisco (Bahia, nordeste

do Brasil) com intervalos de idades entre 28.000 a 11.000 anos; 9.000 a 4.000 anos e 4.000 a 900 anos (Barreto *et al.* 1999; De Oliveira *et al.* 1999) e do Alto Rio Paraná (Mato Grosso, centro-oeste do Brasil) com 10.100 a 8.300 anos, 6.100 a 5.500 anos e 3.700 a 2.600 anos (Parolin & Stevaux, 2006), além do Gran Chaco (fronteira Paraguai e Bolívia) com intervalos de idades entre 36.000 a 33.000 anos; 18.000 anos; 14.000 a 12.000 anos e 10.000 a 9.000 anos (Latrubese *et al.* 2012). No norte, destacam-se as dunas dos Llanos do Orinoco (fronteira Venezuela-Colômbia), com idades entre 11.100 a 12.300 anos (Roa Morales, 1979). Nas últimas décadas, o avanço dos *softwares* na Amazônia impulsionou estudos com produtos de sensoriamento remoto, revelando extensos depósitos sedimentares predominantemente arenosos, que atingem dezenas de quilômetros de extensão, como as paleodunas eólicas (Carneiro & Zinck, 1994; Latrubese & Nelson, 2001; Teeuw & Rhodes, 2004; Zular *et al.* 2019) e megaleques (Zani *et al.* 2011; Rosseti *et al.* 2012) (Figura 7). Entretanto, dados de datação desses corpos arenosos ainda são escassos e tiveram um grande impulso nos últimos anos com a aplicação do método da luminescência de cristais, que permitiram definir períodos relacionados ao seu desenvolvimento e fases de retrabalhamento.

Inicialmente, Carneiro & Zinck (1994) identificaram campos de paleodunas arenosas na Venezuela e Brasil (Roraima e Amazonas) e associaram sua gênese à atividade eólica. Da mesma forma, Latrubese & Nelson (2001) definiram os campos de Caumé e Tacutu, na divisa de Roraima com a Guiana Inglesa, onde definiram uma seleção dos grãos e alinhamento das cristas na direção preferencial (NE-SW) do vento, associando sua gênese a corredores eólicos do Quaternário. Posteriormente, paleodunas foram identificadas por Carneiro *et al.* (2003) nas bacias dos rios Negro e Branco (Brasil) e Orinoco (Colômbia e Venezuela), com cristas alinhadas no mesmo sentido, que definem mudanças na direção média dos ventos na Amazônia, em diferentes épocas do ano, desde o passado até o presente.

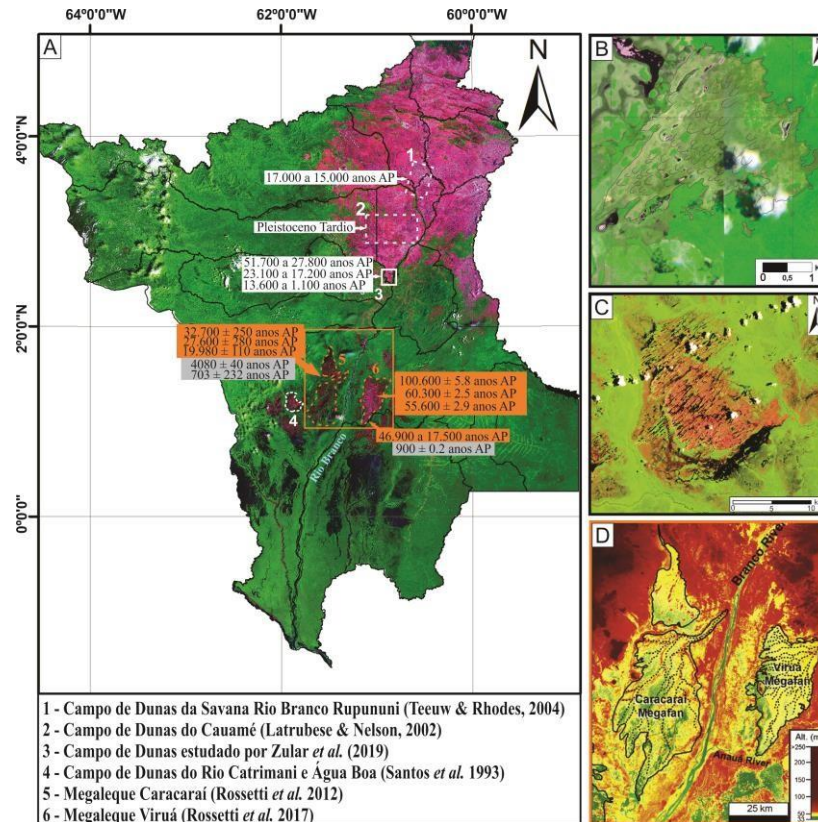


Figura 7 -A) Mapa do Estado de Roraima com as localizações dos campos de dunas (linha tracejada branca) e megaleques (linha tracejada laranja), enumerados de 1 a 6, com a indicação das respectivas idades (sedimentação e retrabalhamento) e estudos correspondentes. B) Detalhe da paleoduna (número 3) estudada por Zular *et al.* (2019) e foco deste estudo, destacando as cristas alinhadas na direção NE-SW. C) Campo de paleodunas do Rio Catrimani e Água Boa (número 4), estudada por Santos *et al.* (1993), com cristas alinhadas na direção NE-SW. D) Detalhe dos megaleques Caracarái e Viruá (números 5 e 6), estudados por Rossetti *et al.* (2012, 2017) e Cremon *et al.* (2016). Fonte : Modificado de imagens do satélite Landsat 5 (A) e RapidEye (B,C). Fonte: Earth Explorer.usgs.gov.

Figure 7– A) Map of the state of Roraima with the locations of dune fields (white dashed line) and megafans (orange dashed line), listed from 1 to 6, indicating their respective ages (sedimentation and reworking) and corresponding studies. B) Detail of the paleodune (number 3) studied by Zular *et al.* (2019) and focus of this study, detaching the aligned ridges in the NE-SW direction. C) Paleodune field of the Catrimani and Água Boa river (number 4), studied by Santos *et al.* (1993), with aligned ridges in the NE-SW direction. D) Detail of the megafans Caracarái and Viruá (numbers 5 and 6), studied by Rossetti *et al.* (2012, 2017) and Cremon *et al.* (2016). Source: Modified satellite images Landsat 5 (A) and RapidEye (B,C). Source: Earth Explorer.usgs.gov.

Com a aplicação do método de luminescência de cristais, foram obtidos intervalos de idade de 32.000 a 8.000 anos e 17.000 a 15.000 anos, respectivamente, para as construções das paleodunas da Bacia do Rio Negro, no norte da Bacia do Amazonas (Carneiro *et al.* 2002) e da Savana Rio Branco-Rupununi, que se estende do nordeste de Roraima até a fronteira com a Venezuela e Guiana Inglesa (Teeuw & Rhodes, 2004) (Figura 2).

Em pesquisa recente, Zular *et al.* (2019) estudou um campo de paleoduna localizado a sudoeste de Boa Vista, onde obteve por meio da luminescência opticamente estimulada três intervalos de construção, entre 51.700 a 27.800 anos, 23.100 a 17.200 anos (fase de maior

desenvolvimento) e 13.600 a 1.100 anos. O depósito exhibe coloração alaranjada, com granulometria predominante na classe areia fina, mal selecionada, com alta concentração de grãos de quartzo (> 98%), contendo uma assembleia de minerais pesados composta por Zircão, Turmalina, Estaurolita, Rutilo, Silimnita e Cianita. A gênese deste depósito tem sido associada ao Último Máximo Glacial (LGM) e Henrich 1 (HS1), onde a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) estava mais ao sul, fortalecendo os ventos alísios e o clima mais seco na região, formando dunas parabólicas e lineares. Dados de suscetibilidade magnética e refletância dos grãos permitiram sua associação com o ambiente eólico, onde a presença de minerais autigênicos, como a hematita, pode ser comumente associada a ambientes mais secos. Esta paleoduna foi inicialmente estudada por Reis *et al.* (2002), com orientação NNE-SSW, exibindo aproximadamente 8 km de extensão, 3 km de largura e 10 metros de altura, sendo classificada como do tipo barcana. Internamente, exhibe aspecto maciço, coloração creme-esbranquiçada a rósea, com granulometria predominantemente areia média, moderadamente selecionada, sendo recoberta por vegetação arbórea e rasteira.

Para os depósitos de paleodunas do norte da Amazônia tem sido utilizada a denominação informal proposta por Berrangé (1973), de Formação Areias Brancas, que corresponde aos sedimentos arenosos que ocorrem na Guiana Inglesa. Esta nomenclatura litoestratigráfica tem sido adotada nos estudos geológicos regionais para definir os depósitos arenosos e areno-silticos distribuídos irregularmente sobre a Formação Boa Vista, no Estado de Roraima (DNPM/CPRM 1978).

Além das paleodunas citadas, na porção sul de Roraima ocorrem também extensos depósitos de megaleques, com dezenas de quilômetros de comprimento e largura, morfologia triangular, sendo que os principais são denominados informalmente de Viruá e Caracará (Rosseti *et al.* 2012) (Figura 2D). O Megaleque Viruá exhibe na superfície feições de paleocanais radiais, sendo constituído predominantemente por areias fluviais quartzosas finas a muito finas, localmente grosseiras, moderadamente a bem selecionadas (Rosseti *et al.* 2012). Dados de datação por luminescência opticamente estimulada do estudo de Rosseti *et al.* (2017) permitiram estabelecer idades para a porção central (100.600 ± 5.800 anos, 60.300 ± 2.500 anos e 55.600 ± 2.900 anos) e bordas (46.900 ± 3.400 a 17.500 ± 2.000 anos AP e 900 ± 200 anos), sendo esta última relacionada a fase final de retrabalhamento dos sedimentos (Figura 2). O megaleque Caracará é constituído por areias fluviais finas a grossas, moderadas a bem selecionadas, associada a depósitos de canais ativos ou abandonados (Cremon *et al.* 2016). Rossetti *et al.* (2012) obtiveram idades por radiocarbono para os depósitos (marginais e centrais) do megaleque, sendo sua construção associada as fases de 32.700 ± 250 anos,

27.600 ± 280 anos, 19.680 ± 110 anos e, seu retrabalhamento final, as fases de 4.080 ± 40 anos e 703 ± 232 anos.

As paleodunas e megaleques se sobrepõem discordantemente aos depósitos sedimentares da Formação Boa Vista, aflorantes em grande parte da Bacia do Tacutu, Roraima. Esta unidade foi proposta por Barbosa & Ramos (1959), sendo constituída principalmente por areias e areias argilosas, com camadas de cascalhos intercalados (Montalvão *et al.* 1975) e lateritos (Vaz *et al.* 2007), depositados provavelmente em ambiente fluvio lacustrino (Sena Costa *et al.* 1996) ou leques aluviais (Riker & Horbe, 2007), no Pleistoceno-Holoceno (Vaz *et al.* 2007). Esta região está inserida no domínio Guiana Central, onde afloram também unidades paleoproterozóicas (Grupo Caurane, Suíte Intrusiva Serra da Prata e Suíte Metamórfica Rio Urubu) e mesoproterozóicas (Suíte Intrusiva Mucajá).

Na região ocorrem também depósitos aluvionares associados ao Rio Branco, com depósitos residuais de canal, de barras de meandro e de planície de inundação (CPRM, 2002), constituídos de areias e cascalhos e, em menor proporção, de argilas (Montalvão *et al.* (1975).

2.3 Contexto paleoclimático na Amazônia

Na Amazônia, mudanças paleoclimáticas vêm sendo amplamente discutidas ao longo das últimas seis décadas (Absy *et al.* 1993), quando biogeógrafos, zoólogos, geólogos e outros especialistas indicaram a ocorrência de períodos secos no Quaternário por meio da Teoria dos Refúgios (Haffer, 1967,1969,1974; Vanzolini, 1970, 1973).

A partir desta teoria, que associa os períodos secos do Pleistoceno à redução da floresta em áreas isoladas ou refúgios, diversas pesquisas palinológicas (associadas a dados de datação por radiocarbono) começaram a ser desenvolvidas para tentar explicar a complexa história do paleoclima amazônico. Períodos secos foram identificados por Absy (1982) em 4.000, 2.700 a 2.000, 1.500, 1.200, 700 a 400 anos AP nos lagos da Amazônia Central (Amazonas) e de Roraima, por Sá *et al.* (2016), entre 1.200 a 700 anos AP e 2.500 a 2.000 anos AP, também em lagos da Amazônia Central e por D'apollito *et al.* (2013), entre 60.000 a 35.000 anos AP, no Lago da Pata (Noroeste da Amazônia).

No mesmo contexto, Absy *et al.* (1993) identificaram em lagos isolados do platô sul da Serra de Carajás (PA), importantes mudanças climáticas na vegetação amazônica, caracterizada por ciclos com predominância da savana em relação a floresta úmida, entre 60.000, 40.000 e 23.000 a 11.000 anos AP, enquanto que entre 7.500 a 3.000 anos AP se tem evidências de paleoqueimadas, marcadas por restos vegetais carbonizados. Do mesmo modo, a pesquisa de escala regional de Ledru *et al.* (1998) em lagos do Norte, Sudeste e Sul do

Brasil, identificaram períodos secos entre 24.000 a 17.000 anos AP, enquanto os estudos de Behling & Hoogmestra (1998) em cinco lagos do norte da Colômbia, apontaram períodos secos coincidentes com os encontrados no Brasil, entre 18.290 a 10.690 anos AP e 5.500 a 3.850 anos AP.

Na Amazônia, os períodos de maior aridez com evidências de paleoqueimadas tem sido identificados pela presença de vestígios de carvão ou restos carbonizados em solos ou lagos. Com base na presença de fragmentos de carvão em solos da região da transamazônica, Soubés (1980) inferiu que a floresta foi devastada por grandes incêndios entre 6.000 a 3.000 anos AP. Do mesmo modo, Cordeiro *et al.* (1997) identificaram no platô laterítico na Serra norte de Carajás, quatro fases de paleoqueimadas: a) Fase seca com altos incêndios (6.950 a 4.700 anos AP); b) Fase mais úmida com incêndios (4.700 a 1.100 anos AP); c) Fase seca com incêndios de pequenas proporções (1.100 a 150 anos AP) e d) Fase úmida atual (150 anos AP a atualidade). Na região do Morro dos Seis Lagos, Cordeiro *et al.* (2011) indicaram três fases de paleoqueimadas, indicativas de incêndios regionais devido a menor acumulação de carvão, entre 50.000 a 26.300 anos AP, 26.300 a 15.300 anos AP e 15.300 a 10.000 anos AP. Na região de Manaus, fragmentos de carvão em solos são indicativos de paleoqueimadas entre 1.750 a 500 anos AP (Piperno & Becker, 1996) e 1.530 a 1.170 anos AP (Santos *et al.* 1999). No sudeste do Brasil, fragmentos de carvão em depósitos arenosos são evidências de paleoqueimadas entre de 8.500 a 6.500 anos AP (Melo, 1995).

Estudos paleoclimáticos propõem que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é o mais importante sistema para geração da precipitação sobre as regiões equatoriais oceânicas e continentes adjacentes, onde o maior tempo de permanência da ZCIT no hemisfério norte ou sul, faz com que haja intensas mudanças na precipitação, além de causar o fortalecimento ou enfraquecimento de ventos alísios de NE e SE (Uvo, 1989). As mudanças climáticas que ocorreram no continente sul-americano durante o Último Máximo Glacial, foram ocasionadas pela migração da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) para o Hemisfério Sul, fazendo com houvesse um maior prolongamento de períodos secos e ventos mais fortes, ampliando as mudanças sazonais (Haug *et al.* 2001; Schneider *et al.* 2014; Maia *et al.* 2005).

Em consequência disto, surgiram as paleodunas que passaram a ser consideradas evidências representativas de mudanças climáticas no Quaternário da Amazônia, cuja gênese está relacionada aos períodos de maior aridez em corredores eólicos (Carneiro *et al.* 2002; Teeuw & Rhodes, 2004, Tripaldi & Zárata 2016; Zular *et al.* 2019). Como maior exemplo, o estudo de Zular *et al.* (2019) interpreta três fases para o desenvolvimento de uma paleoduna localizada a sudoeste de Roraima (Figura 2, detalhe A), onde o fortalecimento dos ventos

alísios durante o Último Máximo Glacial e período de Henrich-1, combinados com a mudança persistente da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o Hemisfério Sul, marcam sua maior fase de desenvolvimento.

Em contrapartida as evidências de mudanças paleoclimáticas citadas, alguns estudos, como o Colinvaux *et al.*, (2000) e Colinvaux & Oliveira (2000), questionam os dados palinológicos, sedimentológicos (linhas de pedra) e geomorfológicos (paleodunas) enfatizando que não são indicativos de períodos de aridez no Quaternário da Amazônia.

2.4 Materiais e Métodos

Os aspectos morfológicos da paleoduna em estudo foram obtidos por meio de imagens Landsat-8 e fotografias aéreas (1:100.000), complementados por seções panorâmicas e colunares. A análise granulométrica foi efetuada no Laboratório de Sedimentometria do Serviço Geológico do Brasil (CPRM-AM), por meio do granulômetro a laser (Modelo Malvern Masterdize 2000 - MALVERN) com range de 0.02 a 2.000 microns. Os dados foram tratados com o software Sysgran 3.0 (Camargo, 2006), que utiliza por base as fórmulas de Folk & Ward (1957). A separação densimétrica dos minerais pesados e leves (0,062-0,125 mm e 0,125 a 0,250 mm) e montagem das lâminas de grãos foram efetuadas no Laboratório de Sedimentologia do DEGEO-UFAM.

A descrição das lâminas de minerais pesados consistiu em uma avaliação qualitativa, onde foram observadas as feições diagnósticas características dos minerais, descritas na literatura por Mange & Maurer (1992) e Nesse (2004). Para a avaliação quantitativa contaram-se cerca de 250 a 300 grãos de minerais transparentes por lâmina fazendo uma varredura sistemática (Galehouse 1969) para a determinação das assembleias mineralógicas e frequências relativas dos diferentes minerais encontrados. O grau de maturidade mineralógica foi obtido pelo cálculo de índice ZTR (Zircão, Turmalina e Rutilo), segundo Hubert (1962). Na análise de minerais leves foram contados cerca 300 grãos em cada lâmina, para a avaliação dos graus de arredondamento e esfericidade com base na Tabela de Powers (1953).

Na análise microtextural, foram analisados cerca de 100 grãos de quartzo no Microscópio Eletrônico de Varredura (QUANTA-250) com analisador de espectroscopia por dispersão de raios-x (EDS-EDAX) do Laboratório de Técnicas Analíticas do DEGEO (UFAM), onde foram feitas as capturas de imagens. Na identificação das microtexturas foram utilizados o *Atlas of Sand Grains Surface Textures and Applications* (Mahaney, 2002) e artigos científicos especializados (Kuenen & Perdok 1962; Margolis & Krinsley, 1971; Mussonda, 1987).

3. Resultados

O corpo arenoso de paleoduna, foco deste estudo, foi o mesmo analisado por Zular *et al.* (2019). É alongado na direção NNE-SSW, exibe cerca de 8,0 km de extensão e 3,0 km de largura, sendo posicionado aproximadamente nas cotas de 102 a 121 metros, sobreposto discordantemente sobre a Formação Boa Vista, com limites bem definido pela quebra negativa do relevo (Figuras 6 e 8).

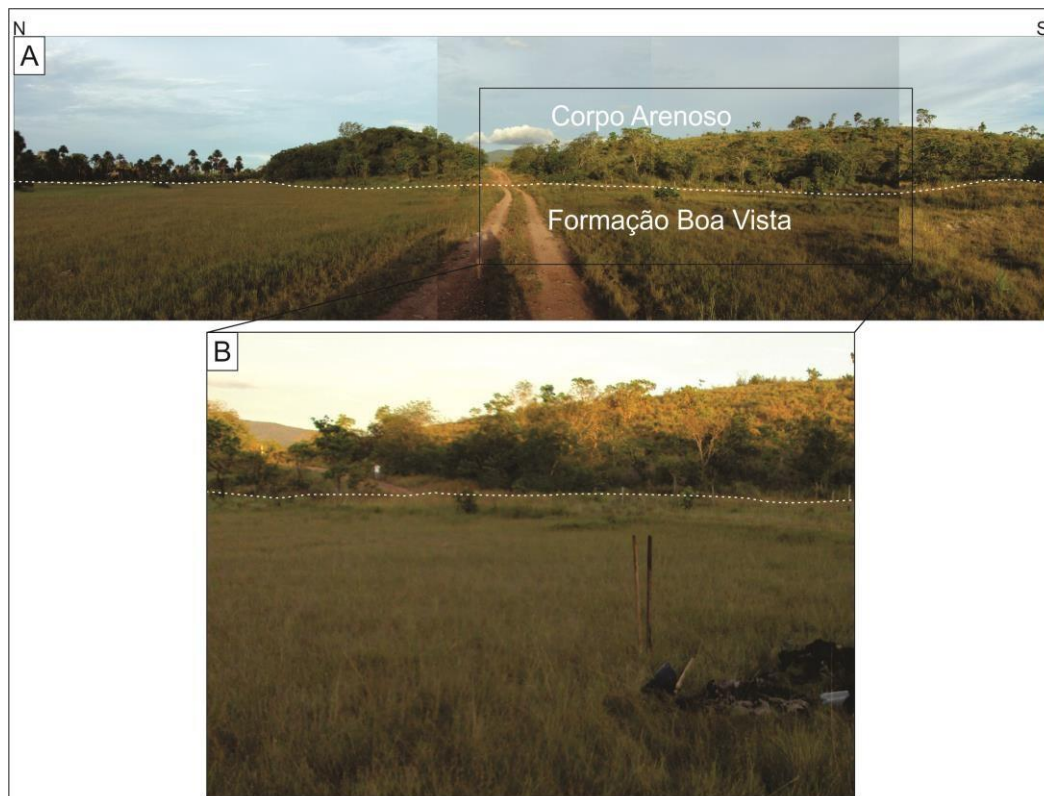


Figura 8 - Seção Panorâmica do ponto PSG 16 (A) mostrando o contato (linha tracejada branca) entre a paleoduna arenosa em estudo e os depósitos da Formação Boa Vista sotopostos, destacado por quebra negativa do relevo.

Figure 8 – Panoramic section of point PSG 16 (A) showing the contact (white dashed line) between the sandy body in study and the Boa Vista Formation deposits below, detached by the relief breaking.

A porção externa do campo é constituída por morros e colinas recobertos por vegetação arbustiva, além de árvores de pequeno a médio porte. A porção interna é constituída por dunas parabólicas, com cristas e depressões bem definidas, cuja aferições de campo indicam altura aproximada de 30 a 40 metros, com lagos interduna de formas e tamanhos variados (Figura 9 A e B). As dunas exibem cristas sinuosas, com sentido para SW, e variam de 120 a 280 metros de largura e 170 a 1.100 metros de comprimento.



Figura 9 - Morfologia deposicional das cristas e depressões da paleoduna em estudo (Ponto PSG 14) recoberta por vegetação arbustiva e árvores esparsas (Seção A) com lago interduna (Seção B).

Figure 9 – Depositional morphology of the ridge and depression of the paleodune in study (Point PSG 14) covered by shrub vegetation and sparse trees (Section A) with interdune lake (Section B).

Internamente, apresenta coloração bege-amarelada, sendo constituída principalmente por grãos de quartzo e, em menor quantidade, por feldspato e minerais opacos (Figuras 10, 11, 12, 13). Os grãos são moderadamente selecionados, predominando a granulometria média, com variações locais para grossa (Ponto PSG 15) e fina (Ponto PSG 29). Variam de subarredondados a angulosos e exibem predominantemente baixa esfericidade (Figuras 14 e 15).

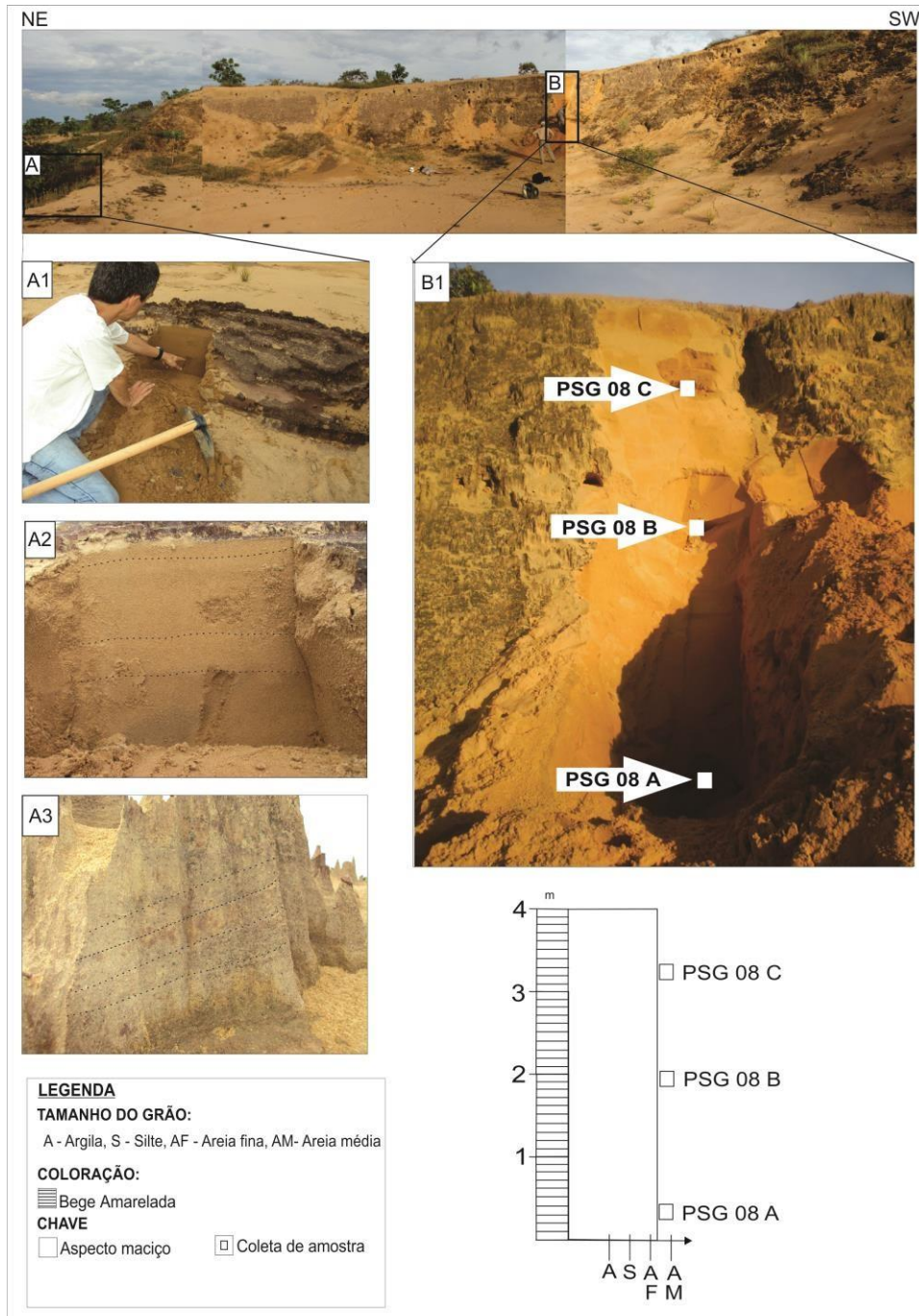


Figura 10 - Seção Panorâmica e colunar do afloramento da porção noroeste da paleoduna em estudo (Ponto PSG 08), mostrando o aspecto geral maciço, exibindo porções com estratificação incipiente marcado por linhas tracejadas preta nos detalhes A1, A2, A3, destacando na seção colunar os níveis de coleta das amostras para análise granulométrica (Detalhe B1).

Figure 10 - Panoramic and columnar section of the outcrop of the northwest portion of paleodune under study (Point PSG 08), showing the general massive appearance, exhibiting portions with incipient stratification marked by black dashed lines in details A1, A2, A3, detaching in the columnar section the levels of sample collection for granulometric analysis (Detail B1).

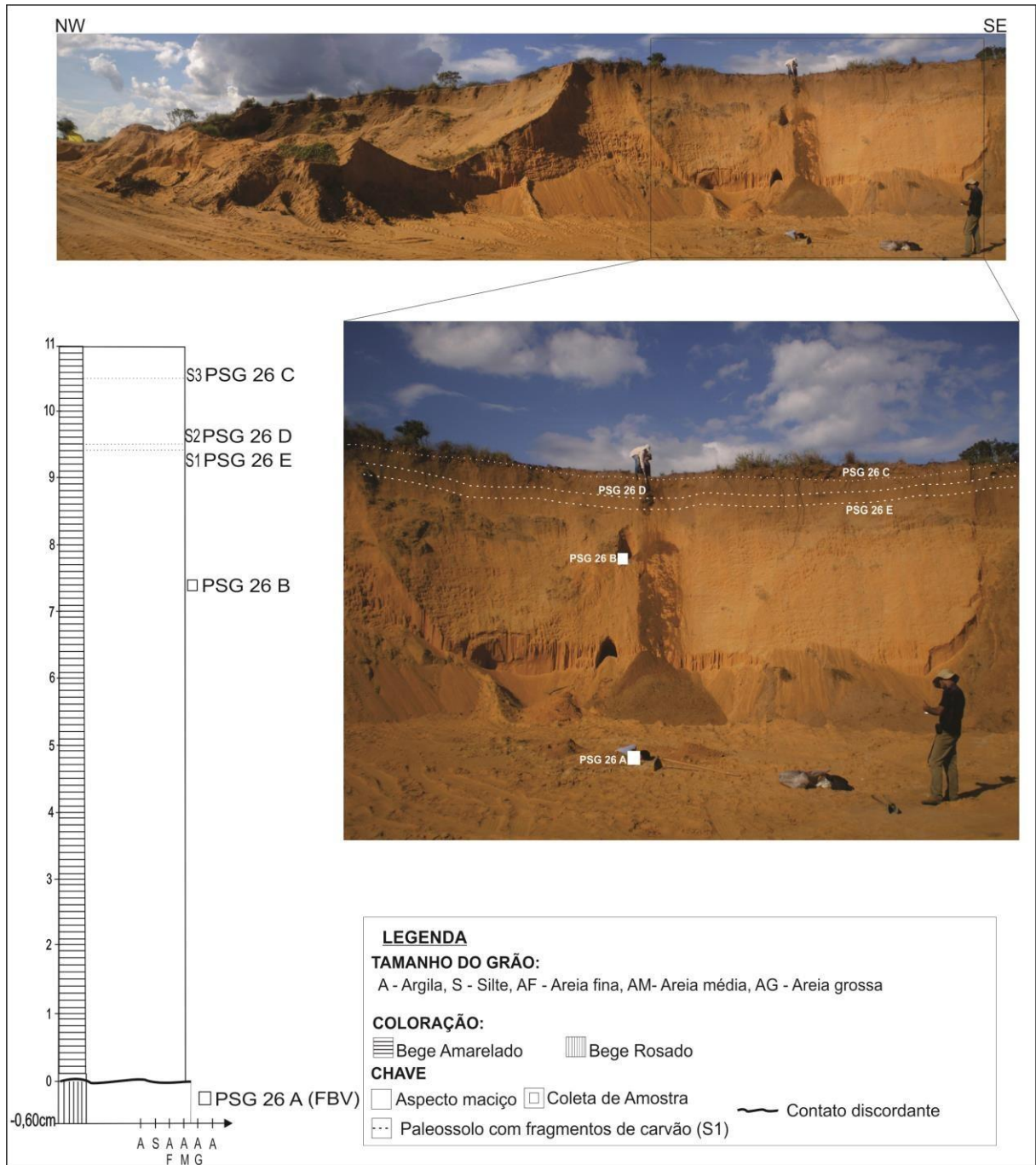


Figura 11 - Seção panorâmica e colunar da porção sul da paleoduna (Ponto PSG 26) mostrando a relação de contato com a Formação Boa Vista sotoposta (linha preta ondulada), com destaque aos locais de coleta das amostras. As linhas tracejadas (em branco) na porção superior da seção (indicadas pelos pontos PSG 26 C, D, E), indicam níveis delgados e contínuos de paleossolos com fragmentos de carvão.

Figure 11 – Panoramic and columnar section of the southern portion of the paleodune (Point PSG 26) showing the contact relation with the Boa Vista Formation below (wavy black line), detaching the sample collection sites. The dashed lines (white) in the upper portion of the section (indicated by points PSG 26 C, D, E), indicate thin and continuous levels of paleosols with charcoal fragments.

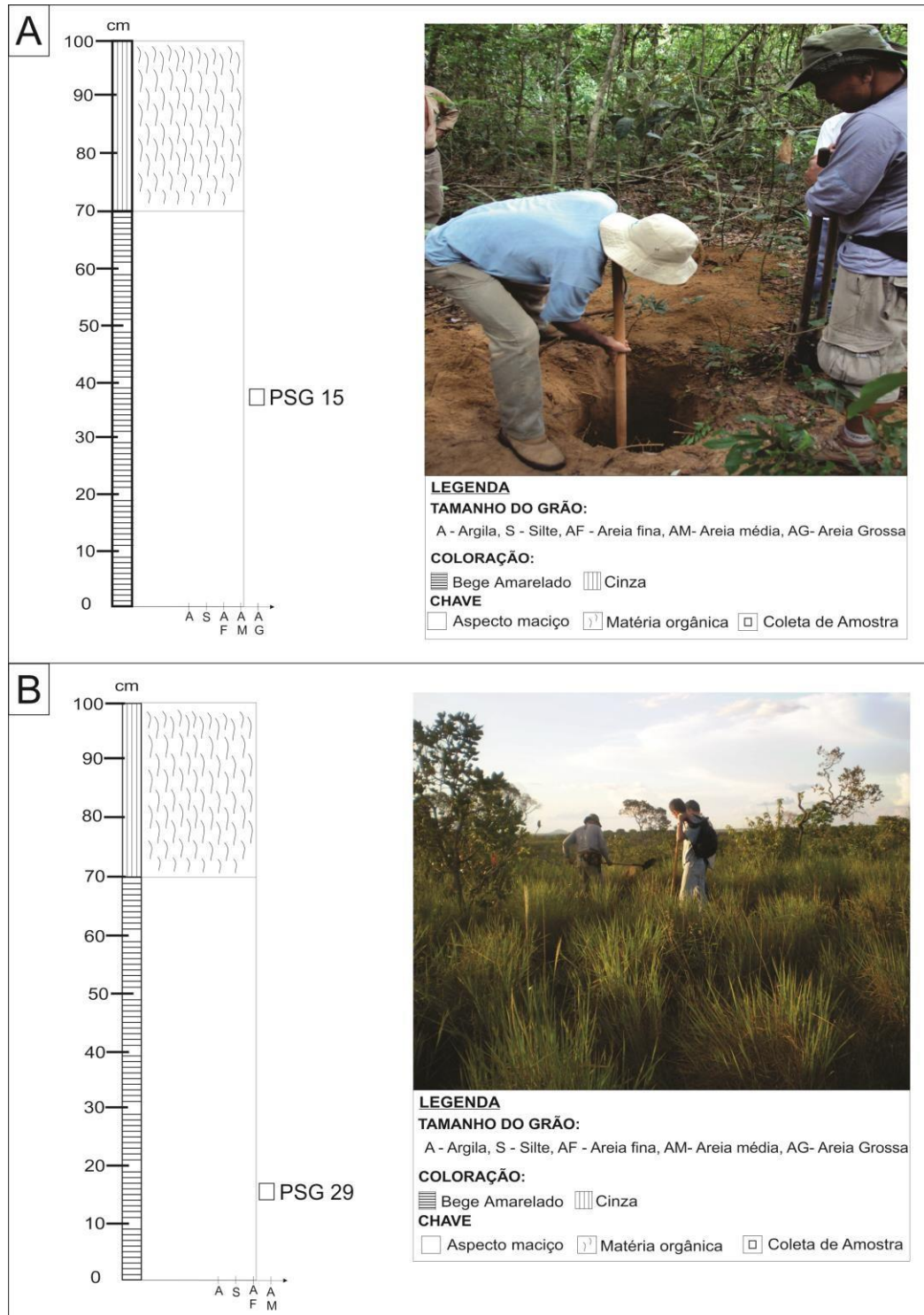


Figura 12 – Seção colunar das trincheiras escavadas nas porções norte e sul da paleoduna, nos pontos PSG 15 e PSG 29, respectivamente, mostrando a predominância da classe areia fina e média e o aspecto maciço da paleoduna, bem como as indicações dos locais de coleta de amostras.

Figure 12 – Columnar section of excavated trenches in the northern and southern portions of paleodune, at PSG 15 and PSG 29, respectively, showing the predominance of the fine and medium sand class and the massive aspect of the paleodune, as well the indications of the sample collection sites.

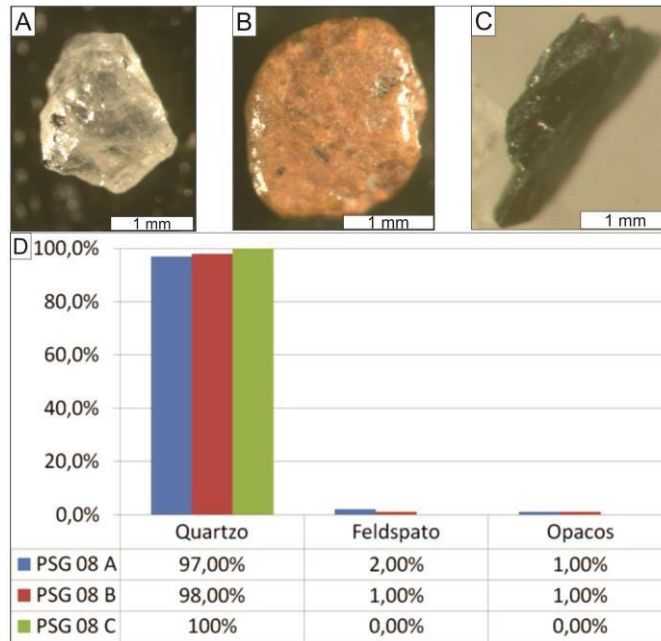


Figura 13 – Predominância de grãos de Quartzo (Detalhe A) e, mais restritamente, de Feldspato (Detalhe B) e os Opacos (Detalhe C), nas amostras do ponto PSG 08, com o respectivo percentual da composição mineralógica (Detalhe D).

Figure 13 – Predominance of Quartz grains (Detail A) and, more strictly, Feldspar (Detail B) and Opaque (Detail C), in the samples of point PSG 08, with the respective percentage of the mineralogical composition (Detail D).

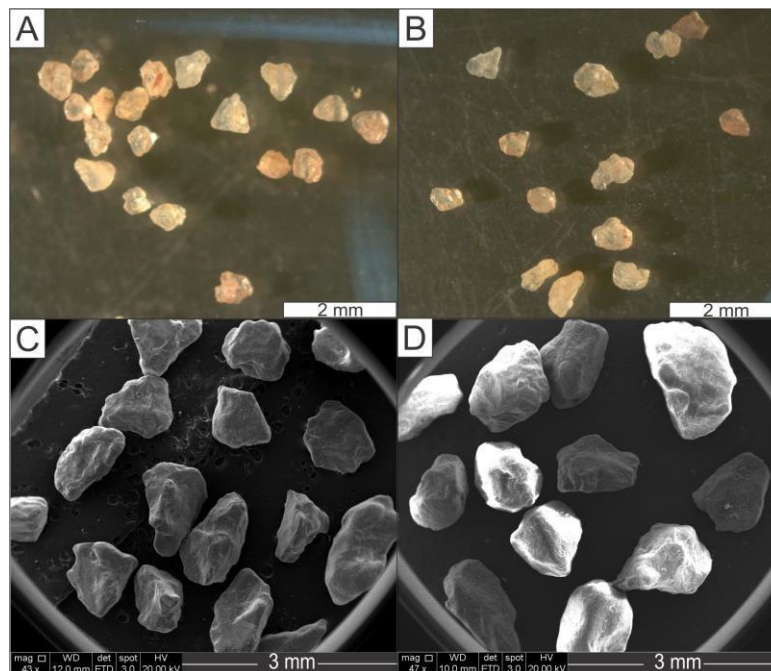


Figura 14 – Análises de lupa binocular (Detalhes A e B) e MEV (Detalhes C e D), mostrando o predomínio de grãos de quartzo subarredondados, subangulosos e angulosos, com esfericidade variando de alta a baixa nas amostras nos pontos PSG 08 (Detalhes A e C) e PSG 08 B (Detalhes B e D).

Figure 14 – Binocular loupe analysis (Details A and B) and MEV (Details C and D), showing the predominance of quartz grains subrounded, subangular and angular, with the sphericity varying from high to low in samples from points PSG 08 (Details A and C) and PSG 08 B (Details B and D).

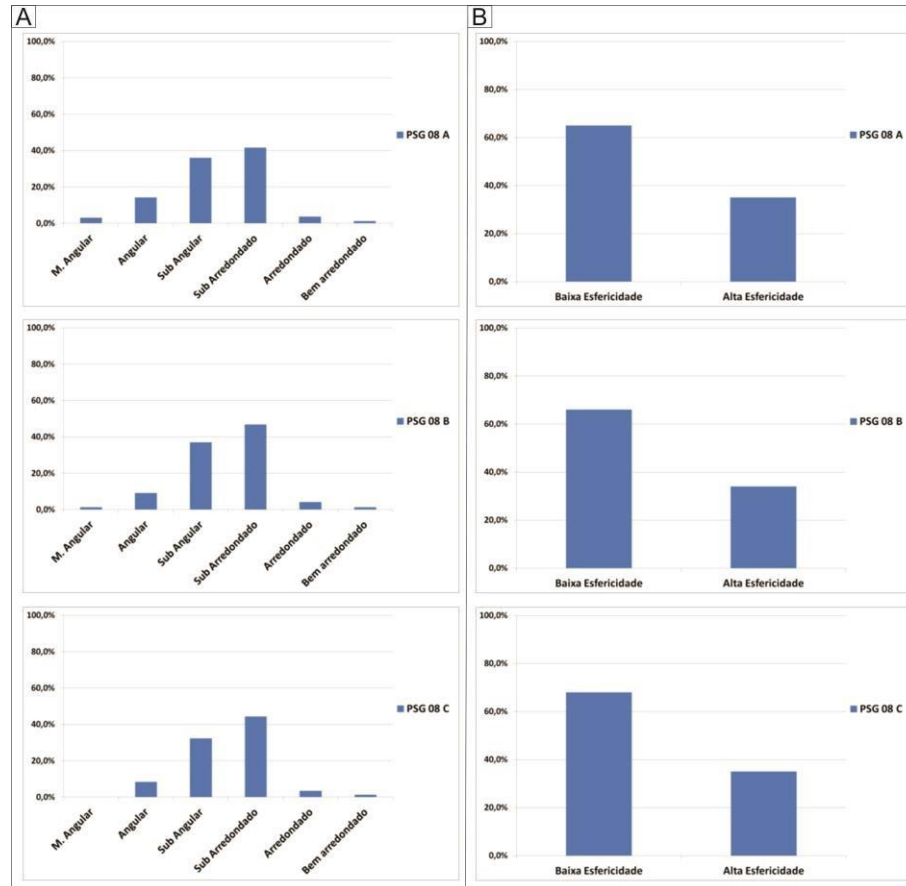


Figura 15 – Histogramas mostrando a predominância de grãos subarredondados, subangulosos e angulosos (Detalhe A) e o predomínio de grãos com baixa esfericidade nas amostras do ponto PSG 08.

Figure 15 – Histograms showing the predominance of subarranged, subangular and angular grains (Detail A) and the predominance of grains with low sphericity in the sample of site PSG 08.

Em geral, a unidade exibe aspecto maciço, conforme representado nas figuras 10 (PSG 08 A,B,C), 11 (PSG 26 B) e 12 (PSG 15 e 29), sendo possível definir localmente tênues planos de estratificação plano-paralela, marcados por diferença granulométrica (Figura 5, PSG 08 A). Localmente, na porção superior da paleoduna (Ponto PSG 26 B) ocorrem níveis delgados (espessura centimétrica) e contínuos de paleossolos, que se estendem por dezenas de metros e contém fragmentos milimétricos e centimétricos de carvão (Figura 11).

A análise estatística (Figura 16) das areias indicou a predominância da classe granulometria média, com seleção moderada, além de valores de curtose que se concentram no campo da mesocúrtica, com exceções nas amostras PSG 08 B (platicúrtica), PSG 14 (leptocúrtica) e PSG 15 (muito leptocúrtica). A assimetria dos sedimentos varia entre muito positiva (PSG 15), positiva (PSG 08 A, B, C; PSG 14; PSG 29) e aproximadamente simétrica (PSG 26 B).

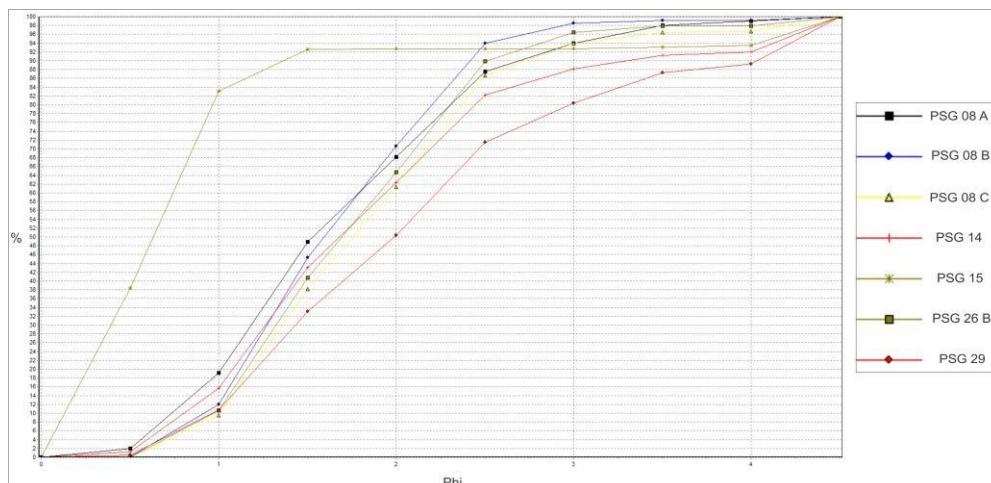


Figura 16 – Curvas de distribuição granulométricas das amostras da paleoduna, mostrando a predominância da classe areia média (PSG 08 A, B,C; PSG 14; PSG 26B) com duas exceções, de areia grossa (PSG 15) e fina (PSG 29).

Figure 16 – Particle size distribution curves of paleodune samples, showing the predominance of the mediu sand class (PSG 08 A,B,C,14,26 B) with two exceptions, of coarse sand (PSG 15) and fine sand (PSG 29).

A análise de 100 grãos nos locais mais representativos da paleoduna, como nos pontos PSG 08 (A, B, C), PSG 14, PSG 15, PSG 26 B e PSG 29 foram identificadas doze microtexturas distintas, sendo dez delas relacionadas principalmente a feições de impacto entre grãos, como Marcas de Impacto-Mi (Impact Marks) 60%, V- Shape-Vs 40%, Crateras-Cr (Craters) 35%, Placas Mecanicamente Voltadas para Cima-Pm (Mechanically Upturned Plates) 30%, *Steps* Lineares-Sl (Linear Steps) 30 %, Borda Bulbosa-Bb (Bulbous Edge) 25 %, Ranhuras Superficiais-Ra (Surface Grooves) 20%, *Steps* Arqueados - Sa (Arched Steps) 17%, Fratura Conchoidal-Fc (Coinchoidal Fracture) 17 %, Depressões Alongadas-Da (Elongate Depressions) 8%, além de feições pós-depositacionais, associadas a Precipitação-Pr (Precipitation) 50 % e Dissolução-Di (Dissolution) 18%, conforme ilustrado na figura 17. A descrição e caracterização das microtexturas seguiu a ordem de abundância, tendo como base a classificação e os conceitos de Mahaney (2002).

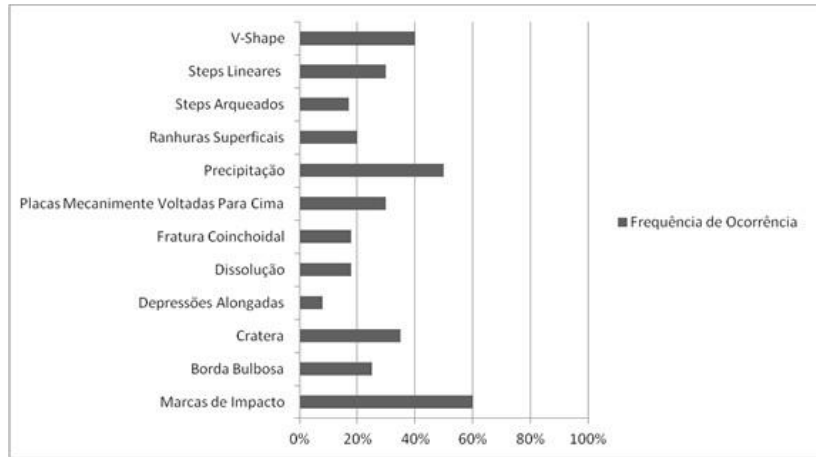


Figura 17 - Gráfico de frequência de ocorrência das diferentes microtexturas encontradas nos grãos de quartzo da paleoduna, destacando a predominância das Marcas de Impacto (Mi), V-Shape (Vs), Precipitação (Pr) e Cratera (Cr).

Figure 17 – Frequency graph of the occurrence of the different microtexturas found in the paleodune quartz grains, detaching the predominance of Impact Marks (Mi), V- Shape (Vs) and Precipitation (Pr).

A feição predominante é a Marca de impacto (Mi) que se caracteriza por qualquer superfície do grão que foi deslocada, quebrada ou desgastada conforme ilustrada nas figuras 18 (A-E, G), 19 (G), 20 (H), 21 (A-D). A microtextura V-shape (Vs), são fraturas de tamanhos variados em forma de V, representada na figura 13 (F-H).

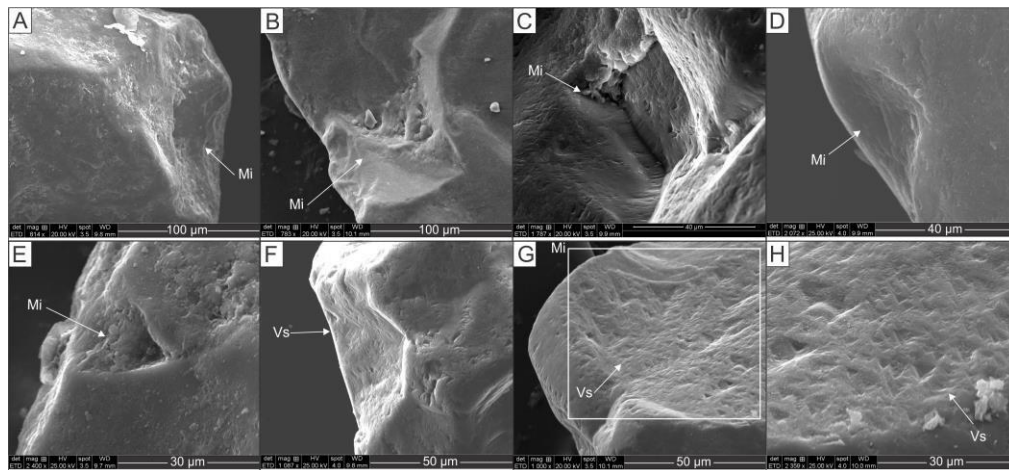


Figura 18 – Grãos de quartzo dos pontos PSG 08 (A,C) e PSG 29 mostrando microtexturas variadas associadas a Marcas de Impacto (Detalhes A-E, G) e V- Shape (Detalhes F-H).

Figure 18 – Quartz grains of the samples PSG 08 (A,C) and PSG 29 showing the various microtextures associated with Impact Marks (Details in A-E,G) and V-Shape (Details in F-H).

As crateras ou cavidades (Cr) são depressões de forma e tamanho variados, causados por sucessivos impactos entre os grãos ocasionados durante o transporte, conforme ilustração na figura 19 (A-C). As Placas Mecanicamente Voltadas para Cima (Pm) ou Degraus se caracterizam por um desgaste ou perda de parte da superfície desgastada semelhante a uma

escada, representada nas figura 19 (D-F). Os Steps Lineares (SI) são linhas de quebra paralelas na superfície do grão, com espaçamento uniforme, conforme figura 19 (G-H).

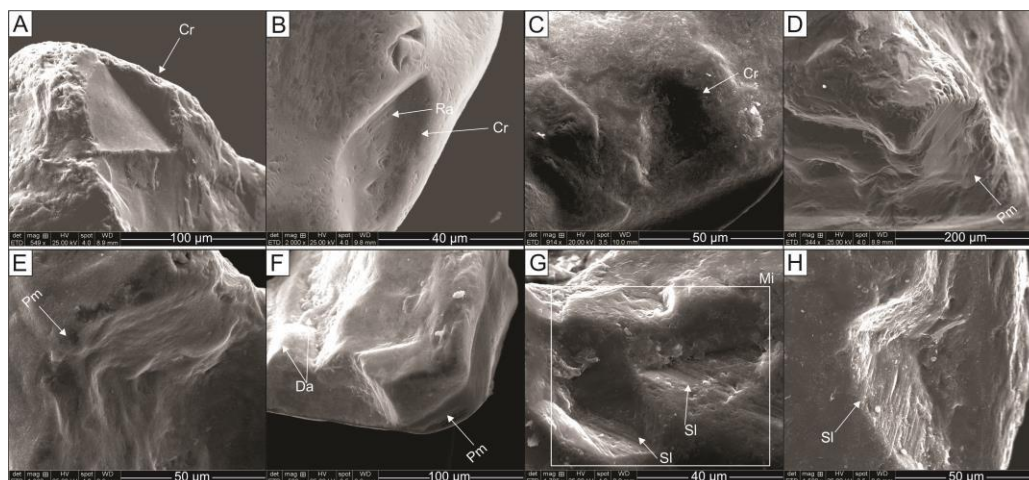


Figura 19 – Grãos de quartzo dos pontos PSG 08 (A, B) e PSG 14 mostrando microtexturas associadas a choques entre os grãos. Feições de Cratera (Cr) nos detalhes em A-C, que ocorre associada a Ranhuras Superficiais (Ra) em B. As Placas Mecanicamente Voltadas para Cima (Pm) nos detalhes D-F, com ocorrência de Depressões Alongadas (Da) associada em F. Detalhe dos Steps Lineares (SI) em G, que ocorre dentro da Marca de Impacto em H.

Figure 19 – Quartz grains from samples PSG 08 (A,B) and PSG 14 showing microtextures associated with shock between grains. The Crater (Cr) features in details A-C, wich occurs associated with Surface Grooves (Ra) in B. The Mechanically Uprturned Plates (Pm) in details D-F, with occurence of Elongated Depressions (Da) associated in F. Details of Linear Steps (SI) in G, wich occurs inside a Impact Mark in H.

A microtextura de Borda Bulbosa (Bb) é caracterizada por uma saliência levemente arredondada, com forma curvada na borda dos grãos, como representada na Figura 20 (A-B). As Ranhuras Superficiais (Ra) ou Sulcos são linhas de quebra na superfície do grão sem espaçamento uniforme, bem separado, conforme ilustrada nas figuras 19 (B) e 20 (C). Os Steps Arqueados (Sa) são semelhantes aos *Steps* Lineares (SI), porém as linhas de quebra na superfície dos grãos são arqueadas e se diferenciam da fratura conchoidal por seu espaçamento uniforme e separado, sendo mais visualizada na figura 20 (D-E). A Fratura Conchoidal (Fc) se caracteriza por uma fratura lisa com ranhura superficial semelhante a uma concha (Figura 20 F-G). A feição menos encontrada, relacionada a impacto de grãos, são as Depressões Alongadas (Da), representadas por ranhuras subparalelas ou sem forma bem definida na superfície alongada do grão (Figuras 19 F e 20 H).

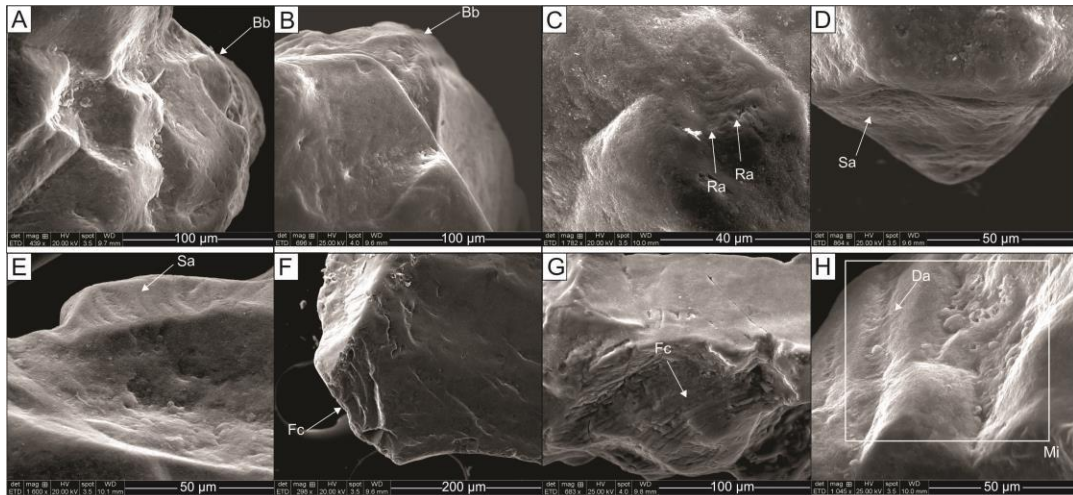


Figura 20 – Grãos de Quartzo dos pontos PSG 08 (A, C), PSG 14 e PSG 29 mostrando as microtexturas associada a impacto entre grãos. É representada pela Borda Bulbosa (Bb) nos detalhes A-B, Ranhuras Superficiais (Ra) no detalhe C, Steps Arqueados (Sa) nos detalhes D-E e Fratura Coinchoidal (Fc) nos detalhes F-G. O detalhe H destaca a feição de Depressões Alongadas (Da) que ocorre dentro de uma Marca de Impacto (Mi).

Figure 20 – Quartz grains of the samples PSG 08 (A,C), PSG 14 and PSG 29 showing the microtextures associated between grains impact. It is represented by the Bulbous Edge (Bb) in details A-B, Surface Grooves (Ra) in detail C, Arched Steps (Sa) in details D-E and the Coinchoidal Fracture (Fc) in details F-G. The detail H highlighting the feature Elongate Depressions (Da) wich occurs inside a Impact Mark (Mi).

Ocorrem também microtexturas associadas a processos pós-deposicionais, como precipitação e cimentação. Nos grãos analisados, a Precipitação (Pr) é definida por microcristais subbedrais, provavalmente de SiO₂, dispersos sobre uma marca de impacto (Figura 21 A-C), enquanto que a Dissolução (Di) é marcada por microcavidades irregulares de formas e tamanhos variados (Figura 16 C-D).

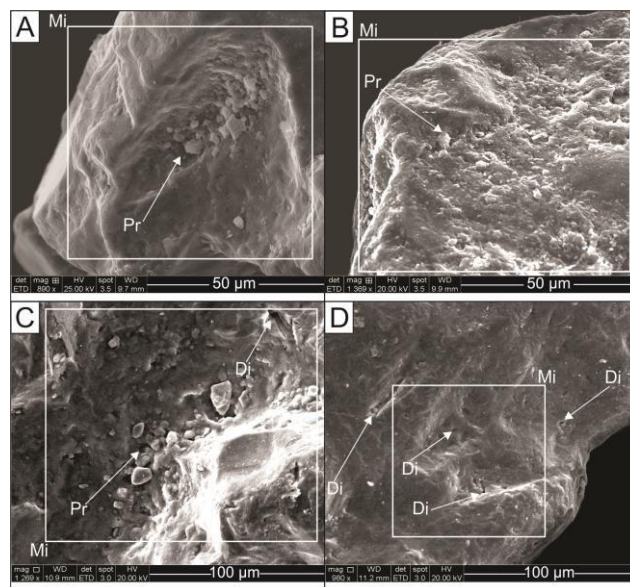


Figura 21 – Grãos de quartzo dos pontos PSG 08 C, PSG 26 B e PSG 29 com feições associadas a processos pós-deposicionais, como a Precipitação (Pr) de cristais subbedrais dentro das Marcas de Impacto (Mi) (Detalhes A, B e C). Cavidades irregulares associadas a Dissolução (Di) são ilustradas nos detalhes C e D.

Figure 21 – Quartz grains of the samples PSG 08 C, PSG 26 B and PSG 29 with features associated to post-depositional processes, as Precipitation (Pr) of subhedral crystals inside Impact Marks (Mi) (Details A, B, C).

A assembleia de minerais pesados transparentes, observadas nas amostras dos pontos PSG 08 (A,B,C), PSG 14, PSG 15 e PSG 26 B (Figura 22, Tabela 1), é constituída principalmente de Zircão (56,0%), Turmalina (13,0%), Silimanita (11,0%) e, de forma menos abundante, por Anfibólio (5,4%), Estaurolita (4,0%), Topázio (3,2%), Rutilo (2,3%), Cianita (2,1%), Monazita (2,0%) e Epítodo (1%). Ocorrem também minerais de forma restrita, com porcentagem inferior a 1 %, como Augita (Ponto PSG 08 A), Cassiterita e Andalusita (Ponto PSG 08 B) e Granada (Ponto PSG 15). Em todas as amostras analisadas foram identificados percentuais significativos do índice ZTR (Zircão, Turmalina e Rutilo), entre 61 a 79 % (Figura 23). Os grãos de zircão exibem coloração incolor a castanho amarelado, geralmente variam de angulosos (anedrais) a bem arredondados e, por vezes, mostram facetas bem desenvolvidas (euédrais) (Figura 22-A). Os grãos de turmalina exibem coloração entre marrom e verde-azulado, variando entre subarredondados a arredondados (Figura 22-B). O Rutilo exhibe com coloração marrom-avermelhada, com grãos preferencialmente subarredondados, por vezes, euédrais (Figura 22-G).

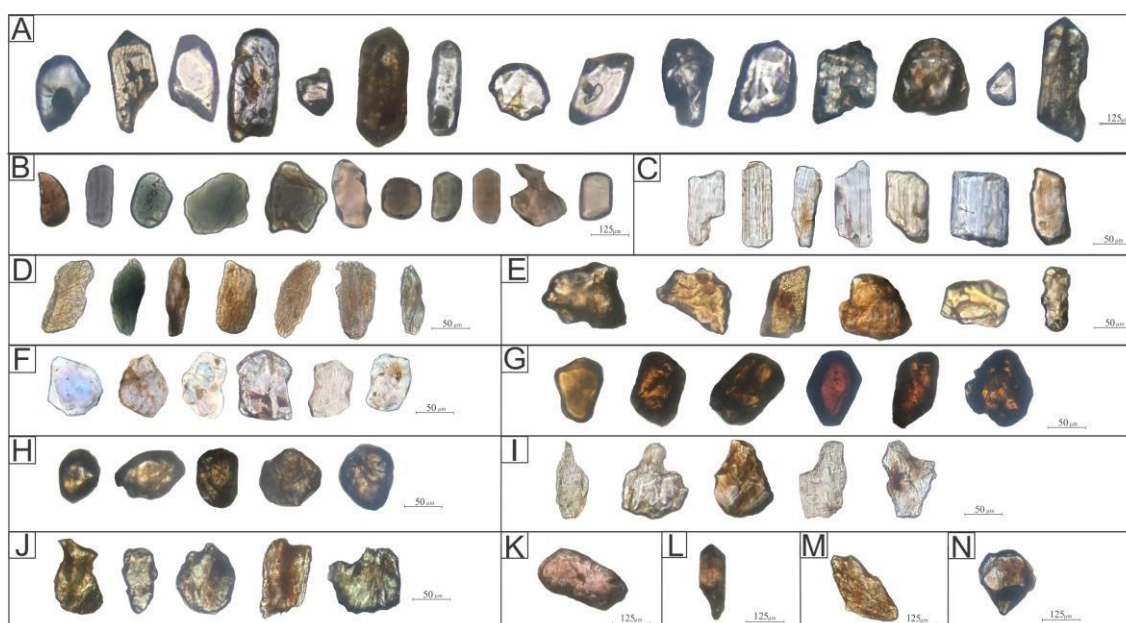


Figura 22 – Assembleia de minerais pesados da paleoduna em estudo, destacando as diferentes formas e graus de arredondamento e esfericidade: Zircão (A), Turmalina (B), Silimanita (C), Anfibólio (D), Estaurolita (E), Topázio (F), Rutilo (G), Monazita (H), Cianita (I), Epídoto (J), Andalusita (K), Cassiterita (L), Augita (M) e Granada (N).

Figure 22 – Assembly of heavy minerals found in paleodune under study, highlighting the different forms and degrees of roundness and sphericity: Zircon (A), Tourmaline (B), Silimanite (C), Amphibole (D), Staurolite (E), Topaz (F), Rutile (G), Monazite (H), Epidote (J), Andalusite (K), Cassiterite (L), Augite (M), Garnet (N).

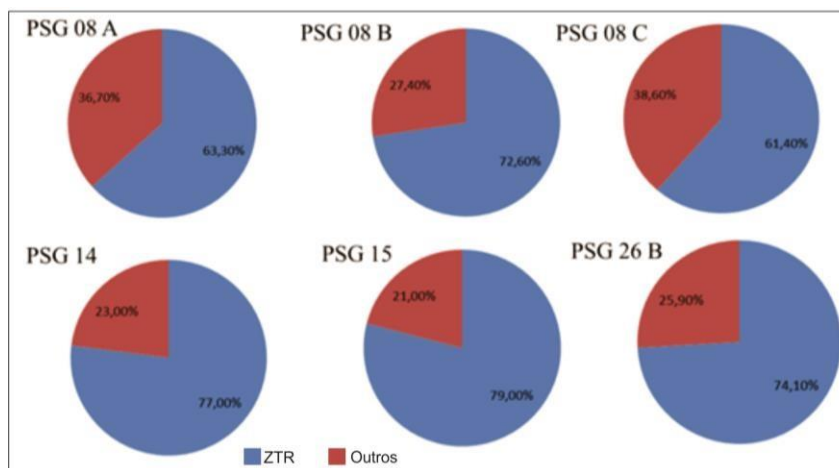


Figura 23– Índice dos valores de ZTR para as amostras analisadas da paleoduna em estudo, com variação do percentual de maturidade mineralógica entre 61% a 79 %.

Figure 23 – Index of the ZTR values for the paleodune samples under study, showing the variation of the mineralogic maturity percentage, from 61% to 79%.

Tabela 1 - Percentuais dos minerais pesados dos pontos PSG 08 (A, B, C), PSG 14, PSG 15 e PSG 26 (B): Zircão (Zir), Turmalina (Tur), Silimanita (Sil), Anfibólio (Anf), Estaurolita (Est), Topázio (Top), Rutilo (Rut), Cianita (Cia), Monazita (Mon), Epídoto (Epi), Augita (Aug), Cassiterita (Cas), Andaluzita (And) e Granada (Gra).

Table 1 – Percentages of the heavy minerals of the paleodune samples (PSG 08 A, B, C, 14, 15, 26 B). Zircon (Zir), Tourmaline (Tur), Sillimanite (Sil), Amphibole (Anf), Staurolite (Este), Topaz (Top), Rutile (Rut), Kyanite (Cia), Monazite (Mon), Epidote (Epi), Augite (Aug), Cassiterite (Cas), Andaluzite (And), Garnet (Gra).

PSG	Zir	Tur	Sil	Anf	Est	Top	Rut	Cia	Mon	Epi	Aug	Cas	And	Gra
08 A	40,9	18	12,9	7,7	4,7	3,4	4,5	3,1	2,1	1,6	1,1	0	0	0
08 B	59,8	11,9	10,2	3,2	4,8	4,0	0,9	1,7	2,5	0	0	0,5	0,5	0
08 C	43,1	15,9	14,7	6,2	5,1	5,5	2,4	4,1	2,4	0,5	0	0	0	0
14	68,6	6,6	5,5	4,6	3,4	2,4	1,8	1,8	3	1,8	0	0	0	0
15	65,8	10,5	7,8	2,7	3,5	1,9	2,7	1,8	1,4	1,3	0	0	0	0,5
26 B	57,6	14,9	13,9	7,6	1,6	1,7	1,6	0	1,1	0	0	0	0	0

4. Discussão dos Resultados

A individualização da paleoduna arenosa em estudo, com idade de construção entre 51.700 e 1.100 anos (Zular *et al.* 2019), é bem definida por seu contato discordante sobre a unidade sotoposta (Formação Boa Vista), marcado por quebra negativa do relevo. Além disso, a morfologia deposicional de cristas alinhadas na direção NE-SW, muitas vezes individualizadas por lagos interduna, evidenciam seu caráter deposicional, cujo agente de transporte principal foi provavelmente o vento. A morfologia deposicional também ajuda na sua diferenciação dos corpos arenosos gerados “in situ” por intemperismo na Amazônia, denominados de Espodossolos (Horbe *et al.* 2003, 2004; Soares *et al.* 2015).

Além disso, dados estatísticos obtidos das areias da paleoduna em estudo revelaram a

predominância de grãos finos a médios, moderadamente selecionados. A pequena variação granulométrica encontrada pode ser indicativa de transporte eólico, já que o vento é um bom agente selecionador, entretanto, sempre que houver variações de velocidade, haverá mudanças no tamanho do grão (Maia, 1998). Diversos autores inferem um padrão de sazonalidade na direção dos ventos na Amazônia (Latrubese & Nelson, 2001; Carneiro *et al.* 2002; Carneiro *et al.* 2003), que se repete em períodos cíclicos desde o passado até hoje, exibindo tendência na direção ENE nos períodos mais secos e E ou ESE nos mais chuvosos. Desta forma, os dados de granulometria e seleção encontrados na paleoduna são concordantes com o estudo de Ahlbrandt (1979) para dunas eólicas interiores, onde predominam areias finas a médias que exibem seleção variada, com tendência a ser pobremente selecionada.

A ampla dispersão dos valores de curtose encontrada nos sedimentos da paleoduna pode ser analisada em função da seleção moderada, que reflete o ambiente de energia mais elevada dos ventos, com posterior diminuição da velocidade em alguns períodos em função da sazonalidade, gerando com isso, um sedimento bimodal.

De forma complementar, a tendência de assimetria positiva dos grãos analisados pode ser diretamente relacionada a predominância da granulometria fina, a qual é compatível com os depósitos eólicos descritos por Ahlbrandt (1979). Apesar de Bigarella (1972) indicar uma tendência de assimetria negativa para depósitos eólicos, Friedman (1961) indica assimetria positiva para dunas desérticas, continentais, costeiras ou fluviais.

A interpretação fica mais evidente quando são plotadas as amostras da paleoduna em estudo (círculo laranja), incluindo as amostras de Figueiredo & Wankler (2012) (círculo vermelho) que pertencem a mesma unidade, no diagrama de Friedman (1961) representado pelas areias de duna (círculo preto), areias de praia de lagos (círculo verde claro), areias de praias de oceano (azul marinho) e areias de praias de oceano sem equilíbrio (azul claro), ilustrado na figura 24. As areias da paleoduna (círculos laranja e vermelho) possuem uma assimetria positiva com os valores se concentrando acima da curva e, a média dos grãos, mostra uma tendência para areia fina, sendo portanto, compatível com os dados de depósitos eólicos de Ahlbrandt (1979). Por outro lado, os valores para areias de praias de lagos e de oceanos (círculos azul claro, azul escuro e roxo), tendem a ter assimetria negativa com uma granulometria mais grossa, com exceção das areias de praia dos oceanos (sem equilíbrio) (círculos azul claro) a qual é considerado uma anomalia.

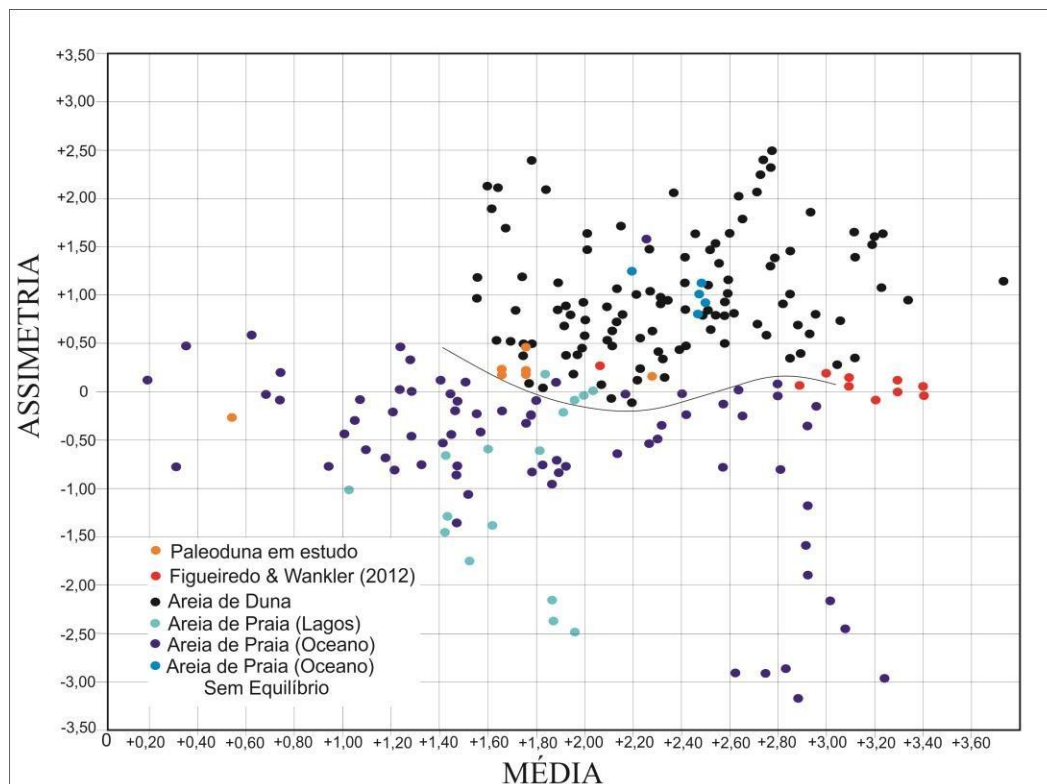


Figura 24 – Gráfico de valores de assimetria e média de tamanho dos grãos (escala ϕ), indicando um padrão para os sedimentos das areias de praias, de dunas, da paleodunas em estudo incluindo a de Figueiredo & Wankler, (2012) que pertence a mesma unidade, mostrando que as areias de dunas tendem a possuir uma assimetria positiva e granulometria de areia fina (Gráfico modificado de Friedman, 1961).

Figure 24 - Graph of skewness values and grain size mean (ϕ scale), indicating a pattern of the sand sediments of the beaches, , and paleodunes under study including the Figueiredo & Wankler (2012) that belonging to the same unit, showing that dune sands tend to have a positive skewness and fine sand granulometry (Graph modified by Friedman, 1961).

A predominância de grãos subarredondados (42%) e subangulosos (37%) na paleoduna em estudo é coerente com os dados obtidos para a paleoduna na fronteira Brasil, Venezuela e Guiana Inglesa (estudada por Teeuw & Rhodes 2004), onde predominam grãos subarredondados (36%) e subangulosos (29%), segundo a análise granulométrica de Figueiredo & Wankler (2012). Estudo recente em dunas eólicas têm indicado que a maioria dos grãos não são bem arredondados, com exceção dos sedimentos retrabalhados (Goudie & Watson 1981; Pye & Tsoar 2009, Sousa *et al.* 2012).

Nos grãos analisados existe uma predominância de feições de choques e contatos entre grãos gerados durante o transporte, com destaque para as microfeições de Marcas de Impacto ou Abrasão, como Placas Mecanicamente Voltadas para Cima, Depressões Alongadas, Crateras, Bordas Bulbosas e V-Shape. A quantidade significativa destas feições em grãos de um depósito, segundo Nichols (2009), pode estar associada a alta energia do transporte eólico, que danifica a superfície dos grãos.

As microfeições de Placas Mecanicamente Voltadas para Cima e Depressões Alongadas encontradas nos grãos estudados podem ser características de transporte eólico. Diversos estudos (Kuenen 1960; Kuenen & Perdok, 1962; Margolis & Krinsley, 1971; Ahlbrandt, 1979; Mahaney, 2002). Kuenen (1960) e Kuenen & Perdok (1962) apontam que suas gêneses podem estar associadas à impactos mecânicos entre os grãos, tanto no transporte por meio aquoso, quanto no eólico, sendo que neste último, o impacto é mais intenso e não há o amortecimento pela água. Nas areias do deserto Kalahari (Zâmbia), Musonda (1987) identificou um padrão de placas mecanicamente voltadas para cima e, por mais que haja a suavização desta feição durante o retrabalhamento pela água, o grão ainda preserva características do transporte eólico.

As microfeições de Crateras e Bordas Bulbosas identificadas em grãos deste estudo, podem ser comparadas as encontradas nas dunas de Portugal por Costa *et al.* (2013), onde os autores constataram que a associação destas microfeições em grãos angulosos são indicativas de dunas eólicas mais recente, enquanto que as mesmas microfeições em grãos mais arredondados (com presença de dissolução na superfície) são indícios de dunas mais antiga. Chakroun *et al.* (2009) associaram as microtexturas de impactos e crateras ao estágio final de transporte do grão em ambiente eólico em dunas da Tunísia

De forma particular, a microestrutura V-Shape identificada na superfície de alguns grãos estudados, pode ter sua gênese associada ao transporte pela água (Mahaney & Rutter 1992; Mahaney 1996) e tem sido identificada por Margolis & Krinsley (1974) em depósitos transicionais, entre duna subaquosa e de praia e duna eólica.

De forma a corroborar com os dados microtexturais descritos neste estudo, Figueiredo e Wankler (2012) também identificaram microfeições de Marcas de Choque (além de opacidade) nos grãos da paleoduna localizada na fronteira Brasil, Venezuela e Guiana Inglesa.

Portanto, os dados de interpretação obtidos para as microtexturas superficiais (Placas Mecanicamente Voltadas para Cima, Depressões Alongadas, Crateras e Bordas Bulbosas) descritas neste estudo, corroboram a com os dados geológicos regionais (Latrubese & Nelson, 2001; Carneiro *et al.* 2002, 2003; Teeuw & Rhodes, 2004; Zular *et al.* 2019) que enfatizam a existência de corredores eólicos durante a deposição das paleodunas do Amazonas e Roraima. Em particular, a associação com a microfeição V-Shape pode ser indicativa de retrabalhamento dos grãos oriundos de depósitos fluviais da Formação Boa Vista e/ou das barras do Rio Branco.

Para a paleoduna em foco, existe semelhança entre a assembléia de minerais pesados obtidas neste estudo (Zircão, Turmalina, Silimanita, Anfibólio, Estauroilita, Topázio, Rutilo,

Monazita, Cianita, Epídoto, Augita, Cassiterita, Andalusita e Granada) com a encontrada por Zular *et al.* (2019). Além disso, em função da similaridade da assembléia de pesados desta paleoduna com a das barras do Rio Branco, esses autores indicam as barras como uma das prováveis áreas fonte para a construção da paleoduna. Ainda como prováveis áreas fonte, Rosseti *et al.* (2017) cita os depósitos arenosos dos megaleques de Roraima, enquanto os estudos da CPRM (2002) e de Zular *et al.* (2019) indicam os sedimentos arenosos da Formação Boa Vista.

4.1 Modelo deposicional das paleodunas

No Pleistoceno Superior, nova fase de subsidência regional sobre o assoalho cristalino de rochas pré-cambrianas do Escudo das Guianas permitiu a extensa deposição dos sedimentos fluviais (depósitos de canais e planície aluvial) da Formação Boa Vista nas áreas mais rebaixadas, que isolaram porções do escudo (Estágio 1). A deposição desta formação, que se estendeu por toda a Bacia do Tacutu, é bem marcada por um relevo plano, sobre o qual se implantou um padrão de drenagem dendrítico com lagos isolados. Concomitantemente, a cerca de 100.000 anos, começou a se desenvolver um proto-Rio Branco sob influência da tectônica regional (Cremon *et al.* 2016), que resultou também no soerguimento e subsidência de grandes área, criando condições para a erosão de rochas do Escudo das Guianas e desenvolvimento inicial dos megaleques aluviais, predominantemente grosseiros e arenosos (Rosseti *et al.* 2012). Ainda durante o Pleistoceno Superior, com a implantação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) mais para o sul (Haug *et al.* 2001), o clima ficou mais seco e permitiu a entrada de ventos mais intensos no continente, no sentido NE-SW, que começaram a erodir os depósitos de megaleques (Cremon *et al.* 2016). Entretanto, essa erosão foi mais intensa no período seco entre 51.700 a 27.000 anos (Zular *et al.* 2019), onde os ventos também erodiram e transportavam areias dos depósitos do Rio Branco e da Formação Boa Vista, que serviram de aporte sedimentar para a construção o inicial das paleodunas da região, com cristas orientadas na direção NE-SE (Estágio 2). Posteriormente, o prolongamento mais a sul da ZCIT associada a eventos do El Niño, fez com que houvesse uma maior intensidade dos intervalos secos e aumento dos ventos no sentido NE-SW (Maia *et al.* 2005; Schneider *et al.* 2014), principalmente entre 23.100 a 17.000 anos, fato que resultou no período de maior desenvolvimento dos campo de paleodunas do Amazonas e Roraima, com maior aporte de areias provenientes dos depósitos de megaleques (Rossetti *et al.* 2012), do Rio Branco (Zular *et al.* 2019) e da Formação Boa Vista (CPRM, 2002), conforme

ilustrado no estágio 3. Entre 13.600 a 1.100 anos ocorreu uma diminuição na intensidade dos ventos no sentido NE-SW, aliado a um aumento de umidade regional, que resultou na implantação de vegetação de maior porte e, conseqüentemente, diminuição do aporte sedimentar e da migração das paleodunas em função da fitoestabilização dos corpos arenosos (Figura 25). Entre 7.000 e 500 anos Ap, se tem registros de paleoquemadas na região, bem marcadas por níveis de paleossolos com fragmentos de carvão no topo da paleoduna em estudo.

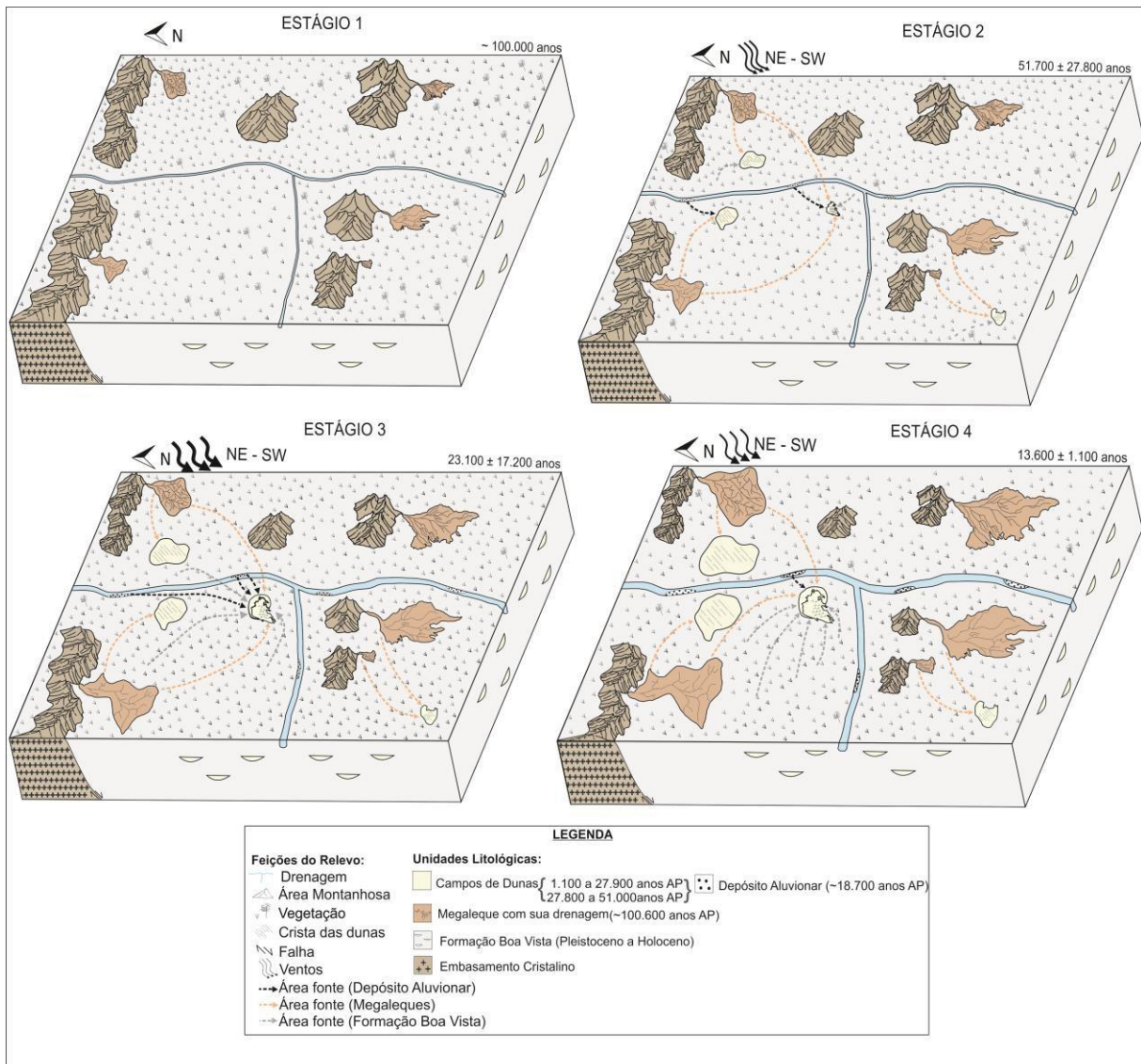


Figura 25 – Bloco diagrama mostrando as etapas do relevo no norte da Amazônia, com ênfase ao desenvolvimento dos depósitos de megaleques e paleodunas. Estágio 1: Deposição dos depósitos fluviais da Formação Boa Vista e desenvolvimento inicial dos megaleques nas encostas das montanhas do embasamento cristalino, concomitante a instalação do Proto-Rio Branco. 2: Fase de erosão dos depósitos de megaleques, do Rio Branco e da Formação Boa Vista, que vão servir de áreas fontes para o desenvolvimento inicial das paleodunas da região. 3: Maior intensidade dos períodos secos e velocidade dos ventos no sentido NE-SW, que intensificaram a deposição das paleodunas com cristas orientadas na direção

do vento. 4: Diminuição da intensidade dos ventos e aumento da umidade regional, com diminuição do aporte sedimentar e fitoestabilização das paleodunas.

Figure 25 - Block diagram showing the relief stages in the northern Amazon, with emphasis on the development of deposits of megafans and paleodunes. Stage **1**: Deposition of the fluvial deposits of the Boa Vista Formation and initial development of the megafans on the mountain slopes of the crystalline basement, concomitant with the installation of Proto- Branco River. **2**: Phase of erosion the deposits of megafans, White River and Boa Vista Formation, which will serve as source for the initial development of the region's paleodunes. **3**: Higher intensity of dry periods and wind speed on NE-SW, which intensified the deposition of the paleodunes with crests oriented towards the wind. **4**: Decrease of the intensity of the winds and increase of the regional humidity, with reduction of the sedimentary contribution and phytostabilization of the paleodunes.

5. Conclusões

Durante o Holoceno, a ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) migrou para o sul pela mudança de insolação, fazendo com que o fenômeno El Niño se prolongasse por mais tempo, ampliando as mudanças sazonais no norte da América do Sul (Haug *et al.*, 2001). Esta migração provocou a diminuição das chuvas e aumento dos períodos secos (Maia *et al.*, 2005) e intensificou a entrada de ventos alísios e oceânicos no interior do continente (Schneider *et al.*, 2014) e, conseqüentemente, favoreceu o transporte (predominantemente pelo vento) e deposição dos campos de paleodunas arenosas identificados nos estudos de Carneiro & Zinck (1994), Latrubese & Nelson (2001), Carneiro *et al.* (2002), Teeuw & Rhodes (2004) e Zular *et al.* (2019). Em geral, a morfologia deposicional de cristas lineares (Latrubese & Nelson, 2001; Carneiro *et al.* 2003) e parabólicas (Zular *et al.* 2019) identificadas na superfície de algumas paleodunas, permitem inferir a atuação de um transporte sedimentar e, com isso, diferenciá-las dos corpos arenosos gerados por intemperismo (Horbe *et al.* 2003, 2004, Soares *et al.* 2015) na Amazônia.

Os intervalos geocronológicos obtidos por Zular *et al.* (2019) para a deposição da paleoduna em estudo, entre 51.700 a 27.800 anos, 23.100 a 17.200 anos (intervalo de maior desenvolvimento) e 13.600 a 1.100 anos são coerentes com os intervalos obtidos por Teeuw & Rhodes (2004) e Carneiro *et al.* (2002), respectivamente, para as paleodunas da fronteira Roraima-Guiana Inglesa (17.000 a 15.000 anos) e do Rio Negro (32.000 a 8.000 anos). A proximidade geográfica dessas paleodunas permite associar sua gênese à períodos climáticos secos já descritos para Amazônia, como enfatizado nos estudos polínicos de Absy *et al.* (1993) (entre 60.000 a 40.000 anos AP e 23.000 a 11.000 anos AP), de D'apollito *et al.* (2013) (entre 60.000 e 35.000 anos) e de Ledru *et al.* 1998 (entre 24.000 a 17.000 anos), além de eventos de paleoquemadas, como descrito por Cordeiro *et al.* (2011) (entre 50.000 a 26.300 anos AP, 26.300 a 15.300 anos AP e 15.300 a 10.000 anos AP). As paleodunas tem como áreas fonte os depósitos arenosos dos megaleques (Rossetti *et al.* 2012), da Formação

Boa Vista (CPRM, 2002) e das barras do Rio Branco (Zular *et al.* 2019). Esta última área fonte é enfatizada por Zular *et al.* (2019) em função da similaridade das assembleias de minerais pesados da paleoduna em estudo com as barras deste rio.

No âmbito da América do Sul, o período de deposição das paleodunas do Amazonas e Roraima (norte do Brasil), conforme compilação de Tripaldi & Zarate (2016), podem ser associadas ao das paleodunas eólicas do Llanos do Orinoco, na fronteira Venezuela-Colômbia (12.000 a 500 anos); da Bacia do Rio São Francisco, Brasil (28.000 a 15.000 anos); do Gran Chaco, na fronteira Paraguai-Bolívia (36.000 a 33.000; 18.000 a 12.000 anos); dos Andes Piemonte, na Argentina (24.000 a 14.000 anos) e dos Pampas Ocidentais, na Argentina (33.000 a 20.000 anos).

Dados granulométricos e microtexturais inéditos, obtidos da paleoduna em estudo ajudaram a definir a predominância do transporte pelo vento durante a deposição, associado a clima mais seco que o atual. A granulometria fina a média das areias, bem como a seleção moderada são concordantes com o estudo de Ahlbrandt (1979) para dunas eólicas interiores. Além disso, a identificação de feições de choques e contatos entre grãos geradas durante o transporte, com destaque para as microfieções de Marcas de Impacto ou Abrasão, como Placas Mecanicamente Voltadas para Cima, Depressões Alongadas, crateras, bordas bulbosas e V-Shape, permitem associá-las a alta energia do transporte eólico, que segundo Nichols (2009) danifica a superfície dos grãos.

Os três de paleossolos (com fragmentos de carvão) no topo da duna em estudo (Figura 6), foram posicionados por Zular *et al.* (2019) entre 4.790 a 4.620 anos AP; 4.230 a 3.980 anos e 1.140 a 970 anos AP. Estes períodos são coincidentes com outros períodos secos descritos na Amazônia, principalmente com base nos estudos palinológicos de Absy *et al.* (1982) (4.000, 2.700 a 2.000, 1.500, 1.200, 700 a 400 anos AP); Behling & Hoogmestra (1998) (5.500 a 3.850 anos AP) e Sá *et al.* (2016) (2.500 a 2.000 e 1.200 a 700 anos AP), além de eventos de paleoqueimadas: Absy *et al.* (1993) (7.500 a 3.000 anos AP), Piperno & Becker (1996) (1.750 a 500 anos AP) e Cordeiro *et al.* (1997) (4.000 a 1.100 anos AP e 1.100 a 150 anos AP).

Agradecimentos.

Os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM-Manaus) pelas análises granulométricas e empréstimo das fotografias aéreas. Agradecimento especial a Elena Franzinelli pelas sugestões no tratamento dos dados granulométricos e aos geólogos André Oliveira Sawakuchi e Paulo Cesar Fonseca Giannini pelo apoio no trabalho de campo.

Referências bibliográficas

- Absy, M. L. 1982. Quaternary palynological studies in the Amazon Basin. In: Prance G.T. (ed.) *Biological diversification in the tropics*. New York, Columbia University, Press, p. 67-73.
- Absy, M.L.; Servant, M. & Absy, M. Laila. 1993 A história do clima e da vegetação pelo estudo do pólen. *Ciência Hoje*, 93(16): 26-30.
- Ahlbradnt, T.S. 1979. Textural parameters in eolian deposits. In: McKee, E. (ed), A, *Study of Global Sand Seas*, Washington, U.S. Geological Survey Paper 1052, p.21-52.
- Barbosa, O. & Ramos, J.R. 1959. Território de Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. *Boletim da Divisão Geológica* (196): 1–49.
- Barreto, A.M.F., Suguio, K., De Oliveira, P.E. & Tatumi, S.H., 1999. The stabilized sand dune field of the middle São Francisco river, Bahia state, Brazil. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (Eds.), *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, p. 223 – 231.
- Berrangé, J.P. 1973. The tectonic geological map of Southern Guyana. In: Inter- Guiana Geological Conference, 9, Puerto Ordaz.
- Behling, H. & Hoogmestra, H. 1998. Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colômbia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (139):251-267.
- Bigarella, J.J. 1972. Eolian Environments: Their characteristics, recognition, and importance. In: Rigby, J.K & Hamblin, W.K (eds). *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), p.287.
- Camargo, G.M. 2006. Sysgran: Um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. *Revista Brasileira de Geociências* (36): 371-378.
- Carneiro, F.A & Zinck, J.A. 1994. Mapping paleo-aeolian sand cover formations in the northern Amazon basin from TM images. *ITC journal*, 3: 270-282.
- Carneiro, F.A., Schwartz, D., Tatumi, S.H. & Rosique, T. 2002. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Late Pleistocene –Holocene. *Quaternary Research*, 58: 205-209.
- Carneiro, F.A., Tatumi, S.H., & Yee, M. 2003. Dunas Fósseis na Amazônia. *Ciência Hoje* (3): 24-29.
- Chakroun, A., Miskovsky, J.C. & Zaghib-Turki, D. 2009. Quartz grain surface features in environmental determination of Aeolian Quaternary deposits in northeastern Tunisia. *Mineralogical Magazine* (73): 607-614.
- Colinvaux, P.A. & De Oliveira, P.E. 2000. Paleoeecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. *Journal of Quaternary Science* 15(4):347-356.

- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E. & Bush, M.B. 2000 Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. *Quaternary Science Reviews* (19): 141-169.
- Cordeiro, R.C. 1997. Paleocênios holocênicos na região de Carajás. In: Abequa, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Curitiba. Resumos expandidos, p.434-438.
- Cordeiro, R.C., Turcq, B., Sifeddine, A., Lacerda., L.D., Silva Filho, E.V., Gueiros, B., Potty, Y.P., Santelli., R.E., Pádua, E.O. & Patchinelam, S.R. 2011. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology(229): 426-439.
- Costa, P.J.M., Andrade, C., Mahaney, W.C., Marques de Silva, F. & Freitas, M.C. 2013. Aeolian microtextures in sílica spheres in a Wind tunnel experiment: Comparison with Aeolian quartz. *Geomorphology* (180-181):120-129.
- CPRM. Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais. 2002. Pesquisa de Argila para Cerâmica Vermelha em Boa Vista – RR. Manaus-AM, CPRM.
- Cremon, E.H., Rosseti, D.F., Sawakuchi, A.O. & Cohen, M.C.L. 2016. The role of tectonics and climate in the late quaternary evolution of a northern Amazonian River. *Journal Geomorphology* (271): 22-39.
- De Oliveira, P.E., Barreto, A.M.F. & Suguio, K. 1999. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 15 (3-4), 319-337.
- DNPM/CPRM. Departamento Nacional de Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima. Relatório Final. Manaus.
- Fernandez , G.B., Pereira, T.G., Rocha, T.B., Maluf, V., Moulton, M. & Filho, S.R.O. 2017. Classificação morfológica das dunas costeiras entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, litoral do Estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geologia*, 18(3): 595-622.
- Figueiredo, T.F & Wankler, F.L. 2012. Análise Sedimentológica da Formação Areias Brancas – Bacia do Tacutu, Roraim; In: 12 ° Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, Roraima.
- Folk, R.L & Ward, W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size paramertes. *Journal of Sedimentary Petrology* (27): 3- 27.
- Friedman, G.M. 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*(31): 514-529.
- Goudie, A.S. & Watson, A. 1981. The shape of desert sand dune grains. *Journal of Arid Environments* (4): 185-190.
- Giannini, P.C.F. 1993. Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia

- Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Galehouse, J.S. 1969. Counting grain mounts: number percentage vs. Number frequency. *Journal of Sedimentary Petrology* (39):812-815.
- Haffer, J. 1967. Speciation of Colombian forest birds west of the Andes. *American Museum Novitates* (2294), p 57.
- Haffer, J. 1969. Speciation in Amazonian forest birds. *Science* (165): 131-137.
- Haffer, J. 1974. Avian speciation in tropical South America. *Publications of Nuttall Ornithological Club* (14) p.390
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C. & Rohl, U. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*(293): 1304-1308.
- Horbe M.A.C., Horbe M.A. & Suguio K. 2003. Origem dos depósitos de areias brancas no nordeste do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1):41-50.
- Horbe M.A.C., Horbe M.A. & Suguio K. 2004. Tropicals spodosols in Northeastern Amazon State, Brazil. *Geoderma*, 119:55-68.
- Hubert, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* (32): 440 – 450.
- Kuenen, Ph. H. 1960. Experimental abrasion of sand grains. *International Geological Congress, XXI, Copenhagen. Submarine Geology*: 50-53.
- Kuenen, P. H & Perdok, W.G. 1962. Experimental abrasion 5. Frosting and defrosting of quartz grains. *Journal of Geology* (70) :648-658.
- Ledru, M.P., Bertaux, J., Siffedine A. & Suguio, K.1998. Absence of Last Glacial Maximum Records in Lowland Tropical Forests. *Quaternary Research* (49): 233.237.
- Latrubese, E.M. & Nelson, B.W. 2001. Evidence for late quaternary aeolian activity in the Roraima – Guyana region. *Catena*, 43: 63 – 80.
- Latrubese, E.M. & Ramonell, C.G. 2010. Landforms and chronology in the Pampean Sand Sea, Argentina. In: *International Sedimentological Congress, 18, Mendoza, Argentina. Abstract Volumes*, p.529.
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Cremon, E.H., May, J.-H., Tatumi, S.H., Hurtado, M.A., Bezada, M. & Argollo, J.B. 2012. Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (356-357): 75-88.
- Mahaney, W.C. & Rutter, N.W. 1992. Relative ages of the moraines of the Dalijia Shan, northwestern China. *Catena* (19): 179-191.

- Mahaney, W.C., Sanmugadas, K. & Hancock, R.G.V. 1996b. Physical and geochemical analysis of a late glacial/Little Age pedostratigraphic complex in the Zillertal Alps, Austria. *Zeitschrift für Geomorphologie* (40):447-460.
- Mahaney, W.C. 2002. *Atlas of sand grain surface textures and applications*, Oxford University Press.
- Maia, L.P. 1998. Processos Costeros y balance Sedimentario a lo Largo de Fortaleza (Ne-Brasil): Implicaciones para una gestion adecuada de La Zona Litoral. Tesis Doctoral, Departament d'Estratigrafica i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona.
- Maia, L.P., Freire, G.S.S. & Lacerda, L.D. 2005. Accelerated Dune Migration and Aeolian Transport During El Niño Events along the NE Brazilian Coast. *Journal of Coastal Research* (21):1121-1126.
- Mange, M.A & Maurer, H.F.W. 1992. *Heavy mineral in Colour*. Chapman & Hall, London, 147p.
- Margolis, S. V & Krinsley, D.H. 1971. Submicroscopic Frosting on Eolian and Subaqueous Quartz Sand Grains. *Geological Society of America Bulletin* (82): 3395- 3406.
- Melo, M.S. 1995. A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neoceno-zóica na Depressão Periférica Paulista. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Montalvão, R.M.G., Muniz, M.C., Issler, R.S., D'allagnol, R., Lima, M.I.C., Fernandes, P.E.C.A. & Silva, G.G. 1975. Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21; In: Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, Brasil.
- Mussonda, F.B. 1987. Surface Textures of sand grains from the Victoria Falls Region, Zambia: Implications for depositional environments and local archaeological occurrences. *South African Archaeological Bulletin* (42): 161- 165.
- Nesse, W.D 2004. *Introduction to optical mineralogy*. 3. ed. New York: Oxford University Press.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy, second edition*. John Wiley & Sons, Ltda.
- Parolin, M. & Stevaux, J.C., 2006. Dry climate and eolian dune formation in the Middle Holocene in Mato Grosso do Sul State, Central West Brazil. *Zeitschrift für Geomorphologie* (145), 177e190.
- Piperno, D.R & Becker. 1996. Vegetational history of a site in the Central Amazon Basin derived from Phytolithj and Charcoal Records from Natural Soils. *Quaternary Research*(45): 202-209.
- Powers, M.C.A. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Jornal of Sedimentary Petrology*(23):117-119.

- Pye, K; Tsoar, H. 2009. *Aeolian sand and sand dunes*. Springer – Verlag Berlin Heidelberg.
- Reis, N.J., Faria, M.S.G. & Maia, M.A.M. O quadro cenozóico da porção noroeste do Estado de Roraima. 2002. In : Klein, E.L., Vasquez., M.L. & Costa, L.T (eds). Contribuições a Geologia da Amazônia (2), Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBG – NO), Belém, Pará.
- Riker, S.R. & Horbe, A.M.C. 2007. Sedimentos holocênicos da região de Boa Vista (Roraima) para indústria de cerâmica vermelha. In: Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L. & Viglio, E.P. (Eds.), Contribuições a geologia da Amazônia (5), Sociedade Brasileira de Geociências, Belém, p.101–112.
- Roa Morales, P., 1979. Estudio de los médanos de los Llanos Centrales de Venezuela: evidencias de un clima desértico. *Acta Biologica Venezuela* 10 (1), 19- 49.
- Rosseti, D.F., Bertani, T.C., Zani, H., Cremon, E.H. & Hayakawa. 2012. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: Implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. *Journal Geomorphology* (177 –178): 74–92.
- Rosseti, D.F., Valeriano, M.M., Gribel, R., Cohen, M.C.I., Tatumi, S.H., Yee, M. 2017. The imprint of Late Holocene tectonic reactivation on a megafan landscape in the northern Amazonian wetlands. *Journal Geomorphology* (295): 406–418.
- Sá, N.P., Absy, M.L., Soares, E.A.A. 2016. Late Holocene paleoenvironments of the floodplain of Solimões River, Central Amazonia, based on palynological record of Lake Cabalina. *Acta Botanica Brasilica*, 30(3).
- Santos, G.M., Gomes, R.M., Anjos, R.M, Cordeiro, R.C., Turcq, B.J, Siffedine, A., Ditada, M.L., Cresswell, R.G. & Fifeld, L.K. 1999. Utilização da Técnica de AMS-14C em datação de Fragmentos de Carvão de Solos, do Período do Holoceno, na Floresta Amazônica (Região de Manaus). *Revista de Física Aplicada e Instrumentação* (14):1-11.
- Sawakuchi, A.O., Kalchgruber, R., Giannini, P.C.F., Nascimento Jr, D.R., Guedes, C.C.F & Umisedo, N.K. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, 27: 2076-2090.
- Schneider, T., Bischoff, T. & Haug, G.H. 2014. Migrations and dynamics of the Intertropical convergence. *Nature*(513): 45 -52.
- Sena Costa, J.B., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., Ferreira Júnior, C.R.P., Bezerra, P.E.L., Costa, M.L. & Fernandes, J.M.G. 1996. Neotectônica da região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Genomos*, (4): 23-44.
- Silva, E.A.J. 2002. As dunas eólicas de Nalta/RN: Datação e Evolução. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Centro de Ciências da Terra, Universidade Federal de Natal.
- Soares, E.A.A., Dino, R., Soares, D.P., Antonioli, L. & Silva, M.A.L. 2015. New sedimentological and palynological data from surface Miocene strata in the central Amazonas Basin area. *Brazilian Journal of Geology*, (45): 337-357.

- Soubiès, F. 1980. Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols (6000-3000 ans B.P.). Cahiers ORSTOM, Série Géologie (1): 133-148.
- Sousa, M.P., Fernandes, E., Ferreira, J.C.V. & Melo, M.T.C. 2012. Caracterização sedimentológica da duna de Cacimbinhas – Tibau do SUL- RN. Revista Geonorte 1(4): 526-539.
- Teeuw, R.M & Rhodes, E.J. 2004. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene paleodunes. Journal of Quaternary Science, 19 (1) : 49-54.
- Tripaldi, A. & Forman, S.L., 2007. Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 251 (2), 300-320.
- Tripaldi, A., Zárate, M.A. & Brook, G.A. 2011. Late Quaternary paleoenvironments and paleoclimatic conditions in the distal Andean piedmont, southern Mendoza, Argentina. Quaternary Research 76 (2), 253-263.
- Tripaldi, A. & Zárate, M.A. 2016. A review of Late Quaternary inland dune systems of South America east of the Andes. Quaternary International, 410: 96 – 110.
- Uvo, C.B. 1989. A zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na região Norte do Nordeste Brasileiro.
- Vanzolini, P.E. 1970. Zoologia sistemática, geografia e a origem das espécies. Teses e Monografias, Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo.
- Vanzolini, P. 1973. Paleoclimates, relief, and species multiplication in tropical forests In: Meggers, B.J., Ayensu, E.S. & Duckworth, W.D, Tropical Forest Ecosystems in Africa and South America: a comparative Review, Smithsonian Institute Press, Washington.
- Vaz, P.K., Wanderley Filho, J.R. & Bueno, G.V. 2007. Bacia do Tacutu. Boletim de Geociências da Petrobras (15): 289-297.
- Zani, H., Rossetti, D.F. & Filho, C.O.A. Análise temporal de imagens Landsat aplicada à extração de canais do megaleque Viruá, Estado de Roraima. In: Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, XV, Curitiba, 2011. Anais, p.23-35.
- Zular, A., Sawakuchi, A.O., Chiess, C.M., D'Horta, F.M., Demattê, J.A. M., Ribas, C.C., Hartmann, G.A., Gianinni, P.C.F. & Soares, E.A.A. 2019. The role of abrupt climate change in the formation of an open vegetation enclave in northern Amazonian during the late Quaternary. Global and Planetary Change, 172: 140-149.

7 RESULTADOS

O mapa geomorfológico e geológico da área de estudo ilustra a relação espacial de

um corpo arenoso situado na porção central da área, com as unidades geológicas circundantes (Figura 26). A unidade mais antiga da área corresponde a Suíte Intrusiva Mucajaí, representada pela Serra Grande, localizada na porção leste da área, em contato com os Depósitos Aluvionares. Exibe um conjunto de montanhas com relevo ondulado, com padrão de drenagem sub-dentrítico, dispostas com cotas altimétricas superiores a 800 metros (Falcão & Costa, 2012).

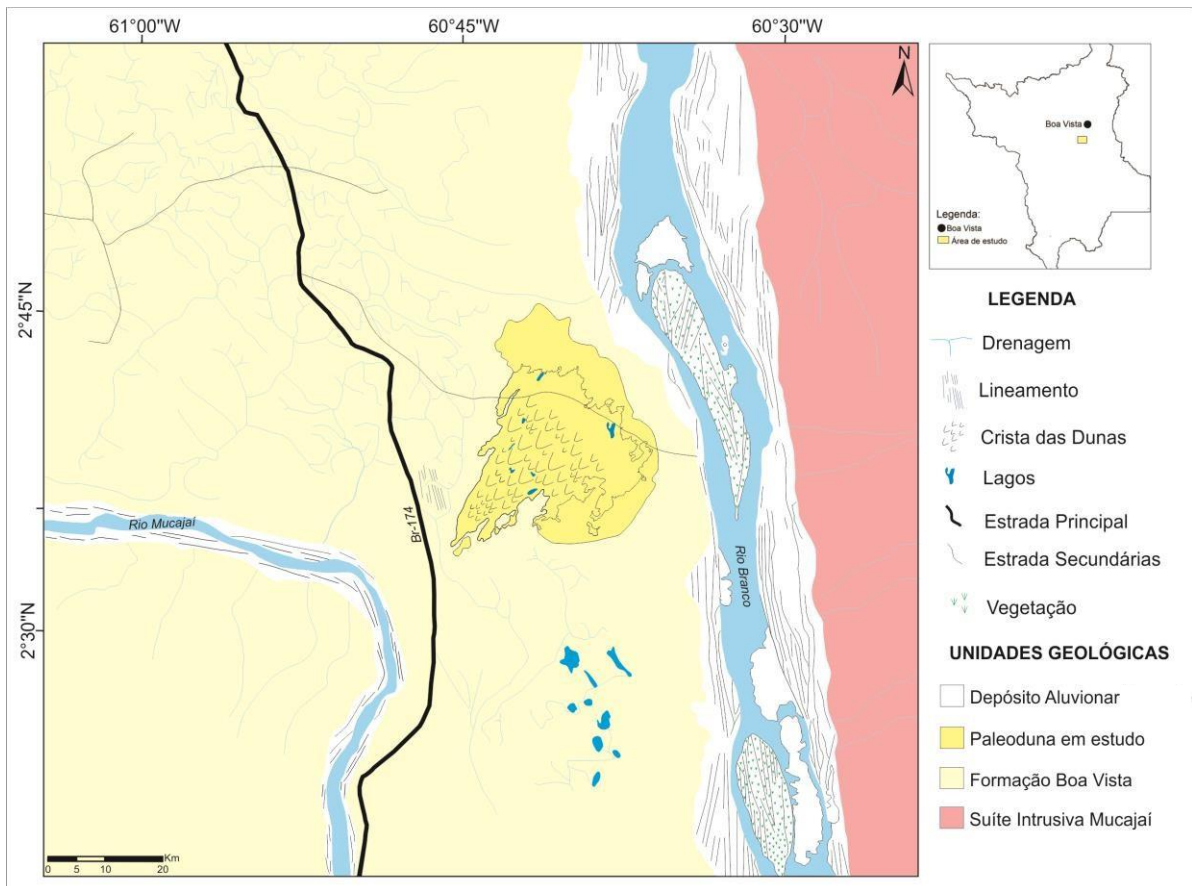


Figura 26 – Mapa geomorfológico e geológico da área de estudo mostrando a distribuição em área e limites das unidades litoestratigráficas aflorantes: Suíte Intrusiva Mucajaí, Formação Boa Vista, Paleoduna em estudo e Depósitos Aluvionares. Elaborado com base em Fonte: Fotografias aéreas do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM).

A Formação Boa Vista é a unidade mais expressiva em área, e ocupa as porções N-NW e S-SW do mapa, sendo limitada nas porções NE e SE pelos Depósitos Aluvionares. Exibe relevo plano, padrão de drenagem dendrítica a subdendrítica (Ladeira *et al.* 2014), com cotas altimétricas entre 66 a 90 metros.

A paleoduna em estudo se restringe a porção central da área, sobreposta aos depósitos da Formação Boa Vista sendo possível dividi-la em duas partes, porção externa e interna. A externa é recoberta por uma vegetação mais densa que impossibilita a identificação dos elementos texturais. A interna é constituída por dunas com vegetação mais rasteira (gramínea) e que apresentam cristas em formas de „U” que estão orientadas na direção NNE-SSW com

a ocorrência de lagos interdunas, com formas arredondadas e irregulares.

Os Depósitos Aluvionares ocorrem associados ao Rio Branco e ao Mucajaí, possui um relevo plano, com cotas altimétricas entre 55 a 70 metros, sendo limitada a oeste pela Formação Boa Vista e a leste pela Suíte Intrusiva Mucajaí.

7.1 Formação Boa Vista

A Formação Boa Vista ocorre como sendo o embasamento do campo de dunas (Figura 1), e se caracteriza por apresentar inúmeros lagos isolados, de formas (principalmente arredondados e alongados) e tamanhos variados, sendo recoberta por uma vegetação predominantemente savana do tipo parque, e em porções mais raras por gramíneas (Meneses *et al.* 2007)

Foram analisadas 2 ocorrências desta unidade, em trincheiras abertas, referentes aos pontos PSG 16 (Figura 27) e PSG 26 A (Figura 11). Internamente, apresenta coloração bege amarelado a acinzentado, aspecto maciço, sendo constituída por areias e variações para finos (siltes e argilas). Mineralogicamente, as areias são constituídas por grãos de quartzo, com poucos minerais opacos (Figura 28), exibe seleção moderada e granulometria variando de média (PSG 16) a grossa (PSG 26 A). Em geral, os grãos variam de subarredondados a angulosos e exibem predominante baixa esferecidade (Figura 29).

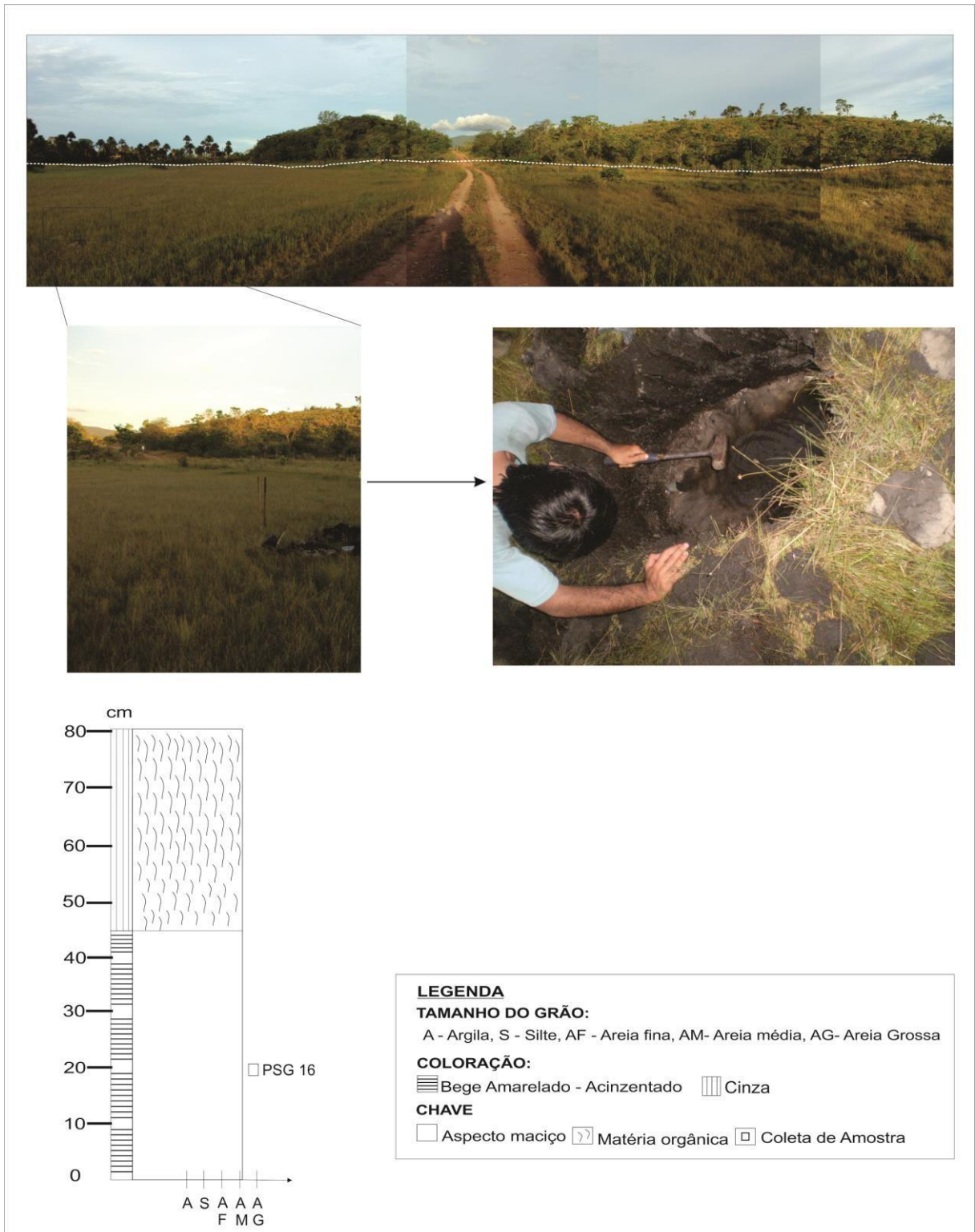


Figura 27 - Seção panorâmica mostrando o contato entre a Formação Boa Vista (base) e a paleoduna em estudo (topo) marcado por uma linha tracejada branca. Os detalhes mostram a trincheira aberta na Formação Boa Vista, com os dados descritivos da seção colunar.

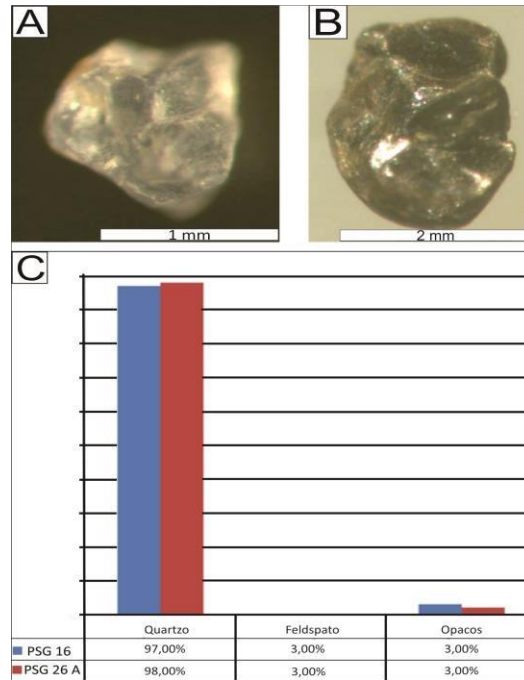


Figura 28 -Grãos de Quartzo (Detalhe A) e, mais restritamente, de Opacos (Detalhe B), nas amostras dos pontos PSG 16 e PSG 26 A, com o respectivo percentual da composição mineralógica (Detalhe C).

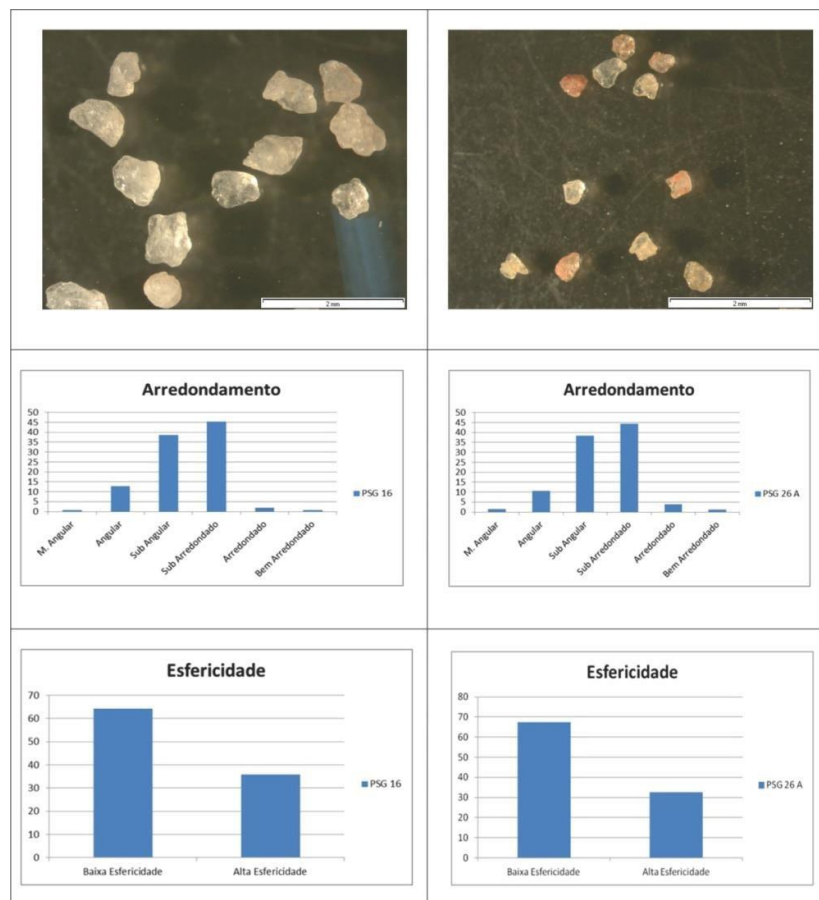


Figura 29 – Grãos da Formação Boa Vista (Pontos PSG 16 e PSG 26 A) em lupa binocular com os histogramas de arredondamento e esfericidade.

A análise granulométrica (Tabelas 2 e 3) mostrou um resultado (Figura 30) que indica

predominância de duas classes granulométricas, areia média (PSG 16) e areia grossa (PSG 26 A) com porções mais finas, de seleção moderada, com valores de curtose variando de mesocúrtica (PSG 16) a muito leptocúrtica (PSG 26 A). A assimetria dos sedimentos varia entre muito positiva (PSG 26 A) e positiva (PSG 16).

Tabela 2 – Intervalos granulométricos das amostras da Formação Boa Vista.

	Intervalos granulométricos (mm)									
	> 1	1- 0,710	0,710 – 0,500	0,500 - 0,350	0,350 - 0,250	0,250 – 0,177	0,177 – 0,125	0,125 - 0,088	0,088 - 0,063	< 0,063
PSG 16	0	5,53	12,5	28,37	19,03	19,76	6,87	4,91	1,62	1,38
PSG 26 A	0	50,3	27,93	12,91	0,14	0	0,46	2,34	1,37	4,51

Tabela 3 - Resultado dos parâmetros de média, mediana, seleção, assimetria e curtose das amostras da Formação Boa Vista.

AMOSTRAS	Média Ø	Mediana Ø	Seleção	Assimetria	Curtose
PSG 16	1,666	1,594	0,7916	0,2013	0,988
PSG 26 A	0,7177	0,5968	0,6904	0,8027	0,3762

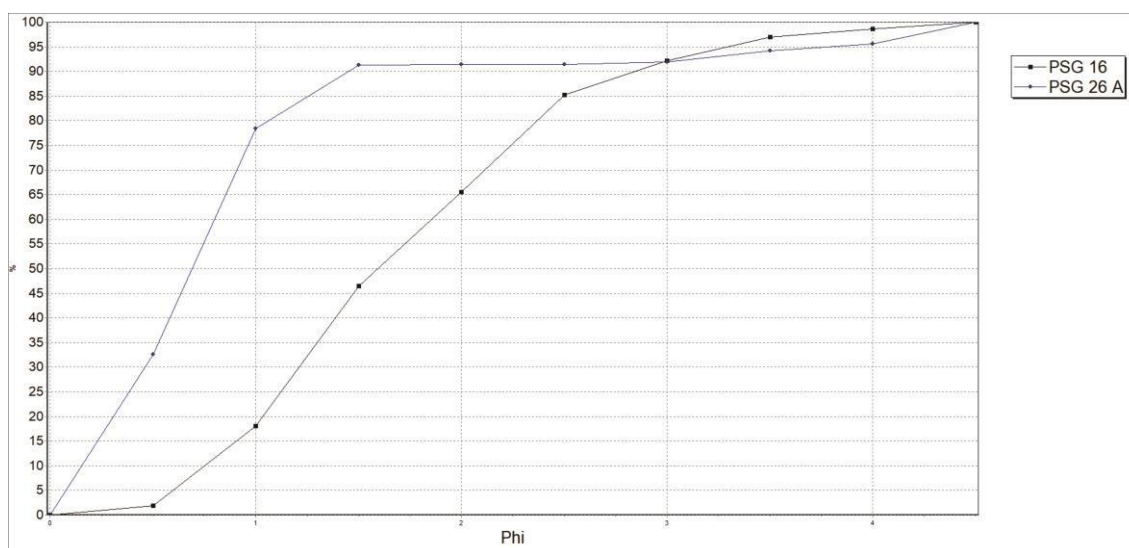


Figura 30 – Curvas de distribuição granulométrica das amostras da Formação Boa Vista, mostrando as duas classes granulométricas predominantes: areia média (PSG 16) e areia grossa (PSG 26 A).

Na análise de 50 grãos da Formação Boa Vista, dos pontos PSG 16 e PSG 26 A, foram identificadas sete microtexturas distintas (Figura 31), sendo seis delas relacionadas a feições de impacto entre os grãos, a mais abundante as Marcas de Impacto (Mi) com 67% conforme ilustrada nas figuras 32 (A-B, G-H) e 33 (A-D); As placas Mecanicamente Voltadas Para

Cima (Pm) com 25% representadas nas figuras 32 (A-B) e 33 (C); Os Steps Arqueados (Sa) com 25% conforme nas figuras 32 (C) e 33 (C); A Borda Bulbosa (Bb) com 9 % na figura 32 (D); Os Steps Lineares (Sl) com 9 % conforme figura 32 (E) e as Depressões Alongadas (Da) com 9% ilustrada na figura 32 (F). A microtextura de Precipitação (Pr) ou Cimentação com 45 % é associada a processo pós-deposicional que ocorre nos grãos, geralmente dispersos em marcas de impacto (Figura 32 G-H; Figura 33 A-B, D).

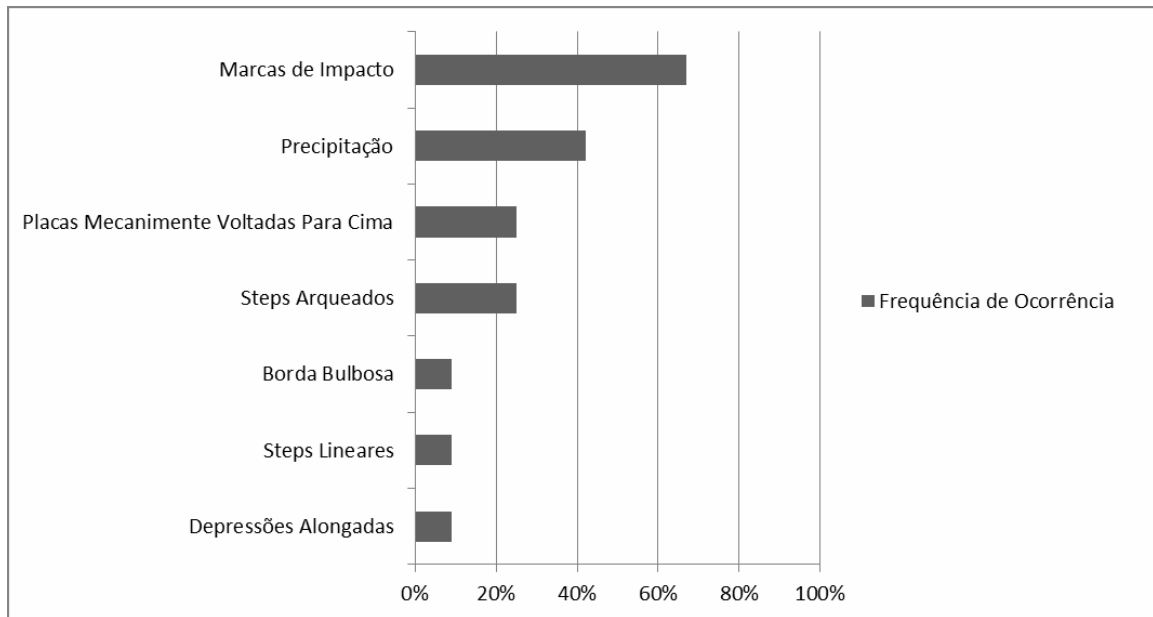


Figura 31– Gráfico de Frequência de ocorrência das diferentes microtexturas encontradas nos grãos de quartzo da Formação Boa Vista, destacando a predominância das Marcas de Impacto (Mi), Precipitação (Pr), Placas Mecanicamente Voltadas para Cima (Pm) e Steps Arqueados (Sa).

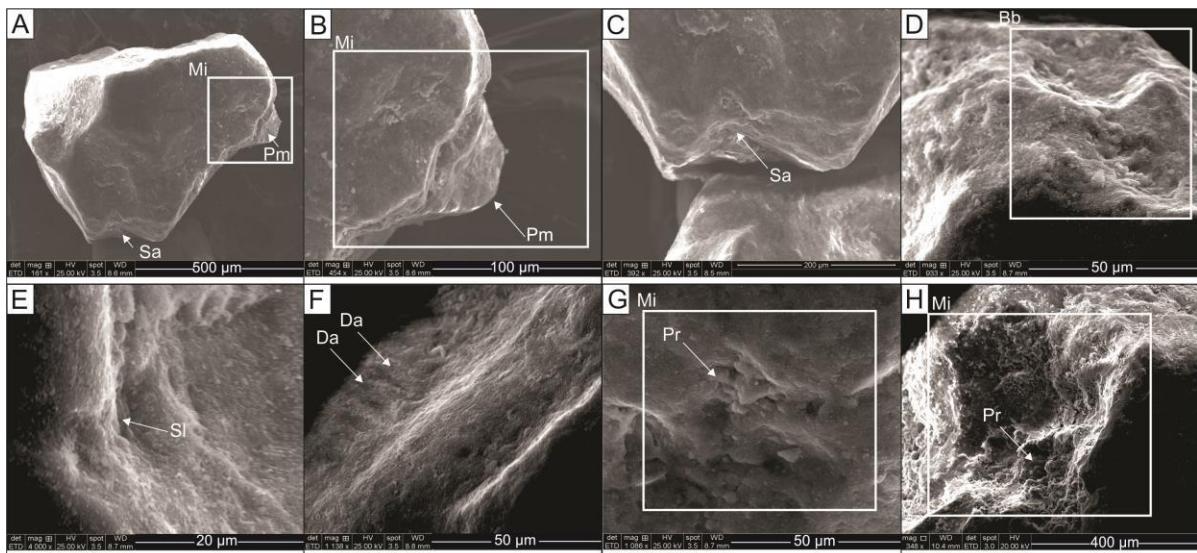


Figura 32 – Grãos de Quartzo dos pontos PSG 16 e 26 A mostrando microtexturas associadas a impactos entre os grãos. Feições de Marcas de Impacto (Mi) nos detalhes A e B ocorre associada as Placas Mecanicamente Voltadas para Cima (Pm) e, no detalhe G-H ocorre associada a feição pós-deposicional de Precipitação (Pr). Os Steps Arqueados (As) ocorrem em A e em maior detalhe em C. A Borda Bulbosa (Bb) ocorre no detalhe D, enquanto que os Steps Lineares (Sl) ocorrem no detalhe E e as Depressões Alongadas (Da) ocorrem em F.

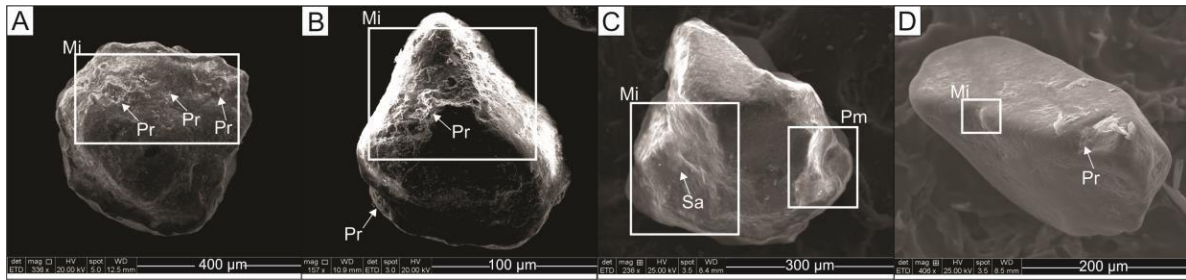


Figura 33 – Vista geral dos grãos das amostras da Formação Boa Vista (PSG 16 e PSG 26 A) mostrando a ocorrência das microtexturas na superfície dos grãos. No detalhe A-B, a feição pós-deposicional de Precipitação (Pr) ocorre dentro de uma Marca de Impacto (Mi). No Detalhe do grão em C, ocorre Steps Arqueados (Sa) associada a uma Marca de Impacto (Mi) em borda esquerda enquanto que na borda direita há o detalhe da microtextura de Placas Mecanicamente Voltadas para Cima (Pm). O detalhe em D mostra um grão fosco e parcialmente polido com a presença de Marcas de Impacto (Mi) e Precipitação (Pr).

7.2 Depósitos Aluvionares

Os Depósitos Aluvionares ocorrem ao longo de todo o Rio Branco, como barras marginais e ilhas, totalmente ou parcialmente vegetadas (Figura 1). As barras arenosas apresentam linhas de acreção lateral situadas em cotas altimétricas entre 55 a 70 metros.

Foram analisadas 9 amostras dessas unidades que apresentam coloração bege-amarelada, onde os grãos são predominantemente moderados com granulometria que varia de areia grossa (PSG 19 A, PSG 21, PSG 23 B) a areia fina (PSG 20 A) com predominância na classe areia média (PSG 19 B, PSG 20 B, PSG 23 A, PSG 24 e PSG 25), conforme ilustrado nos pontos PSG 19 A,B (Figura 34), PSG 20 A,B (Figura 35), PSG 21, PSG 23A,B (Figura 36), PSG 24 (Figura 37), PSG 25. Os depósitos são constituídos por grãos de quartzo e minerais opacos (Figura 38), que variam de subangulosos a angulosos, predominantemente com baixa esfericidade (Figura 39).

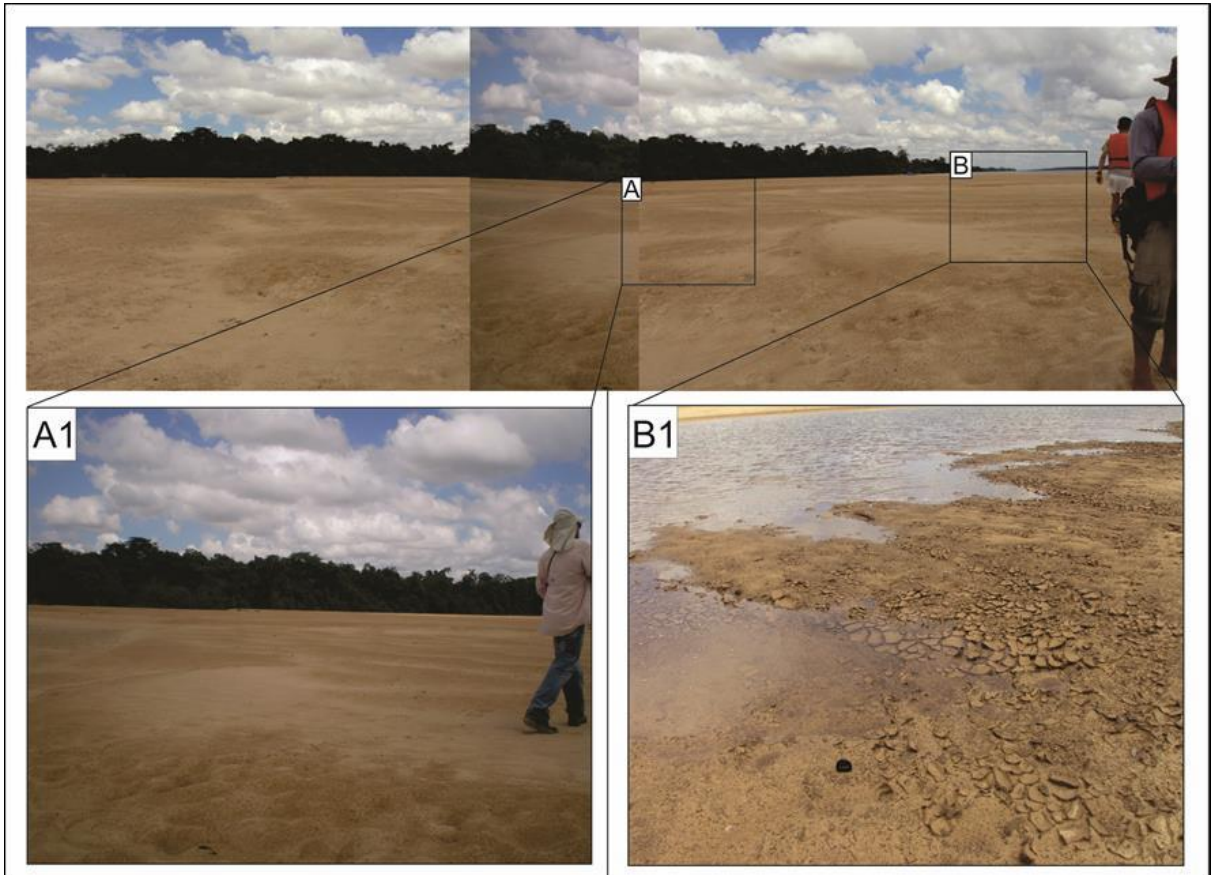


Figura 34 - Seção Panorâmica do afloramento da PSG 19 mostrando as cristas sinuosas das barras que compõem os depósitos aluvionares, bem como o local de coleta das amostras para granulometria (detalhes A1 e B1).



Figura 35 - Barra fluvial na margem do Rio Branco, destacando suas porções laterais (Detalhes A e B1). O detalhe A indica o local de coleta da amostra PSG 20 A e o detalhe B1, o local de coleta da amostra PSG 20 B.



Figura 36 - Barras fluviais arenosas dos Depósitos aluvionares do Rio Branco (Ponto PSG 23 A-D). Os detalhes A e B indicam os locais de coleta.



Figura 37 - Barra fluvial do Rio Branco (Ponto PSG-24), indicando o local de coleta da amostra.

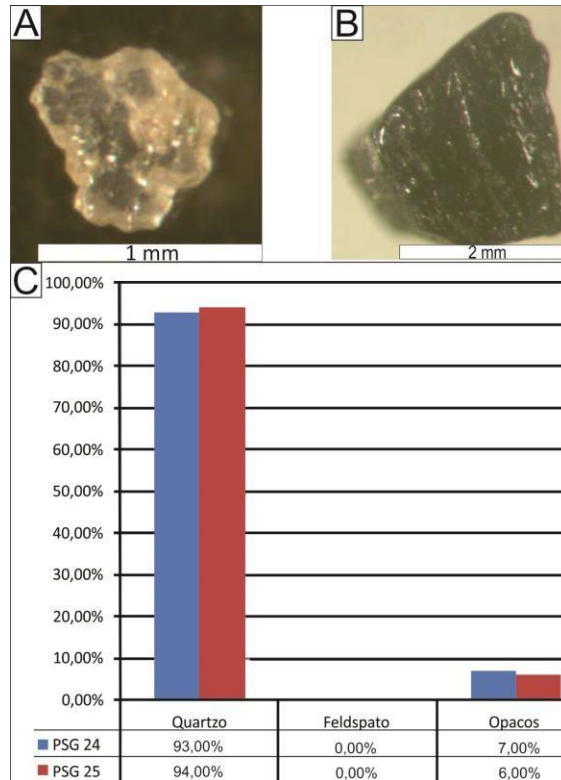


Figura 38 – Grãos de Quartzo (Detalhe A) e, em menor quantidade, de Opacos (Detalhe B), nas amostras dos pontos PSG 24 e PSG 25, com o respectivo percentual da composição mineralógica (Detalhe C).

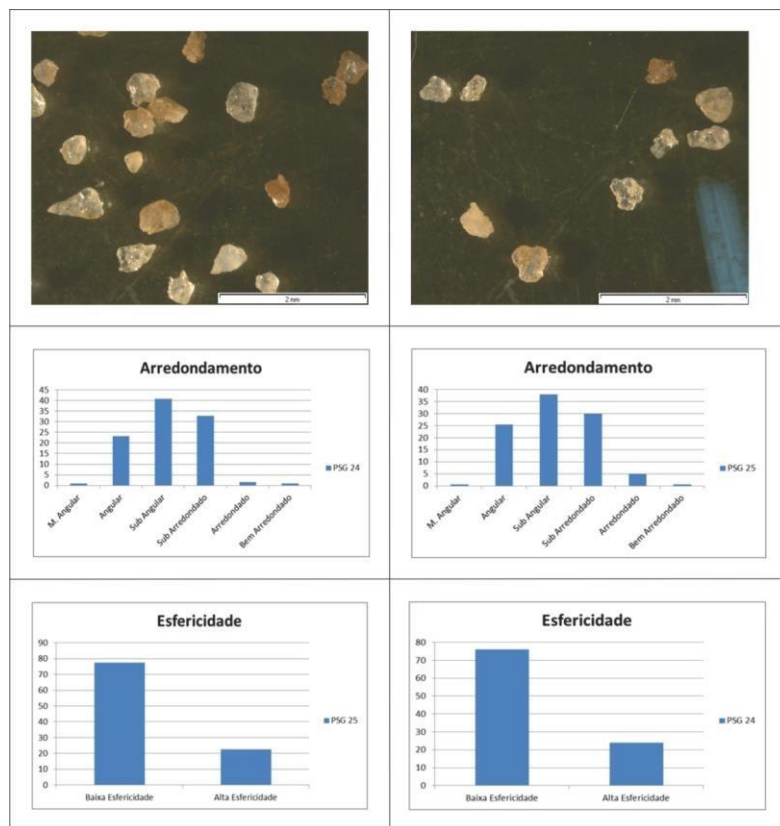


Figura 39 – Grãos arenosos dos Depósitos Aluvionares (Pontos PSG 24 e PSG 25) sob o microscópio binocular das com as respectivas variações de arredondamento e esfericidade.

A análise granulométrica (Tabela 3 e 4) mostrou um resultado (Figura 40) que indica

variação da classe granulométrica de areia grossa (PSG 19 A, PSG 21, PSG 23 B) a areia fina (PSG 20 A) com predominância na classe areia média (PSG 19 B, PSG 20 B, PSG 23 A, PSG 24 e PSG 25), com seleção predominante moderada, com exceção da Psg 23 B e PSG 24 que são bem selecionadas. Os valores de curtose são quase que em sua totalidade de mesocúrtica, com exceção da PSG 23 A (platicúrtica). A assimetria desses sedimentos tende a aproximadamente simétrico, com exceção de três amostras sendo positiva (PSG 19 B, PSG 23 B, PSG 25).

Tabela 4 - Intervalos granulométricos das amostras dos Depósitos Aluvionares.

	Intervalos granulométricos (mm)									
	> 1	1-0,710	0,710 - 0,500	0,500 - 0,350	0,350 - 0,250	0,250 - 0,177	0,177 - 0,125	0,125 - 0,088	0,088 - 0,063	< 0,063
PSG 19 A	0	26,60	25,18	33,31	11,23	3,36	0	0	0	0
PSG 19 B	0	15,45	18,48	32,37	17,24	12,84	2,10	0,38	0,35	0,74
PSG 20 A	0	0,10	1,88	10,57	13,93	28,47	18,91	19,12	5,08	1,89
PSG 20 B	0	0	0	8,56	18,21	38,35	20,75	13,15	0,95	0
PSG 21	0	45,17	30,46	22,18	2,17	0	0	0	0	0
PSG 23 A	0	0,92	8,9	33,81	27,87	24,69	3,66	0,10	0	0
PSG 23 B	0	10,36	20,21	39,84	19,27	10,02	0,27	0	0	0
PSG 24	0	22,75	27,04	36,75	11,01	2,42	0	0	0	0
PSG 25	0	17,73	18,35	30,81	16,94	13,68	2,38	0,08	0	0

Tabela 5 - Resultado dos parâmetros de média, mediana, seleção, assimetria e curtose das amostras dos Depósitos Aluvionares Recentes.

AMOSTRAS	Média Ø	Mediana Ø	Seleção	Assimetria	Curtose
PSG 19 A	0,9136	0,961	0,572	-0,0340	0,8575
PSG 19 B	1,260	1,248	0,721	0,0359	0,9419
PSG 20 A	2,433	2,413	0,796	0,0212	0,9661
PSG 20 B	2,320	2,303	0,623	0,0292	1,071
PSG 21	0,648	0,579	0,462	0,2231	0,794
PSG 23 A	1,653	1,614	0,554	0,0431	0,8459
PSG 23 B	1,245	1,244	0,609	0,0061	1,096
PSG 24	0,9398	1,003	0,547	-0,0882	0,9069
PSG 25	1,227	1,226	0,731	0,023	0,8924

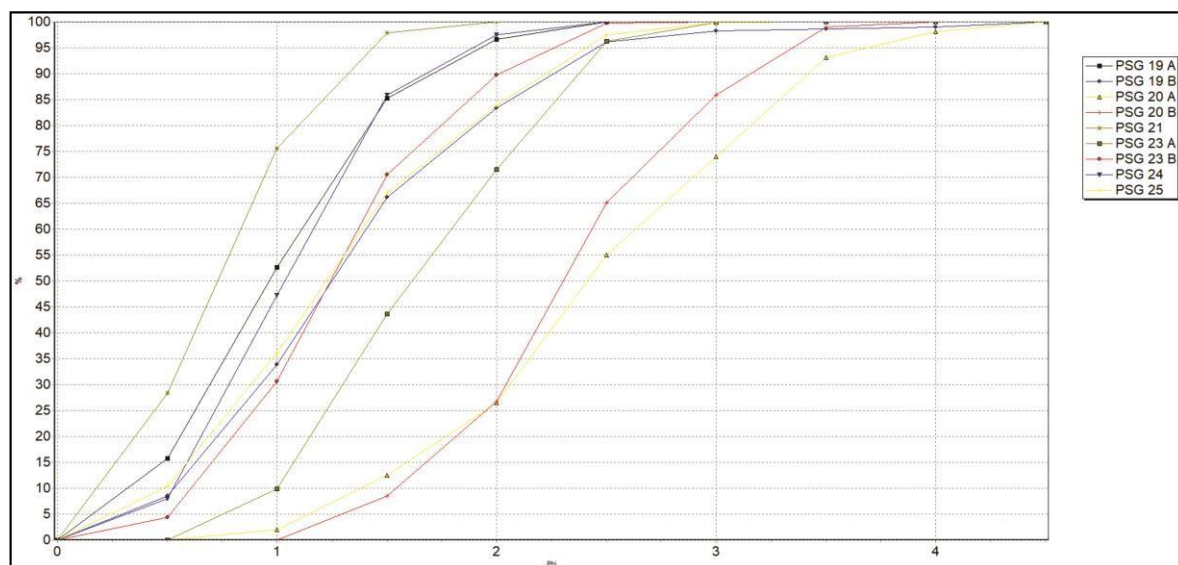


Figura 40 – Curvas de distribuição granulométrica das amostras dos Depósitos Aluvionares, mostrando a variação das classes granulométricas, areia grossa (PSG 20 A, PSG 21, PSG 23 B), areia média (PSG 19 B, PSG 20 B, PSG 23 A, PSG 24 e PSG 25) e areia fina (PSG 20 A).

Na análise de 30 grãos dos Depósitos Aluvionares dos pontos PSG 23 A e PSG 24, foram identificados onze microtexturas distintas (Figura 41), sendo nove delas relacionadas a feições de impacto entre os grãos, como as Marcas de Impacto (Mi) com 38 % conforme ilustrada nas figuras 42 (C-F) e 43 (F-G); As Placas Mecanicamente Voltadas Para Cima (Pm) com 19% representada nas figuras 42 (F-H); Os Steps Lineares (Sl) com 13% nas figuras 42 (E) e 43 (B); A Borda Bulbosa (Bb) com 13% detalhada na 43 (C); As Ranhuras Superficiais (Ra) com 7 % ilustrada na figura 43 (E); A feição de Cratera (Cr) com 7 % representada na 42 (H); A Fratura coinchoidal (Fc) com 7 % detalhada na figura 42 (C); V- Shape (Vs) com 7 % na figura 43 (A); A microtextura de Grãos Derretidos por Impactos (Sm) 7% só ocorre neste depósito e se caracteriza por microfaturas de fusão, incluindo formas de gotejamento na estrutura do grão, causado no derretimento dos grãos devido a ondas de choque de alta pressão resultante de impacto meteórico ou em alguns casos de transporte eólico, conforme ilustrada na figura 42 (A) e com maior detalhe na 42 (B). Além destas microtexturas associadas a impacto há a ocorrência feições pós-depositacionais, associada a Precipitação (Pr) 32% e Dissolução (Di) 13%.

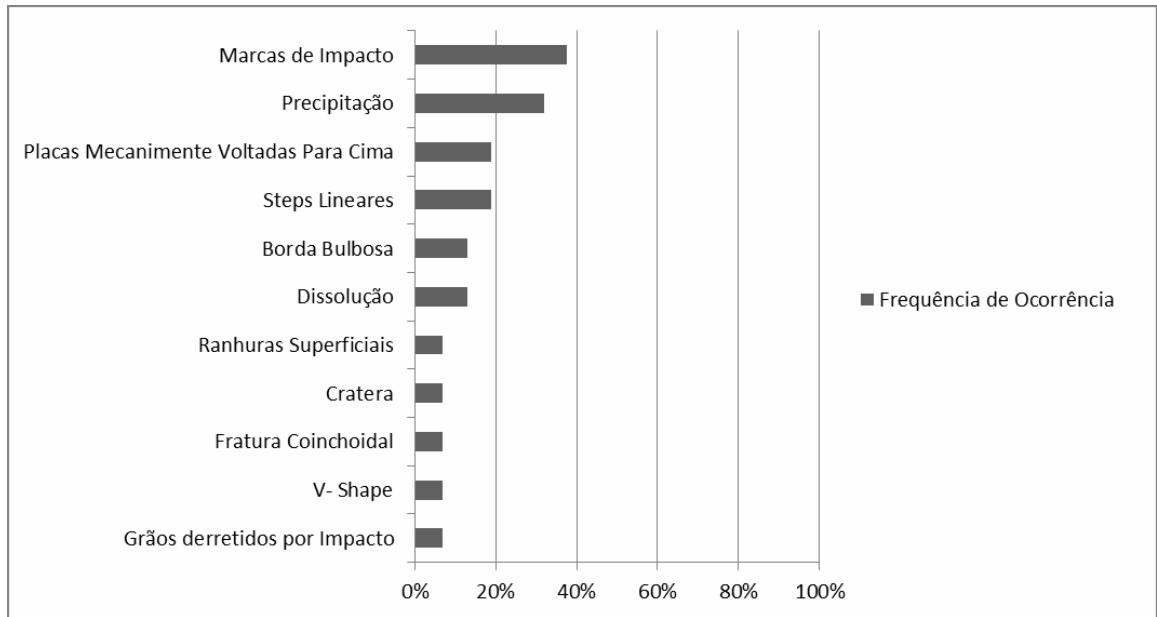


Figura 41 - Gráfico de Frequência de ocorrência das diferentes microtexturas encontradas nos grãos de quartzo dos Depósitos Aluvionares, destacando a predominância das Marcas de Impacto (Mi), Precipitação (Pr) e Placas Mecanicamente Voltadas para Cima (Pm).

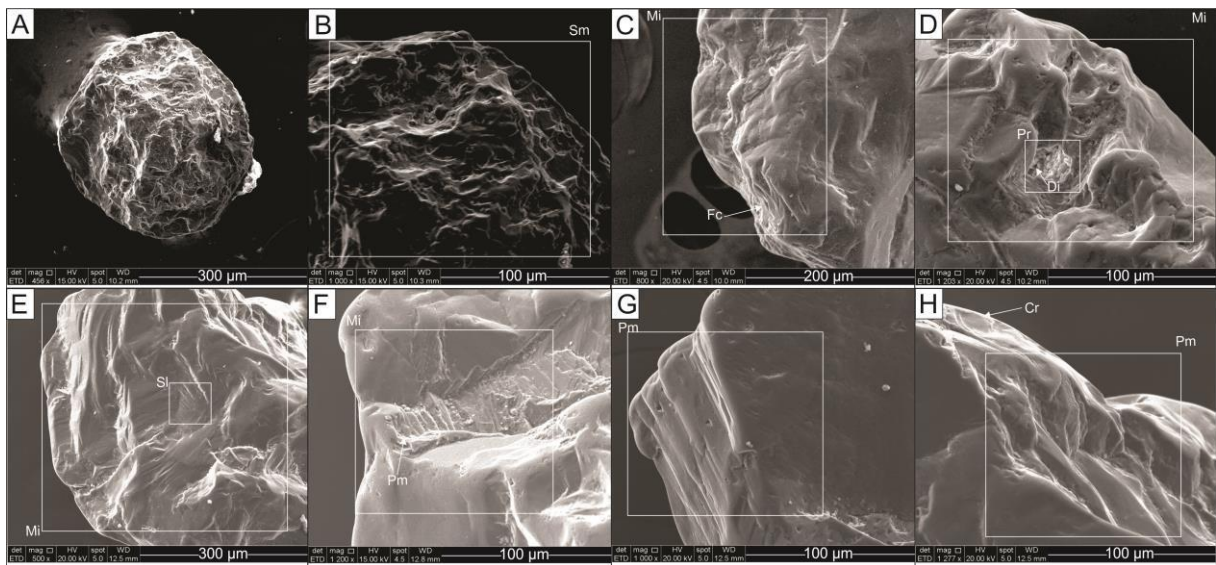


Figura 42 – Grãos de quartzo dos pontos PSG 23 A e PSG 24 mostrando microtexturas associadas a impactos entre os grãos. A feição de Grãos derretido por Impacto (Sm) ocorre somente neste depósito, ilustrada em A e com maior detalhe em B. As Marcas de impacto (MI) ocorrem nos detalhes C associada a Fratura Coinchoidal (Fc), no detalhe D associada a Precipitação (Pr) e Dissolução (Di), no detalhe E associada a Steps Lineares (SI) e no detalhe em F associada as Placas Mecanicamente Voltadas para Cima (Pm). As Placas Mecanicamente Voltadas para Cima (Pm) ocorrem também no detalhe G e no detalhe em H, onde em H o grão também possui a microtextura de Cratera (Cr).

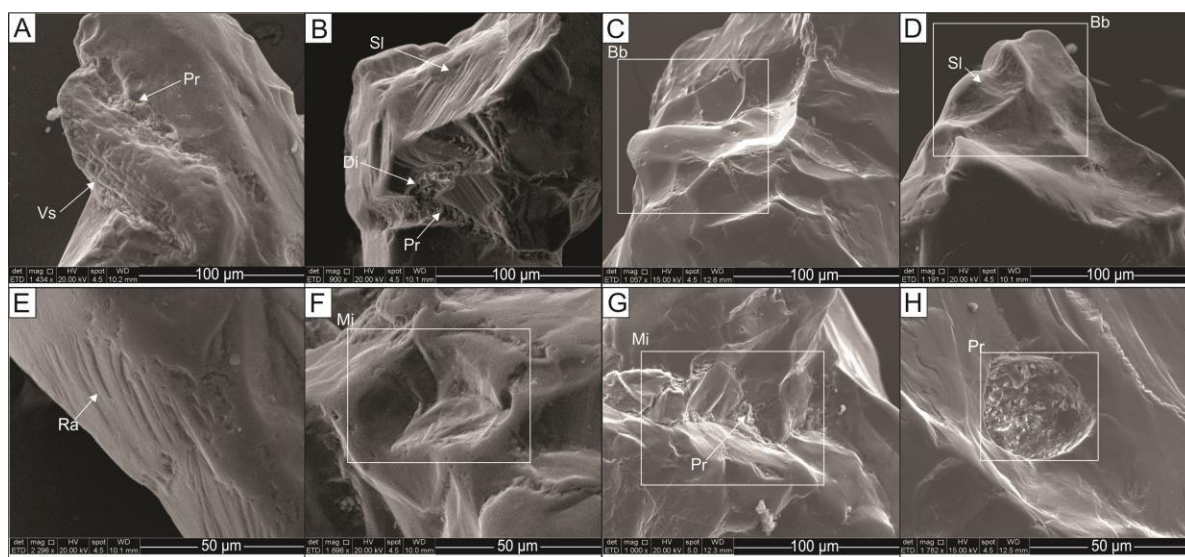


Figura 43 – Grãos de Quartzo dos pontos PSG 23 A e PSG 24 mostrando as microtexturas associadas a impacto entre os grãos e eventos pós-deposicionais. A feição de Precipitação (Pr) ocorre no detalhe A associada a V-Shape (Vs), no detalhe em B associada a Dissolução (Di) e Steps Lineares (Sl), no detalhe G dentro de uma Marca de Impacto (Mi) e de forma isolada no detalhe em H. A feição de Borda Bulbosa (Bb) ocorre nos detalhes em C e associada a Steps Lineares (Sl) em D. As ranhuras superficiais ocorrem de forma restrita no detalhe em E.

8 DISCUSSÕES

A individualização da paleoduna arenosa em estudo, com idade de construção entre 51.700 e 1.100 anos (Zular *et al.* 2019), é bem definida por seu contato discordante sobre a unidade sotoposta (Formação Boa Vista), marcado por quebra negativa do relevo, Apresenta relevo de cristas alinhadas, que a diferencia do relevo plano com padrão de drenagem dendrítico a subdendrítico da Formação Boa Vista e das barras com linhas de acresção lateral dos Depósitos Aluvionares. A morfologia deposicional da paleoduna , com cristas alinhadas na direção NE-SW, muitas vezes individualizadas por lagos interduna, evidenciam seu caráter deposicional, cujo agente de transporte principal foi provavelmente o vento. A morfologia deposicional também ajuda na sua diferenciação dos corpos arenosos gerados “in situ” por intemperismo na Amazônia, denominados de Espodossolos (Horbe *et al.* 2003, 2004).

Os dados estatísticos obtidos das areias da paleoduna em estudo revelaram a predominância de grãos finos a médios, moderadamente selecionados. A pequena variação granulométrica encontrada pode ser indicativa de transporte eólico, já que o vento é um bom agente selecionador, entretanto, sempre que houver variações de velocidade, haverá mudanças no tamanho do grão (Maia, 1998). Diversos autores inferem um padrão de sazonalidade na direção dos ventos na Amazônia (Latrubese & Nelson, 2001; Carneiro *et al.* 2002; Carneiro *et*

al. 2003), que se repete em períodos cíclicos desde o passado até hoje, exibindo tendência na direção ENE nos períodos mais secos e E ou ESE nos mais chuvosos. Desta forma, os dados de granulometria e seleção encontrada na paleoduna são concordantes com o estudo de Ahlbrandt (1979) para dunas eólicas interiores, onde predominam areias finas a médias que exibem seleção variada, com tendência a ser pobremente selecionada.

A ampla dispersão dos valores de curtose encontrada nos sedimentos da paleoduna pode ser analisada em função da seleção moderada, que reflete o ambiente de energia mais elevada dos ventos, com posterior diminuição da velocidade em alguns períodos em função da sazonalidade, gerando com isso, um sedimento bimodal.

De forma complementar, a tendência de assimetria positiva dos grãos analisados pode ser diretamente relacionada à predominância da granulometria fina, a qual é compatível com os depósitos eólicos descritos por Ahlbrandt (1979). Apesar de Bigarella (1972) indicar uma tendência de assimetria negativa para depósitos eólicos, Friedman (1961) indica assimetria positiva para dunas desérticas, continentais, costeiras ou fluviais.

A interpretação fica mais evidente quando são plotadas as amostras da paleoduna em estudo (círculo laranja), incluindo as amostras de Figueiredo & Wankler (2012) (círculo vermelho) que pertencem a mesma unidade, no diagrama de Friedman (1961) representado pelas areias de duna (círculo preto), areias de praia de lagos (círculo verde claro), areias de praias de oceano (azul marinho) e areias de praias de oceano sem equilíbrio (azul claro), ilustrado na figura 24. As areias da paleoduna (círculos laranja e vermelho) possuem uma assimetria positiva com os valores se concentrando acima da curva e, a média dos grãos, mostra uma tendência para areia fina, sendo portanto, compatível com os dados de depósitos eólicos de Ahlbrandt (1979). Por outro lado, os valores para areias de praias de lagos e de oceanos (círculos azul claro, azul escuro e roxo), tendem a ter assimetria negativa com uma granulometria mais grossa, com exceção das areias de praia dos oceanos (sem equilíbrio) (círculos azul claro) a qual é considerado uma anomalia.

A predominância de grãos subarredondados (42%) e subangulosos (37%) na paleoduna em estudo é coerente com os dados obtidos para a paleoduna na fronteira Brasil, Venezuela e Guiana Inglesa (estudada por Teeuw & Rhodes 2004), onde predominam grãos subarredondados (36%) e subangulosos (29 %), segundo a análise granulométrica de Figueiredo & Wankler (2012). Estudo recente em dunas eólicas têm indicado que a maioria dos grãos não são bem arredondados, com exceção dos sedimentos retrabalhados (Goudie & Watson 1981; Pye & Tsoar 2009, Sousa *et al.* 2012).

Em relação ao parâmetro granulométrico, o corpo arenoso em estudo se difere da

Formação Boa Vista e Depósitos Aluvionares, por ser mais bem selecionado e ter um predomínio maior de grãos quartzosos na classe areia média. Além disso, a maturidade química e física do corpo arenoso é maior, o que pode refletir uma maior distância do transporte ou fases de retrabalhamento dos grãos pela água e vento.

Nos grãos analisados existe uma predominância de feições de choques e contatos entre grãos gerados durante o transporte, com destaque para as microfeições de Marcas de Impacto ou Abrasão, como Placas Mecanicamente Voltadas para Cima, Depressões Alongadas, Crateras, Bordas Bulbosas e V-Shape. A quantidade significativa destas feições em grãos de um depósito, segundo Nichols (2009), pode estar associada a alta energia do transporte eólico, que danifica a superfície dos grãos.

As microfeições de Placas Mecanicamente Voltadas para Cima e Depressões Alongadas encontradas nos grãos estudados podem ser características de transporte eólico. Diversos estudos (Kuenen 1960; Kuenen & Perdok, 1962; Margolis & Krinsley, 1971; Ahlbrandt, 1979; Mahaney, 2002). Kuenen (1960) e Kuenen & Perdok (1962) apontam que suas gêneses podem estar associadas à impactos mecânicos entre os grãos, tanto no transporte por meio aquoso, quanto no eólico, sendo que neste último, o impacto é mais intenso e não há o amortecimento pela água. Nas areias do deserto Kalahari (Zâmbia), Musonda (1987) identificou um padrão de placas mecanicamente voltadas para cima e, por mais que haja a suavização desta feição durante o retrabalhamento pela água, o grão ainda preserva características do transporte eólico.

As microfeições de Crateras e Bordas Bulbosas identificadas em grãos deste estudo, podem ser comparadas as encontradas nas dunas de Portugal por Costa *et al.* (2013), onde os autores constataram que a associação destas microfeições em grãos angulosos são indicativas de dunas eólicas mais recente, enquanto que as mesmas microfeições em grãos mais arredondados (com presença de dissolução na superfície) são indícios de dunas mais antiga. Chakroun *et al.* (2009) associaram as microtexturas de impactos e crateras ao estágio final de transporte do grão em ambiente eólico em dunas da Tunísia

De forma particular, a microestrutura V-Shape identificada na superfície de alguns grãos estudados, pode ter sua gênese associada ao transporte pela água (Mahaney & Rutter 1992; Mahaney 1996) e tem sido identificada por Margolis & Krinsley (1974) em depósitos transicionais, entre duna subaquosa e de praia e duna eólica.

De forma a corroborar com os dados microtexturais descritos neste estudo, Figueiredo e Wankler (2012) também identificaram microfeições de Marcas de Choque (além de opacidade) nos grãos da paleoduna localizada na fronteira Brasil, Venezuela e Guiana Inglesa.

Portanto, os dados de interpretação obtidos para as microtexturas superficiais (Placas Mecanicamente Voltadas para Cima, Depressões Alongadas, Crateras e Bordas Bulbosas) descritas neste estudo, corroboram a com os dados geológicos regionais (Latrubese & Nelson, 2001; Carneiro *et al.* 2002, 2003; Teeuw & Rhodes, 2004; Zular *et al.* 2019) que enfatizam a existência de corredores eólicos durante a deposição das paleodunas do Amazonas e Roraima.

Na ordem sequencial, os depósitos arenosos da paleoduna, Aluvionares e da Formação Boa Vista, apresentam microtexturas associadas principalmente a impacto entre os grãos. O

predomínio desta feição nos grãos da paleoduna pode ser indicativo de várias fases de retrabalhamento e/ou que os grãos tenham herdado características microtexturais da área fonte. Como exemplo, a ocorrência de microtextura V-Shape na superfície dos grãos da paleoduna, em torno de 40%, nos leva a inferir que parte feição pode ter sido herdada dos

Depósitos Aluvionares, onde essa ocorrência fica em torno de 7%. A gênese desta microfeição tem sido associada ao transporte pela água (Mahaney & Rutter 1992; Mahaney 1996) em ambientes transicionais, entre duna subaquosa, de praia e duna eólica (Margolis &

Krinsley 1974). Além disso, a similaridade da assembléia de minerais pesados desta paleoduna (Zircão, Turmalina, Silimanita, Anfibólio, Estauroлита, Topázio, Rutilo, Monazita, Cianita, Epídoto, Augita, Cassiterita, Andalusita e Granada) com a das barras do Rio Branco, definida no estudo de Zular *et al.* (2018), também indica as barras como uma das prováveis áreas fonte para a construção da paleoduna.

Outra microtextura que se destaca são as Placas Mecanicamente Voltadas para Cima, encontrada nos grãos da paleoduna e da Formação Boa Vista, quase na mesma proporção. Este fato pode sugerir que parte das areias da paleoduna seja produto de retrabalhamento dos depósitos da Formação Boa Vista, conforme também sugerido por Riker (2005) e Zular *et al.* (2019). Além disso, os estudos de Rosseti *et al.* (2017) e Zular *et al.* (2019) indicam os depósitos arenosos dos megaleques e da Formação Boa Vista, respectivamente, como prováveis áreas fontes para a construção das paleodunas de Roraima.

9 CONCLUSÕES

Durante o Holoceno, a ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) migrou para o sul pela mudança de insolação, fazendo com que o fenômeno El Niño se prolongasse por mais tempo, ampliando as mudanças sazonais no norte da América do Sul (Haug *et al.*, 2001). Esta migração provocou a diminuição das chuvas e aumento dos períodos secos (Maia *et al.*, 2005) e intensificou a entrada de ventos alísios e oceânicos no interior do continente (Schneider *et*

al., 2014) e, conseqüentemente, favoreceu o transporte (predominantemente pelo vento) e deposição dos campos de paleodunas arenosas identificados nos estudos de Carneiro & Zinck (1994), Latrubese & Nelson (2001), Carneiro *et al.* (2002), Teeuw & Rhodes (2004) e Zular *et al.* (2019). Em geral, a morfologia deposicional de cristas lineares (Latrubese & Nelson, 2001; Carneiro *et al.* 2003) e parabólicas (Zular *et al.* 2019) identificadas na superfície de algumas paleodunas, permitem inferir a atuação de um transporte sedimentar e, com isso, diferenciá-las dos corpos arenosos gerados por intemperismo (Horbe *et al.* 2003, 2004, Soares *et al.* 2015) na Amazônia.

Os intervalos geocronológicos obtidos por Zular *et al.* (2019) para a deposição da paleoduna em estudo, entre 51.700 a 27.800 anos, 23.100 a 17.200 anos (intervalo de maior desenvolvimento) e 13.600 a 1.100 anos são coerentes com os intervalos obtidos por Teeuw & Rhodes (2004) e Carneiro *et al.* (2002), respectivamente, para as paleodunas da fronteira Roraima-Guiana Inglesa (17.000 a 15.000 anos) e do Rio Negro (32.000 a 8.000 anos). A proximidade geográfica dessas paleodunas permite associar sua gênese ao mesmo evento climático seco, como os já descritos para região Amazônica em estudos polínicos (Absy *et al.* 1993; Ledru *et al.* 1998; D'apollito *et al.* 2013) e de paleoqueimadas (Cordeiro *et al.* 2011), tendo como áreas fontes os depósitos arenosos dos megaleques (Rossetti *et al.* 2012), da Formação Boa Vista (CPRM, 2002) e das barras do Rio Branco (Zular *et al.* 2019). Esta última área fonte é enfatizada por Zular *et al.* (2019) em função da similaridade das assembleias de minerais pesados da paleoduna em estudo com as barras deste rio.

No âmbito da América do Sul, conforme compilação de Tripaldi & Zarate (2016), as paleodunas do Amazonas e Roraima (norte do Brasil) podem ser associadas as paleodunas eólicas do Llanos do Orinoco, na fronteira Venezuela-Colômbia (12.000 a 500 anos); da Bacia do Rio São Francisco, Brasil (28.000 a 15.000 anos); do Gran Chaco, na fronteira Paraguai-Bolívia (36.000 a 33.000; 18.000 a 12.000 anos); dos Andes Piemonte, na Argentina (24.000 a 14.000 anos) e dos Pampas Ocidentais, na Argentina (33.000 a 20.000 anos AP).

Dados granulométricos e microtexturais inéditos, obtidos da paleoduna em estudo ajudaram a definir a predominância do transporte pelo vento durante a deposição, associado a clima mais seco que o atual. A granulometria fina a média das areias, bem como a seleção moderada são concordantes com o estudo de Ahlbrandt (1979) para dunas eólicas interiores. Além disso, a identificação de feições de choques e contatos entre grãos geradas durante o transporte, com destaque para as microfeições de Marcas de Impacto ou Abrasão, como Placas Mecanicamente Voltadas para Cima, Depressões Alongadas, crateras, bordas bulbosas e V-Shape, permitem associá-las a alta energia do transporte eólico, que segundo Nichols

(2009) danifica a superfície dos grãos.

Os paleossolos com fragmentos de carvão no topo da duna em estudo (Figura 6), foram datados por radiocarbono na pesquisa de Zular *et al.* (2019) com idades de 4790 a 4620; 4230 a 3980 e 1.140 a 970 anos AP. Estes períodos coincidem com outros períodos secos encontrados nos estudos dos grãos de pólen (Absy *et al.* 1982; Behling & Hoogmestra, 1998; Sá *et al.* 2016) e, nos fragmentos de carvão das paleoqueimadas (Absy *et al.* 1993; Piperno & Becker, 1996; Cordeiro *et al.* 1997).

Além disto, os dados comparativos da Formação Boa Vista e dos Depósitos Aluvionares com a paleoduna em estudo, mostram semelhança nos dados granulométricos, de composição mineralógica, arredondamento e esfericidade e, principalmente de textura superficial, no qual mostra um predomínio de microfeições de características de ambiente eólico. Essas evidências corroboram com a hipótese de Zular *et al.* (2019), de que estas duas unidades serviram de aporte sedimentar ao longo do tempo para a paleoduna em estudo e, com a hipótese de Riker (2005) que aponta que as areias destes campo de duna, seriam provenientes de um intemperismo que atuou sobre as grauvacas da Formação Boa Vista, onde a erosão do topo, acumulou material arenosos na parte superior da unidade e, posteriormente, foram submetidas a retrabalhamento eólico.

10 REFERÊNCIAS

- Absy, M. L. 1982. Quaternary palynological studies in the Amazon Basin. In: Prance G.T. (ed.) *Biological diversification in the tropics*. New York, Columbia University, Press, p. 67-73.
- Absy, M.L.; Servant, M. & Absy, M. Laila. 1993 A história do clima e da vegetação pelo estudo do pólen. *Ciência Hoje*, 93(16): 26-30.
- Ahlbradnt, T.S. 1979. Textural parameters in eolian deposits. In: McKee, E. (ed), A, *Study of Global Sand Seas*, Washington, U.S. Geological Survey Paper 1052, p.21-52.
- Barbosa, O. & Ramos, J.R. 1959. Território de Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. *Boletim da Divisão Geológica* (196): 1–49.
- Barreto, A.M.F., Suguio, K., De Oliveira, P.E. & Tatumi, S.H., 1999. The stabilized sand dune field of the middle São Francisco river, Bahia state, Brazil. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (Eds.), *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, p. 223 – 231.
- Berrangé, J.P. 1973. The tectonic geological map of Southern Guyana. In: *Inter- Guiana Geological Conference*, 9, Puerto Ordaz.

- Behling, H. & Hoogmestra, H. 1998. Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colômbia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (139):251-267.
- Bigarella, J.J. 1972. Eolian Environments: Their characteristics, recognition, and importance. In: Rigby, J.K. & Hamblin, W.K. (eds). *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), p.287.
- Camargo, G.M. 2006. Sysgran: Um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. *Revista Brasileira de Geociências* (36): 371-378.
- Carneiro, F.A. & Zinck, J.A. 1994. Mapping paleo-aeolian sand cover formations in the northern Amazon basin from TM images. *ITC journal*, 3: 270-282.
- Carneiro, F.A., Schwartz, D., Tatumi, S.H. & Rosique, T. 2002. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Late Pleistocene –Holocene. *Quaternary Research*, 58: 205-209.
- Carneiro, F.A., Tatumi, S.H., & Yee, M. 2003. Dunas Fósseis na Amazônia. *Ciência Hoje* (3): 24-29.
- Chakroun, A., Miskovsky, J.C. & Zaghib-Turki, D. 2009. Quartz grain surface features in environmental determination of Aeolian Quaternary deposits in northeastern Tunisia. *Mineralogical Magazine* (73): 607-614.
- Colinvaux, P.A. & De Oliveira, P.E. 2000. Paleoeecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. *Journal of Quaternary Science* 15(4):347-356.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E. & Bush, M.B. 2000 Amazonian and neotropical planta communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. *Quaternary Science Reviews* (19): 141-169.
- Cordeiro, R.C. 1997. Paleoincêncidos holocênicos na região de Carajás. In: Abequa, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Curitiba. Resumos expandidos, p.434-438.
- Cordeiro, R.C., Turcq, B., Sifeddine, A., Lacerda., L.D., Silva Filho, E.V., Gueiros, B., Potty, Y.P., Santelli., R.E., Pádua, E.O. & Patchinelam, S.R. 2011. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*(229): 426-439.
- Costa, P.J.M., Andrade, C., Mahaney, W.C., Marques de Silva, F. & Freitas, M.C. 2013. Aeolian microtextures in sílica spheres in a Wind tunnel experiment: Comparison with Aeolian quartz. *Geomorphology* (180-181):120-129.
- CPRM. Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais. 2002. Pesquisa de Argila para Cerâmica Vermelha em Boa Vista – RR. Manaus-AM, CPRM.
- Cremon, E.H., Rosseti, D.F., Sawakuchi, A.O. & Cohen, M.C.L. 2016. The role of tectonics and climate in the late quaternary evolution of a northern Amazonian River. *Journal Geomorphology* (271): 22-39.
- De Oliveira, P.E., Barreto, A.M.F. & Suguio, K. 1999. Late Pleistocene/Holocene climatic

and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 15 (3-4), 319-337.

DNPM/CPRM. Departamento Nacional de Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima. Relatório Final. Manaus.

Fernandez , G.B., Pereira, T.G., Rocha, T.B., Maluf, V., Moulton, M. & Filho, S.R.O. 2017. Classificação morfológica das dunas costeiras entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, litoral do Estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geologia*, 18(3): 595-622.

Figueiredo, T.F & Wankler, F.L. 2012. Análise Sedimentológica da Formação Areias Brancas – Bacia do Tacutu, Roraim; In: 12 ° Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, Roraima.

Folk, R.L & Ward, W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size paramertes. *Journal of Sedimentary Petrology* (27): 3- 27.

Friedman, G.M. 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*(31): 514-529.

Goudie, A.S. & Watson, A. 1981. The shape of desert sand dune grains. *Journal of Arid Environments* (4): 185-190.

Giannini, P.C.F. 1993. Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Galehouse, J.S. 1969. Counting grain mounts: number percentage vs. Number frequency. *Journal of Sedimentary Petrology* (39):812-815.

Haffer, J. 1967. Speciation of Colombian forest birds west of the Andes. *American Museum Novitates* (2294), p 57.

Haffer, J. 1969. Speciation in Amazonian forest birds. *Science* (165): 131-137.

Haffer, J. 1974. Avian speciation in tropical South America. *Publications of Nuttall Ornithological Club* (14) p.390

Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C. & Rohl, U. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*(293): 1304-1308.

Horbe M.A.C., Horbe M.A. & Suguio K. 2003. Origem dos depósitos de areias brancas no nordeste do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1):41-50.

Horbe M.A.C., Horbe M.A. & Suguio K. 2004. Tropicals spodosols in Northeastern Amazon State, Brazil. *Geoderma*, 119:55-68.

- Hubert, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* (32): 440 – 450.
- Kuenen, Ph. H. 1960. Experimental abrasion of sand grains. *International Geological Congress, XXI, Copenhagen. Submarine Geology*: 50-53.
- Kuenen, P. H & Perdok, W.G. 1962. Experimental abrasion 5. Frosting and defrosting of quartz grains. *Journal of Geology* (70) :648-658.
- Ledru, M.P., Bertaux, J., Siffedine A. & Suguio, K.1998. Absence of Last Glacial Maximum Records in Lowland Tropical Forests. *Quaternary Research* (49): 233.237.
- Latrubese, E.M. & Nelson, B.W. 2001. Evidence for late quaternary aeolian activity in the Roraima – Guyana region. *Catena*, 43: 63 – 80.
- Latrubese, E.M. & Ramonell, C.G. 2010. Landforms and chronology in the Pampean Sand Sea, Argentina. In: *International Sedimentological Congress, 18, Mendoza, Argentina. Abstract Volumes*, p.529.
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Cremon, E.H., May, J.-H., Tatumi, S.H., Hurtado, M.A., Bezada, M. & Argollo, J.B. 2012. Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (356-357): 75-88.
- Mahaney, W.C. & Rutter, N.W. 1992. Relative ages of the moraines of the Dalijia Shan, northwestern China. *Catena* (19): 179-191.
- Mahaney, W.C., Sanmugadas, K. & Hancock, R.G.V. 1996b. Physical and geochemical analysis of a late glacial/Little Age pedostratigraphic complex in the Zillertal Alps, Austria. *Zeitschrift fur Geomorphologie* (40):447-460.
- Mahaney, W.C. 2002. *Atlas of sand grain surface textures and applications*, Oxford University Press.
- Maia, L.P. 1998. Processos Costeros y balance Sedimentario a lo Largo de Fortaleza (Ne-Brasil): Implicaciones para una gestion adecuada de La Zona Litoral. Tesis Doctoral, Departament d'Estratigrafica i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona.
- Maia, L.P., Freire, G.S.S. & Lacerda, L.D. 2005. Accelerated Dune Migration and Aeolian Transport During El Niño Events along the NE Brazilian Coast. *Journal of Coastal Research* (21):1121-1126.
- Mange, M.A & Maurer, H.F.W. 1992. Heavy mineral in Colour. Chapman & Hall, London, 147p.
- Margolis, S. V & Krinsley, D.H. 1971. Submicroscopic Frosting on Eolian and Subaqueous Quartz Sand Grains. *Geological Society of America Bulletin* (82): 3395- 3406.

- Melo, M.S. 1995. A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozóica na Depressão Periférica Paulista. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Montalvão, R.M.G., Muniz, M.C., Issler, R.S., D'allagnol, R., Lima, M.I.C., Fernandes, P.E.C.A. & Silva, G.G. 1975. Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21; In: Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, Brasil.
- Mussonda, F.B. 1987. Surface Textures of sand grains from the Victoria Falls Region, Zambia: Implications for depositional environments and local archaeological occurrences. *South African Archaeological Bulletin* (42): 161- 165.
- Nesse, W.D 2004. Introduction to optical mineralogy. 3. ed. New York: Oxford University Press.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy, second edition*. John Wiley & Sons, Ltda.
- Parolin, M. & Stevaux, J.C., 2006. Dry climate and eolian dune formation in the Middle Holocene in Mato Grosso do Sul State, Central West Brazil. *Zeitschrift für Geomorphologie* (145), 177e190.
- Piperno, D.R & Becker. 1996. Vegetational history of a site in the Central Amazon Basin derived from Phytoliths and Charcoal Records from Natural Soils. *Quaternary Research*(45): 202-209.
- Powers, M.C.A. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*(23):117-119.
- Pye, K; Tsoar, H. 2009. *Aeolian sand and sand dunes*. Springer – Verlag Berlin Heidelberg.
- Reis, N.J., Faria, M.S.G. & Maia, M.A.M. O quadro cenozóico da porção nortoriental do Estado de Roraima. 2002. In : Klein, E.L., Vasquez., M.L. & Costa, L.T (eds). *Contribuições a Geologia da Amazônia* (2), Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBG – NO), Belém, Pará.
- Riker, S.R. & Horbe, A.M.C. 2007. Sedimentos holocênicos da região de Boa Vista (Roraima) para indústria de cerâmica vermelha. In: Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L. & Viglio, E.P. (Eds.), *Contribuições a geologia da Amazônia* (5), Sociedade Brasileira de Geociências, Belém, p.101–112.
- Roa Morales, P., 1979. Estudio de los médanos de los Llanos Centrales de Venezuela: evidencias de un clima desértico. *Acta Biologica Venezuela* 10 (1), 19- 49.
- Rosseti, D.F., Bertani, T.C., Zani, H., Cremon, E.H. & Hayakawa. 2012. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: Implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. *Journal Geomorphology* (177 –178): 74–92.
- Rosseti, D.F., Valeriano, M.M., Gribel, R., Cohen, M.C.I., Tatumi, S.H., Yee, M. 2017. The imprint of Late Holocene tectonic reactivation on a megafan landscape in the northern Amazonian wetlands. *Journal Geomorphology* (295): 406–418.
- Sá, N.P., Absy, M.L., Soares, E.A.A. 2016. Late Holocene paleoenvironments of the

foodplain of Solimões River, Central Amazonia, based on palynological record of Lake Cabalina. *Acta Botanica Brasilica*, 30(3).

- Santos, G.M., Gomes, R.M., Anjos, R.M, Cordeiro, R.C., Turcq, B.J, Siffedine, A., Ditada, M.L., Cresswell, R.G. & Fifeld, L.K. 1999. Utilização da Técnica de AMS-14C em datação de Fragmentos de Carvão de Solos, do Período do Holoceno, na Floresta Amazônica (Região de Manaus). *Revista de Física Aplicada e Instrumentação* (14):1-11.
- Sawakuchi, A.O., Kalchgruber, R., Giannini, P.C.F., Nascimento Jr, D.R., Guedes, C.C.F & Umisedo, N.K. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, 27: 2076-2090.
- Schneider, T., Bischoff, T. & Haug, G.H. 2014. Migrations and dynamics of the Intertropical convergence. *Nature*(513): 45 -52.
- Sena Costa, J.B., Bemerguy, R.L., Hasui., Y., Borges, M.S., Ferreira Júnior, C.R.P., Bezerra, P.E.L., Costa, M.L. & Fernandes, J.M.G. 1996. Neotectônica da região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Genomos*, (4): 23-44.
- Silva, E.A.J. 2002. As dunas eólicas de Nalta/RN: Datação e Evolução. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Centro de Ciências da Terra, Universidade Federal de Natal.
- Soares, E.A.A., Dino, R., Soares, D.P., Antonioli, L. & Silva, M.A.L. 2015. New sedimentological and palynological data from surface Miocene strata in the central Amazonas Basin area. *Brazilian Journal of Geology*, (45): 337-357.
- Soubiès, F. 1980. Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols (6000-3000 ans B.P.). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie* (1): 133-148.
- Sousa, M.P., Fernandes, E., Ferreira, J.C.V. & Melo, M.T.C. 2012. Caracterização sedimentológica da duna de Cacimbinhas – Tibau do SUL- RN. *Revista Geonorte* 1(4): 526-539.
- Teeuw, R.M & Rhodes, E.J. 2004. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene paleodunes. *Journal of Quaternary Science*, 19 (1) : 49-54.
- Tripaldi, A. & Forman, S.L., 2007. Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 251 (2), 300-320.
- Tripaldi, A., Zárate, M.A. & Brook, G.A. 2011. Late Quaternary paleoenvironments and paleoclimatic conditions in the distal Andean piedmont, southern Mendoza, Argentina. *Quaternary Research* 76 (2), 253-263.
- Tripaldi, A. & Zárate, M.A. 2016. A review of Late Quaternary inland dune systems of South America east of the Andes. *Quaternary International*, 410: 96 – 110.

- Uvo, C.B. 1989. A zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na região Norte do Nordeste Brasileiro.
- Vanzolini, P.E. 1970. Zoologia sistemática, geografia e a origem das espécies. Teses e Monografias, Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo.
- Vanzolini, P. 1973. Paleoclimates, relief, and species multiplication in tropical forests In: Meggers, B.J., Ayensu, E.S. & Duckworth, W.D., Tropical Forest Ecosystems in Africa and South America: a comparative Review, Smithsonian Institute Press, Washington.
- Vaz, P.K., Wanderley Filho, J.R. & Bueno, G.V. 2007. Bacia do Tacutu. Boletim de Geociências da Petrobras (15): 289-297.
- Zani, H., Rossetti, D.F. & Filho, C.O.A. Análise temporal de imagens Landsat aplicada à extração de canais do megaleque Viruá, Estado de Roraima. In: Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, XV, Curitiba, 2011. Anais, p.23-35.
- Zular, A., Sawakuchi, A.O., Chiess, C.M., D'Horta, F.M., Demattê, J.A. M., Ribas, C.C., Hartmann, G.A., Gianinni, P.C.F. & Soares, E.A.A. 2019. The role of abrupt climate change in the formation of an open vegetation enclave in northern Amazonian during the late Quaternary. *Global and Planetary Change*, 172: 140-149.