



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO Nº 606

**O SISTEMA EÓLICO DAS BACIAS COSTEIRAS DE SÃO
LUÍS E BARREIRINHAS, NE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES
CLIMÁTICAS E TECTÔNICAS DURANTE O
QUATERNÁRIO**

Dissertação apresentada por:

ANTONIO GONÇALVES DA SILVA JUNIOR

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

Coorientadora: Prof.^a Dr. Anja Sundal (UiO)

**BELÉM-PARÁ
2021**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

S586s Silva Junior, Antonio Gonçalves da.
O sistema eólico das bacias costeiras de São Luís e
Barreirinhas, NE do Brasil : implicações climáticas e tectônicas
durante o Quaternário / Antonio Gonçalves da Silva Junior. — 2021.
xiii, 52 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Coorientação: Prof^a. Dra. Anja Sundal
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia
e Geoquímica, Belém, 2021.

1. Dunas costeiras. 2. Sensoriamento remoto. 3.
Pleistoceno-Holoceno. 4. Neotectônica. 5. Geomorfologia. I.
Título.

CDD 558.12



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica

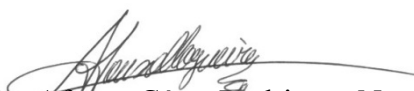
**O SISTEMA EÓLICO DAS BACIAS COSTEIRAS DE SÃO
LUÍS E BARREIRINHAS, NE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES
CLIMÁTICAS E TECTÔNICAS DURANTE O
QUATERNÁRIO**


Dissertação apresentada por
ANTONIO GONÇALVES DA SILVA JUNIOR


**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA, linha de pesquisa ANÁLISE DE BACIAS SEDIMENTARES**

Data da aprovação: 25 / 10 / 2021

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador – UFPA)


Prof.ª Dr.ª Ana Maria Góes
(Membro – USP)


Prof. Dr. Arnaldo de Queiroz da Silva
(Membro – UFPA)

*Dedico este trabalho aos meus familiares e amigos.
Ninguém faz nada sozinho.*

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências e Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica pela oportunidade de ingressar em um curso de pós-graduação conceituado, sendo de grande contribuição para meu desenvolvimento profissional. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior -Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Ao meu Orientador Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, por ter me guiado nesses últimos dois anos. Foi um período de muito aprendizado e amadurecimento. Obrigado pela atenção e paciência, pelas oportunidades e principalmente por ser um amigo muito legal!

As pesquisadoras da Universidade de Oslo (UiO) Dr^a Clara Sena e Dr^a Anja Sundal, que coordenaram os projetos de cooperação UFPA-UiO 2018 – 2020 intitulados: “*Recursos geológicos e desenvolvimento sustentável aprendendo a viver em um planeta finito*” e “*Evolução do Delta do Parnaíba*”. Obrigado pela grande oportunidade de trabalhar em conjunto no Delta do Parnaíba. Foi de grande importância para o entendimento deste trabalho. Anja, takk for tålmodigheten med min rudimentære engelsk. Du var veldig snill. Obrigado aos amigos Sebastian Neita, Afonso Quaresma, Prof. Fábio Domingos e Mauro, pela parceria nessa campanha na costa do Piauí e Maranhão.

Ao meu sempre Orientador e amigo Prof. Dr. Arnaldo de Queiroz por todo apoio até aqui. Não teria chegado nesse ponto sem sua ajuda nos momentos críticos. Espero um dia poder retribuir a altura. Obrigado por tudo e pelo que ainda virá. Ao Laboratório de Ensino e Pesquisa em Geotecnologias (LEPGEO) por todo suporte técnico. Aos amigos de laboratório, Geólogo Msc Osmar Guedes e ao mestrando Matheus Moura. Aos amigos do LAIT, Gustavo, João Paulo, Cowboy e Paulo Alves.

Ao Grupo Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) por ter me recebido. Em especial aos meus amigos de pós: Argel, Pedro, Lucas, Sanmya, Lohan e Renan. Obrigado também aos professores José Bandeira e Andressa Nogueira.

Agradeço especialmente minha família. Meus pais por todo apoio em mais essa fase da minha formação profissional. Agradeço a minha companheira de todas as dores e alegrias dos últimos 11 anos, Liliane Mendes, por ter me ajudado em mais essa jornada.

A todos que contribuíram direta ou indiretamente para a construção deste trabalho.

RESUMO

A região entre a Baía de São Marcos, estado do Maranhão e o delta do Rio Parnaíba, estado do Piauí, no litoral nordeste do Brasil é caracterizada por campos de dunas ativos e inativos, formados sob influência dos ventos alísios de NE em um sistema costeiro dominado por ondas e por marés. Neste contexto insere-se os Lençóis Maranhenses — o maior campo de dunas ativo da América do Sul com cerca de 1.026 km², adjacente aos maiores depósitos eólicos inativos registrados no continente, com cerca de 19.000 km². Estes depósitos preenchem principalmente a porção *onshore* da Bacia de Barreirinhas sendo o Lineamento Pirapemas a principal estrutura do embasamento, com direção NE-SW. Dados prévios de gravimetria e sísmica mostram que este lineamento com rejeito normal para NW, tem atuado como modelador do relevo até no Holoceno. Interpretações prévias indicam que variações na umidade, velocidade do vento, cobertura vegetal e nível relativo do mar foram os principais fatores para a origem e preservação dessa sedimentação desde o final do Pleistoceno. Além disso, nossos resultados indicam que eventos de neotectônica ligados ao lineamento controlaram em parte esta sedimentação. O mapeamento das morfologias ativas e inativas deste sistema eólico com base principalmente em produtos de sensoriamento remoto e dados geocronológicos prévios, permitiu inferir estágios evolutivos que culminaram na configuração geomorfológica atual daquela região. A interpretação de imagens de satélite óptico de média/alta resolução espacial (SENTINEL-2 e CBERS-4a) e modelo digital de elevação (ALOS) foram associados a compilação de dados geocronológicos (LOE, C¹⁴ e termoluminescência) para fornecer uma estimativa espaço-temporal que subsidiou a evolução geológica proposta. Os depósitos eólicos são típicos de campo de dunas transgressivo, compreendem uma área de cerca de 20.000 km², onde 12% são morfologias ativas e 88% são morfologias inativas. Os depósitos ativos estão próximos à costa e consistem em barcanas, cordões barcanóides e transversais. Os depósitos inativos estendem-se continente adentro por até 150 km, e são formados por variações de dunas parabólicas, transversais inativas e planícies de deflação. As idades mais antigas sugerem que os campos de dunas possam ter se iniciado há 240 ka. Idades a partir do Pleistoceno superior confirmam sucessivos pulsos de migração e preservação influenciados pelas variações do nível relativo do mar resultante de ciclos glaciais e interglaciais globais do Quaternário. O sistema costeiro-eólico teve sua maior expansão para o sul durante o Último Máximo Glacial (~22 ka) sob condições mais áridas e sua maior preservação ocorreu entre 19 e 14 ka, sob clima úmido em reflexo ao evento Henrich (HS1). No Holoceno, a reativação do Lineamento Pirapemas em regime distensivo gerou um aumento do espaço de acomodação a NW com amplo desenvolvimento dos sistemas costeiros. A porção SE deste lineamento foi soerguida causando

o progressivo abandono e deflação do campo de dunas. Estes dois compartimentos distintos formam a configuração atual dos depósitos eólicos costeiros da porção *onshore* da Bacia de Barreirinhas.

Palavras-chave: dunas costeiras; sensoriamento remoto; pleistoceno-holoceno; neotectônica; geomorfologia.

ABSTRACT

Active and stabilized dune fields, built by NE trade winds in a wave- and tide-dominated coastal system characterizes the region between São Marcos Bay, Maranhão State, and the Parnaíba River Delta, Piauí State, northeastern coast of Brazil. In this context, Lençóis Maranhenses is the largest active dune field in South America with approximately 1,026 km², adjacent to the largest stabilized eolian deposits with about 19,000 km² covering basement rocks. These deposits mainly fill the onshore portion of the Barreirinhas Basin, and the NE-SW Pirapemas Lineament represents the main structure of the basement. Previous gravimetry and seismic data show that the NW portion of this lineament is a subsided block that controls the Holocene deposition. The main factors for the origin and preservation of this sedimentation were variations in humidity, wind speed, vegetation cover, and relative sea-level changes since the Pleistocene. Furthermore, the neotectonics events are confirmed and linked to the Pirapemas Lineament reactivation. The mapping of active and inactive morphologies of this eolian system, based mainly on remote sensing products, previous geochronological and field data, allowed us to infer evolutionary stages that culminated in the current relief configuration of the region. The interpretation of medium to high spatial resolution optical satellite images (SENTINEL-2 and CBERS-4a) and digital elevation model (ALOS) were suitable for the compilation of age data (LOE, C14, and thermoluminescence) to provide a spatial- that supported the proposed geological evolution. The eolian deposits are typical of the transgressive dune field, comprising about 20,000 km², of active (12 %) and inactive (88 %) morphologies. The active deposits are close to the coast and consist of barchans, barchanoid and transverse ridges. Inactive deposits migrate inland for up to 150 km and are formed by parabolic dune morphologies, stabilized transverse ridges, and deflation plains. Although the older ages are unrepresentative, it suggests that these dune fields may have started 240,000 BP. The published age concentrations of the Late Pleistocene punctuate successive pulses of migration and preservation influenced by relative sea-level changes triggered from Quaternary glacial and interglacial cycles. Under more arid conditions, the coastal-eolian system had its most landward remarkable expansion during the Last Glacial Maximum (~22,000 BP). At the same time, the most significant preservation occurred between 19,000 and 14,000 BP, under a humid climate reflecting the Heinrich event (HS1). In the Holocene, the normal reactivation to the NW of the Pirapemas Lineament increased the accommodation space with extensive development of coastal systems. The SE region from this lineament was uplifted, causing progressive dune field abandonment and

reworked by deflation. These two distinct compartments form the current configuration of the coastal wind deposits in the onshore Barreirinhas Basin.

Key-words: coastal dunes; remote sensing; pleistocene-holocene; neotectonics; geomorphology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo. A planície eólica costeira dos estados do Maranhão e Piauí.	3
Figura 1.2 - Bacias sedimentares costeiras do norte-nordeste do Brasil.	4
Figura 1.3 - Unidades geológicas aflorantes na área de estudo.	5
Figura 3.1 - Algumas formas comuns dunas. Setas indicam a direção do vento efetivo.	12
Figura 3.2 - Fluxograma com os dados, processos e produtos gerados que auxiliaram na definição das morfologias eólicas e interpretação geológica.	13
Figura 3.3 - Imagem SENTINEL-2 em composição colorida falsa cor R4-G8-B2, o principal produto utilizado para o mapeamento das morfologias eólicas neste trabalho.	14
Figura 3.4 - Principais imagens utilizadas em apoio as imagens SENTINEL-2 no mapeamento das morfologias eólicas.	15
Figura 3.5 - Classificação de dunas eólicas segundo o processo sedimentar dominante.	16
Figura 3.6 - Classificação morfológica de dunas parabólicas.	17
Figura 4.1 - Configuração geral do Campo de Dunas Lençóis Maranhenses, sua extensão, principais feições mapeadas e proporções relativas.	18
Figura 4.2 - Principais morfologias eólicas ativas mapeadas na área de estudo. (A) Cordões barcanóides ativos com interdunas arenosos ou inundados. (B) Detalhe para cordões barcanóides e barcanas com interduna formado por retrocordões. (C) Dunas transversais ativas formadas pela acumulação de cordões barcanóides na frente de migração do campo de dunas ativo. (D) Barcanas isoladas em migração formando retrocordões e rastros lineares residuais. (E) Barcana em processo de estabilização. (F) Megaduna complexa.	20
Figura 4.3 - Morfologias eólicas inativas – dunas parabólicas tipo grampo. (A) parabólicas do tipo grampo com braços apontados para barlavento e interduna arenoso vegetado. (B) parabólicas tipo grampo com interduna de retrocordões inundados separados por rastros lineares residuais. (C) corredor de parabólicas tipo grampo e seção topográfica (abaixo) mostrando a altura média dos lobos deposicionais.	23
Figura 4.4 - Parabólicas tipo <i>windrift</i> e com rastros lineares alongados. (A) parabólicas tipo <i>windrift</i> com cristas lineares expressivas e lobos deposicionais erodidos. (B) truncamento de cadeias de parabólicas tipo <i>windrift</i> , mostrado uma variação de até 15° na direção das cristas lineares residuais. (C) parabólicas com rastros residuais alongados com até 10 km de comprimento e lobo deposicional preservado.	24

- Figura 4.5 - Dunas transversais inativas. (A) cadeias de dunas transversais inativas em campo de dunas estabilizado. (B) variação topográfica em dunas transversais inativas. 25
- Figura 4.6 - Planícies de deflação inativas. (A) porção leste do campo de dunas com áreas de planícies de deflação inativas. (B) detalhe para planícies de deflação com ondulação leve e regular, perpendicular à direção do vento efetivo, mostrando resquícios de dunas erodidas. (C) planície de deflação mostrando resquícios de rastros lineares residuais e retrocordões. 26
- Figura 4.7 - Idades dos depósitos eólicos do Campo de Dunas Lençóis Maranhenses obtidas na literatura. A variação de cores das cruzes em ambos os gráficos corresponde aos autores no quadro da Figura 4.6A. (A) Idades do depósito eólico de acordo com a sua posição ao longo do eixo de migração do campo de dunas. (B) Variação da idade com a profundidade mostrando que em poucos metros de uma sucessão eólica é possível ter dunas desde o Holoceno até o final do Pleistoceno médio. 29
- Figura 4.8 - Limites de expansão dos depósitos eólicos durante o final do Quaternário. 30
- Figura 4.9 - Compilação das idades em um contexto de variação global do nível do mar e mudanças climáticas abruptas ligadas a eventos Heinrich. 31
- Figura 4.10 - Modelo simplificado de acumulação de sucessões eólicas úmidas, influenciadas pelo nível freático. (A) processo de acumulação pelo gradual e progressivo aumento do nível freático de forma absoluta, geralmente causado por mudanças no ambiente para climas mais úmidos ou aumento relativo do nível do mar. (B) processo de acumulação e preservação por subsidência gradual e progressiva, abaixo de um nível freático estático, mas resultando em aumento relativo. 34
- Figura 4.11 - Mapa do Campo de Dunas Lençóis Maranhenses reclassificado a partir do grau de preservação das morfologias eólicas. 36
- Figura 4.12 - Relevo da planície costeira dos estados do Maranhão e Piauí obtida a partir de modelo digital de elevação ALOS e relevo sombreado derivado. 37
- Figura 4.13 - O Lineamento Pirapemas e sua relação com o embasamento da Bacia de Barreirinhas e seus depósitos sedimentares. (A) Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer mostrando o embasamento da Bacia de Barreirinhas e suas principais estruturas. (B) Seção sísmica Y-Z cruzando o Lineamento Pirapemas, mostrando uma série de estruturas reativadas deslocando a pilha sedimentar em blocos de falhamentos normais. 38

Figura 4.14 - Modelo evolutivo simplificado para os depósitos eólicos costeiros dos estados do Maranhão e Piauí durante o final do Quaternário. (A) MIS-5 (120-70 ka) – período interglacial, com umidade elevada e ventos menos intensos. (B) Último Máximo Glacial (23-21 ka) – período com máximo recuo do nível relativo do mar, implantação de clima mais árido e com ventos fortes. (C) Configuração atual (3 ka ao presente) – principal evento de preservação em 19-14 ka em um contexto de transgressão pós máximo glacial.
..... 41

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iii
AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 ÁREA DE ESTUDO	2
1.1.1 Contexto geológico	2
1.1.2 Trabalhos anteriores	7
2 OBJETIVOS	9
3 MATERIAIS E MÉTODOS	10
3.1 MORFOESTRATIGRAFIA, GEOMORFOLOGIA E O SENSORIAMENTO REMOTO	10
3.2 MORFOLOGIAS DO SISTEMA EÓLICO	11
3.3 DADOS E PROCESSOS UTILIZADOS	13
3.4 CLASSIFICAÇÃO DE DUNAS EÓLICAS	16
3.5 DADOS GEOCRONOLÓGICOS	17
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	18
4.1 GEOMORFOLOGIA EÓLICA REGIONAL	18
4.1.1 Morfologias eólicas ativas e processos	19
4.1.2 Morfologias eólicas inativas e processos	22
4.2 IDADES, MORFOESTRATIGRAFIA E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS	28
4.3 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS NA PRESERVAÇÃO DO DEPÓSITO EÓLICO	33
4.4 EVOLUÇÃO DO CAMPO DE DUNAS	39
5 CONCLUSÃO	42
REFERÊNCIAS	43

APÊNDICE A – Mapa de Morfologias do Campo de Dunas Lençóis Maranhenses.

.....49

ANEXO A – Compilação de dados geocronológicos da literatura. Erro! Indicador não definido.

1 INTRODUÇÃO

Sistemas eólicos quaternários ocorrem em todos os continentes e em todas as latitudes, sendo ambientes sedimentares dinâmicos que respondem direta e indiretamente às mudanças climáticas em ampla gama de escalas temporais e espaciais (Lancaster *et al.* 2015). O registro sedimentar preservado de sistemas de dunas fornece uma fonte valiosa de informações sobre as condições climáticas anteriores, incluindo evidências de períodos de atividade ou estabilidade de dunas que podem refletir variações na umidade, cobertura vegetal e intensidade dos ventos (Lancaster *et al.* 2015). O mapeamento de sistemas eólicos iniciou-se na década de 40 com a exploração econômica de grandes regiões desérticas e teve grande evolução conceitual com a progressiva evolução técnico-científica que trouxe a fotografia aérea, imagens de satélite e datação por luminescência para o estudo das morfologias eólicas (Lancaster 2013). Iniciativas como a de Lancaster *et al.* (2015) tentam mapear e estabelecer a cronologia dos depósitos eólicos em escala global, contudo, há ainda uma escassez de dados na América do Sul, mesmo havendo diversos sistemas eólicos ao longo da costa atlântica.

Parte da costa nordeste do Brasil é caracterizada por campos de dunas ativos e inativos, formados sob influência dos ventos alísios de NE em um sistema costeiro dominado por ondas e por marés (Fernandez *et al.* 2019). Neste contexto se insere o delta do Rio Parnaíba e os Lençóis Maranhenses - o maior campo de dunas ativo da América do Sul com cerca de 1.026 km² (Pereira *et al.* 2016). Entre essas duas feições geomorfológicas, ocorrem os maiores depósitos eólicos estabilizados registrados no continente, com cerca de 19.000 km². Estes depósitos datam do Pleistoceno superior até o Holoceno, e foram depositados sobre o embasamento pré-cambriano e parte das bacias do Parnaíba e de São Luís (Klein & Souza 2012). São constituídos de variações de dunas móveis que migram continente adentro por até 150 km, transformando-se em variações de dunas parabólicas e outras morfologias eólicas estabilizadas. Caracterização e estudos sobre a evolução dos depósitos eólicos das costas maranhense e piauiense vêm sendo feitos há cerca de duas décadas (Veiga Júnior 2000, Gonçalves *et al.* 2003, Sifeddine *et al.* 2003, CPRM 2006, Santos 2008, Almeida-Filho *et al.* 2009, Szczygielski *et al.* 2014, Hilbert *et al.* 2016, Guedes *et al.* 2017, Neita 2020).

Variações na umidade, velocidade do vento, cobertura vegetal e nível relativo do mar são citados como principais fatores condicionantes para construção e preservação do sistema eólico Lençóis Maranhenses (Zular *et al.* 2020). Contudo, não há um detalhamento das morfologias preservadas nem uma discussão quanto às condições tectônicas que favoreceram a preservação diferenciada destes depósitos. Desta forma, este trabalho vem contribuir no

mapeamento em escala de detalhe das diferentes morfologias eólicas ativas e inativas da planície costeira dos estados do Maranhão e Piauí, utilizando dados de sensoriamento remoto e discutindo a preservação desses depósitos segundo aspectos climáticos e tectônicos.

1.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se no nordeste do Brasil, em parte das costas dos estados do Maranhão e Piauí, compreendendo uma área com cerca de 49.000 km² (Figura 1.1). A área está inserida no segmento costeiro denominado *Northern Tide-Modified Barrier Coast*, caracterizado por barreiras costeiras transgressivas dominadas por onda e/ou influenciadas por maré (Klein & Short 2016). Essa planície costeira tem como principal unidade de relevo os Lençóis Maranhenses que consiste em uma planície eólica dominada por dunas ativas e vegetadas, intercalada por planícies e terraços aluviais (IBGE 2011a). Seu limite a norte se intercala com planícies flúvio-marinhas, pequenos estuários, canais de maré, praias e lençóis de areia. É limitado a sul pelos tabuleiros sub-litorâneos, superfícies de aplainamento topograficamente mais altos, dissecados homoganeamente por vales fluviais. A área é colonizada por vegetação típica da mistura entre os biomas Amazônico e Cerrado, dominando no continente a vegetação de savana arborizada, savana parque e vegetação secundária (IBGE 2011b). Na costa predominam as formações pioneiras arbóreas do tipo manguezal.

O clima na região é transicional, variando entre o semiúmido do oeste maranhense e o semiárido do nordeste brasileiro, com temperaturas médias anuais de 26°C (IBGE 2016). O regime de chuvas tem períodos definidos, com a precipitação concentrada nos meses de janeiro a junho (1480 mm), e entre julho e dezembro as chuvas são fortemente reduzidas (140 mm) (Hesp *et al.* 2009). O regime de ventos é dominado pelos ventos alísios de nordeste e leste, com as maiores velocidades no período seco (8 m/s) e as menores no período chuvoso (3 m/s) (Hesp *et al.* 2009).

1.1.1 Contexto geológico

A evolução geológica da costa norte-nordeste do Brasil tem relação direta com a fragmentação do Pangeia, abertura do Oceano Atlântico e separação dos continentes americano e africano entre os períodos Cretáceo e Neógeno, dando origem as bacias sedimentares costeiras da região (Klein & Souza 2012) (Fig. 1.2).

Desde o Barremiano até o Aptiano, uma série de eventos distensivo-transcorrentes geraram as bacias da Foz do Amazonas, Marajó, Bragança-Viseu, São Luiz e Grajaú, assim como soerguimentos e falhamentos individualizaram ou reativaram estruturas como os arcos



Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo - Os Lençóis Maranhenses, sistema de campo de dunas costeiro ativo e estabilizado que domina parte da costa dos estados do Maranhão e Piauí.

Gurupá, Gurupi e Ferrer-Urbano Santos (Soares-Júnior *et al.* 2011). O Albiano é o período mais importante, pois ocorre a formação da frente distensiva que originou as bacias Pará-Maranhão, Barreirinhas e Ceará, além de registrar as últimas impressões da fragmentação continental (Soares-Júnior *et al.* 2011). No Neocretáceo, as bacias evoluíram formando margem passiva, entrando em uma fase de deriva, até que no final do Paleógeno com a formação dos Andes, a fisiografia costeira foi intensamente alterada apresentando uma configuração próxima da atual (Mohriak 2003).

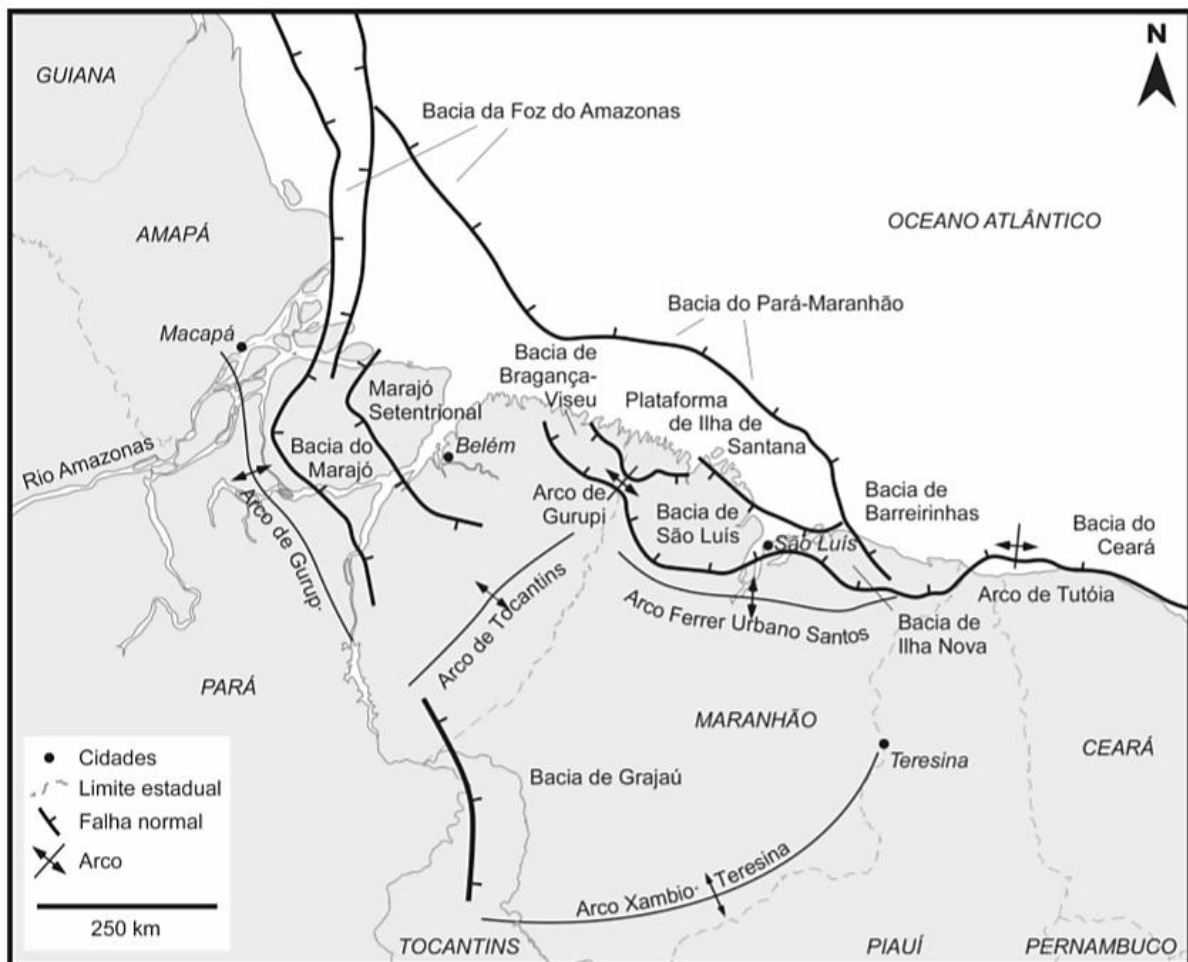


Figura 1.2 - Bacias sedimentares costeiras do norte-nordeste do Brasil. Fonte: Soares Júnior *et al.* (2008).

No Mioceno, uma rápida transgressão mudou a área de sedimentação quando parte da costa ficou submersa no chamado “Mar de Pirabas”, formando coberturas plataformais carbonáticas (Formação Pirabas) e clásticas (Formação Barreiras) depositadas em ambiente marinho-transicional no Mioceno médio (Nogueira *et al.* 2021). Glaciações no Pleistoceno expuseram a plataforma e um sistema de vales fluviais recortou o planalto costeiro e a plataforma continental, até que a subida contínua do nível do mar durante o Holoceno afogou os vales e as planícies costeiras gerando as paisagens atuais (Soares Júnior *et al.* 2011). O mapa da Figura 1.3 mostra as principais unidades litoestratigráficas da área de estudo.

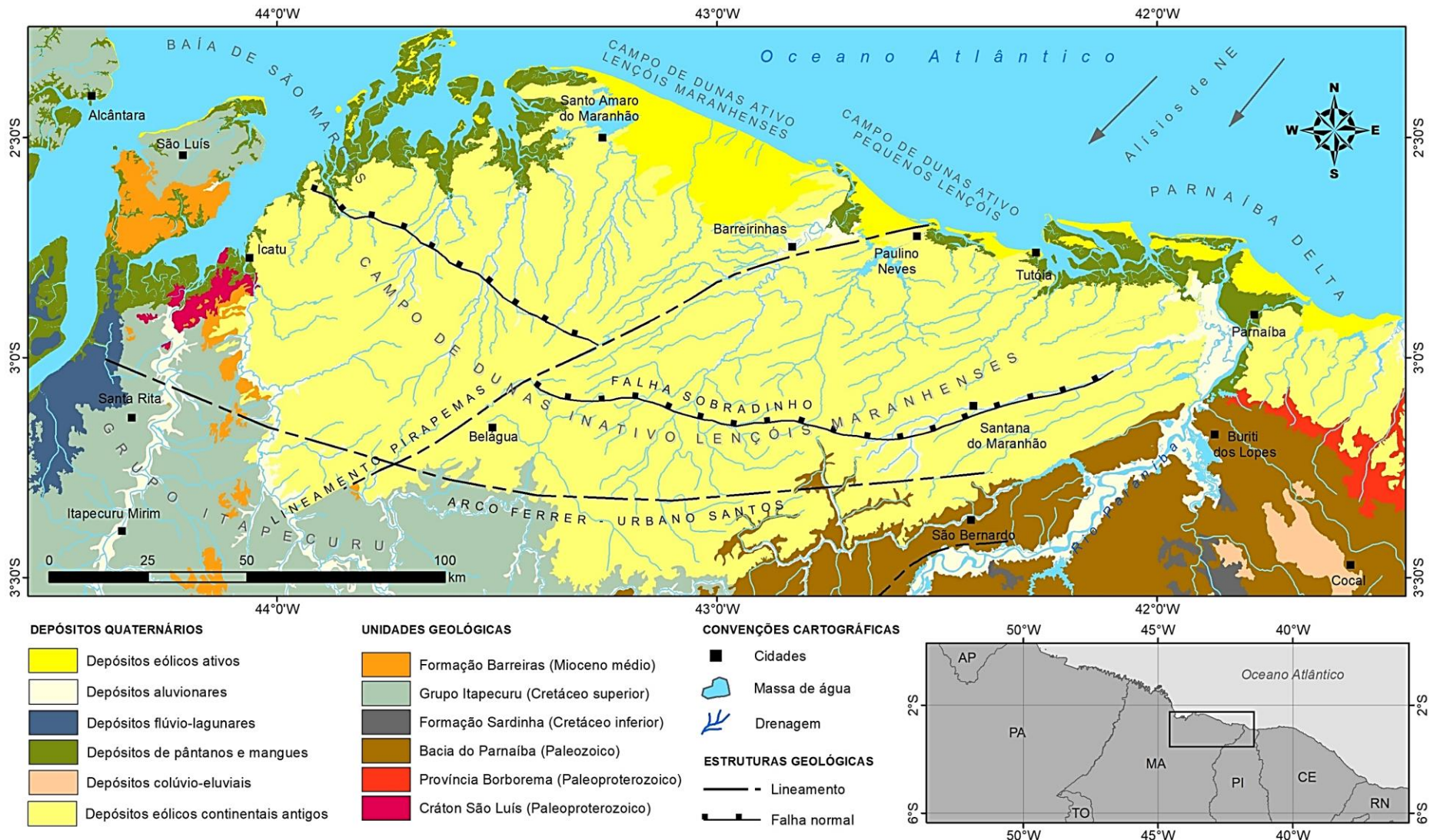


Figura 1.3 - Unidades geológicas aflorantes na área de estudo. Compilado de CPRM (2006) e CPRM (2012), com modificações nas ocorrências da Formação Barreiras baseadas em Neita (2020).

As unidades fanerozoicas entre a Baía de São Marcos e as fronteiras costeiras do estado do Piauí estão sobrepostas ao Cráton São Luís e Faixa Móvel Gurupi à oeste, e ao maciço Granja (Província Borborema) a leste (Góes *et al.* 1993 *apud* Veiga Júnior 2000). Na área de estudo afloram ortognaisses e migmatitos do Complexo Granja (Sideriano), granodioritos e quartzosienitos da Suíte Intrusiva Chaval (Neoproterozoico) (CPRM 2006).

Sobre as unidades pré-cambrianas, a leste afloram unidades siluro-devonianas da borda da Bacia do Parnaíba: Grupo Serra Grande, Formação Pimenteiras e Formação Cabeças. O Grupo Serra Grande é composto por conglomerados, arenitos e intercalações de siltitos e folhelhos, depositados em ambiente fluvial entrelaçado, marinho raso e glacial (CPRM 2006, Góes & Feijó 1994). A Formação Pimenteiras é constituída de arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente marinho raso, e a Formação Cabeças é caracterizada por arenitos e siltitos de ambiente fluvial, estuarino e marinho raso (CPRM 2006, Góes & Feijó 1994). Na porção oeste, foram as rochas do Grupo Itapecuru (Cretáceo superior) que compõe a Bacia de São Luís. O Grupo Itapecuru é composto por arenitos e argilitos de ambiente marinho raso e flúvio-deltaico (Rossetti & Góes 2003).

Nos levantamentos geológicos oficiais (Klein & Souza 2012), a Formação Barreiras consta como aflorante, principalmente as margens do Rio Parnaíba e na planície costeira do estado do Piauí. No entanto, o trabalho de Neita (2020) mostra que as rochas aflorantes no Rio Parnaíba são unidades paleozoicas da Bacia do Parnaíba, e as ocorrências costeiras são provavelmente depósitos de canal pleistocenos com ferruginizações.

Sobrejacente às unidades supracitadas ocorrem depósitos quaternários de diferentes ambientes deposicionais e idades:

(I) *Depósitos pleistocenos.* A unidade principal são os “Depósitos eólicos continentais antigos” (CPRM 2012) e consiste nos depósitos eólicos de dunas vegetadas inativas que caracterizam paleodunas (Klein & Souza 2012). São compostas por areias esbranquiçadas de granulometria fina à média, bem selecionadas apresentando estratificações cruzadas dos tipos tabular, acanalada, baixo ângulo e estruturas tipo *grain fall* (Veiga Júnior 2000). Em superfície formam dunas parabólicas, cadeias de dunas transversais de crista reta e crista sinuosa, dunas de grande porte com centenas de metros de comprimento e em média 10 m de altura (Gonçalves *et al.* 2003).

(II) *Depósitos holocenos.* São depósitos aluvionares, pântanos/manguezais e depósitos eólicos litorâneos. Os depósitos aluvionares são canais e planícies de inundação, compostos por sedimentos clásticos arenosos e argilosos inconsolidados, com níveis conglomeráticos e de matéria orgânica (Klein & Souza 2012). Os depósitos pântano e mangue

estão localizados próximos ao litoral sob influência de marés. São planícies de lama arenosa, plásticas e bioturbadas, recobertas por vegetação arbustiva de manguezais - *Rhizophoramangle*, *Laguncularia racemosa* e *Avicennia nítida* (Veiga Júnior 2000, Klein & Souza 2012). Os depósitos eólicos litorâneos são o sistema de campo de dunas ativos. Consiste em dunas barcanas, barcanóides, longitudinais, transversais, com interdunas formando lagoas intermitentes e/ou perenes (Gonçalves *et al.* 2003). São compostas por areias esbranquiçadas de granulometria fina a média, bem selecionadas e arredondadas (Veiga Júnior 2000).

1.1.2 Trabalhos anteriores

Os depósitos eólicos da planície costeira dos estados do Maranhão e Piauí vem sendo estudados há cerca de duas décadas. O primeiro trabalho de viés geológico-geomorfológico foi de Gonçalves *et al.* (2003). No levantamento geológico das folhas SA.23-X e SA.23-Z, Veiga Júnior (2000) descreve a composição e estruturas destes depósitos, subdividindo-os em unidades mapeáveis. A primeira datação absoluta foi feita por Sifeddine *et al.* (2003) no lago de interduna Caçó. Os autores dataram a matéria orgânica do lago por C^{14} e chegaram a idades de até 18.700 anos, relacionadas ao último máximo glacial. Novas datações foram feitas por Santos (2008), utilizando método LOE (Luminescência Oticamente Estimulada). O autor obteve idades entre 1.000 e 23.000 anos, associadas a múltiplas construções de campos de dunas entre períodos secos e úmidos.

Gastão (2010) mapeou unidades geoambientais na costa do estado do Maranhão e com medição dos teores de $CaCO_3$, associou a evolução do depósito eólico às mudanças climáticas ocorridas no Quaternário. Segundo o autor, o sistema de dunas tem pelo menos 123 ka e sua estabilização estaria associada a altas nas taxas de precipitação a partir de 14 ka. Esta interpretação é corroborada pelo trabalho de Maia *et al.* (2011), que a partir de datação por LOE, identificou quatro estágios evolutivos: (I) dunas com cerca de 108 ka, formadas após a penúltima grande transgressão; (II) dunas formadas entre 25 e 18 ka, relacionadas ao último máximo glacial; (III) dunas formadas entre 14 e 8 ka; (IV) e dunas ativas geradas nos últimos 3 ka.

Hilbert *et al.* (2015), com análise granulométrica e minerais pesados, concluem que a principal fonte de sedimentos das dunas ativas são as correntes de deriva de leste, que trazem sedimento arenoso dos terrenos a leste do Rio Parnaíba. Guedes *et al.* (2017) analisaram as morfologias eólicas e a partir de 16 datações por LOE, registram depósitos tão antigos quanto 240 ka e propõem uma estabilização entre 19 e 14 ka, relacionada alterações na zona de convergência intertropical (ZCIT). Estas interpretações são corroboradas e ampliadas por Zullar

et al. (2020) que identificou os reflexos das variações anômalas na posição da ZCIT na preservação dos depósitos eólicos da área. Neita (2020) com novas idades LOE e um mapeamento morfoestratigráfico para a região do delta do Rio Parnaíba, mostra que os depósitos têm evolução análoga aos depósitos dos Lençóis Maranhenses a oeste. Análises faciológicas indicaram que a formação Barreiras na borda do Rio Parnaíba, na verdade, são unidades paleozoicas da Bacia do Parnaíba, e as ocorrências próximas à costa são depósitos de canal em contexto de *lowstand* associado ao último máximo glacial.

2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como **objetivo geral** propor um modelo evolutivo para o campo de dunas da porção *onshore* da Bacia de Barreirinhas durante o final do Quaternário. Para isso determinou-se os seguintes **objetivos específicos**:

- Diferenciar e delimitar as morfologias eólicas ativas e inativas da planície costeira dos estados do Maranhão e Piauí;
- Discutir a construção e preservação dos depósitos eólicos segundo aspectos climáticos e tectônicos.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 MORFOESTRATIGRAFIA, GEOMORFOLOGIA E O SENSORIAMENTO REMOTO

A geomorfologia tem sido empregada na geologia do Quaternário, e a subdivisão de sedimentos quaternários com base em critérios geomorfológicos tem sido feita tradicionalmente por morfoestratigrafia (Hughes *et al.* 2010). Frye & Willman (1962) definem uma unidade morfoestratigráfica como um corpo sedimentar que é identificado principalmente a partir da sua forma superficial. Para melhor reconhecimento das unidades morfoestratigráficas, Bowen (1978 *apud* Hughes *et al.* 2010) recomenda a inclusão de critérios litológicos. Muitas formas geomorfológicas são diagnósticas de processos geológicos particulares, assim como uma série de morfologias podem refletir uma sucessão temporal e fases de formação (Lira & Taborda 2014). As unidades morfoestratigráficas não são diretamente comparáveis às unidades litoestratigráficas padrão, onde variações verticais e laterais, assim como relações com outras unidades, são geralmente observadas sem ambiguidades (SQS 2021). A morfologia externa aparentemente simples de algumas formas de relevo pode mascarar complexidades internas de sucessões sedimentares subjacentes (SQS 2021).

O mapeamento morfológico pode ser usado para estudar processos dinâmicos com base na distribuição das formas de relevo e composição do terreno, e o sensoriamento remoto é a principal técnica utilizada (Napieralski *et al.* 2013). O sensoriamento remoto envolve a aquisição e análise de informações da superfície através do uso de sistemas sensores que registram a magnitude das interações matéria-energia (Napieralski *et al.* 2013). As principais informações incluem dados espectrais na forma de fotografias aéreas, imagens de satélite e modelos digitais de elevação, podendo ser usadas sozinhas, em conjunto ou com dados de campo, permitindo um mapeamento geomorfológico abrangente (Napieralski *et al.* 2013).

As imagens de satélite têm grandes vantagens sobre a fotografia aérea à medida que as distorções são minimizadas e carregam uma ampla gama de sensores e filtros que recebem e processam imagens em várias bandas do espectro-eletromagnético (Lowe & Walker 2014). Dentre os satélites de imageamento em operação, os do programa Landsat são de longe os mais utilizados. Vários satélites de imageamento foram lançados nas últimas duas décadas, com destaque para o programa SENTINEL-2 da Agência Espacial Europeia (ESA), que gera imagens multiespectrais (13 bandas) com resolução espacial de até 10 m e frequência de revisita de até 5 dias (ESA 2021). Recentemente em uma cooperação Brasil-China, foi lançado o satélite de imageamento óptico CBERS-4A que pode chegar até 2 m de resolução espacial em

sua banda pancromática (INPE 2021). Com o advento da plataforma Google Earth, imagens de satélite de alta resolução como SPOT, IKONOS e GeoEye foram disponibilizadas em composição colorida de acesso livre e para todo o globo, ampliando a capacidade de mapeamento morfológico de detalhe.

Outro dado largamente utilizado em mapeamentos morfológicos são os modelos digitais de elevação (MDE ou DEM em inglês). Os MDE são criados a partir de dados de elevações regularmente espaçadas em um *grid* referenciado a um sistema de coordenadas. As elevações podem ser obtidas por vários métodos como varredura a *laser* (LIDAR), mapas topográficos, interpretações de imagens estereográficas e medições de radar (Napieralski *et al.* 2013). Os MDE mais utilizados são os gerados na missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), gerados por RADAR com resolução espacial de 30 m. Outro programa de geração de MDE global de mesma resolução é o da Agência Japonesa de Exploração Espacial (JAXA), cuja vantagem está em ser mais atual e ter melhor precisão altimétrica (JAXA 2021).

Além de informações topográficas, os MDE são também utilizados para visualizar a distribuição de diversas feições morfológicas, padrões de drenagem e geometria de corpos geológicos (Lowe & Walker 2014). Inúmeros trabalhos sobre geologia de depósitos quaternários utilizam produtos de sensoriamento remoto, em especial imagens ópticas e MDE para caracterizar, determinar os limites e construir modelos evolutivos a partir da interpretação dos dados (Rozo *et al.* 2012, Bezerra 2018). A evolução dos sensores remotos, especialmente nos quesitos resolução espectral e espacial, têm melhorado substancialmente a capacidade de discriminação de feições e processos eólicos, tarefa não tão fácil em imagens de sensores mais antigos (Hugenholtz *et al.* 2012). Trabalhos produzidos na região da área de estudo utilizando dados de sensoriamento remoto óptico e MDE tiveram êxito na identificação de depósitos eólicos antigos e atuais (Gonçalves *et al.* 2003, Santos 2008, Hilbert *et al.* 2015, Guedes *et al.* 2017).

3.2 MORFOLOGIAS DO SISTEMA EÓLICO

Acumulação de areia a partir de sedimentação eólica apresenta uma variedade de tamanhos e formas, comumente são lençóis de areia (campos de dunas, mar de areia ou *erg*), *loess* ou dunas (Huggett 2017). Acumulações de areia envolvem formas de leito - padrões regulares e repetitivos em resposta à força de cisalhamento do vento interagindo com a superfície do substrato arenoso (Collinson & Mountney 2019). As menores formas de leito são as marcas onduladas (*ripples*), que estão presentes em quase todas as superfícies arenosas e geralmente apresentam *trend* perpendicular à direção de transporte (Collinson & Mountney

2019). Têm alguns centímetros de altura e algumas dezenas de centímetros de comprimento, podendo ser maiores se a granulometria e a velocidade do fluxo forem suficientes (Nichols 2009).

As dunas são formas de leito maiores que as marcas onduladas, apresentando 0.1-100 m de altura e 3 – 600 m de comprimento de onda (Lindholm 1987). Dunas com dimensões superiores são chamadas mega-dunas ou *draa's*, podendo alcançar 400 metros de altura com registros de até 4 km de comprimento de onda (Huggett 2017). Dunas podem ocorrer individualmente ou em campo de dunas, podem ser móveis, fixadas pela vegetação ou ancoradas à sota-vento de um obstáculo (Pye & Tsoar 2009). Morfologicamente as dunas móveis podem ser classificadas baseadas em uma combinação de forma, número e orientação das faces de deslizamento em relação à direção do vento efetivo, e grau de mobilidade da forma (Pye & Tsoar 2009). A Figura 3.1 mostra algumas das formas de dunas mais comuns em sistemas eólicos.

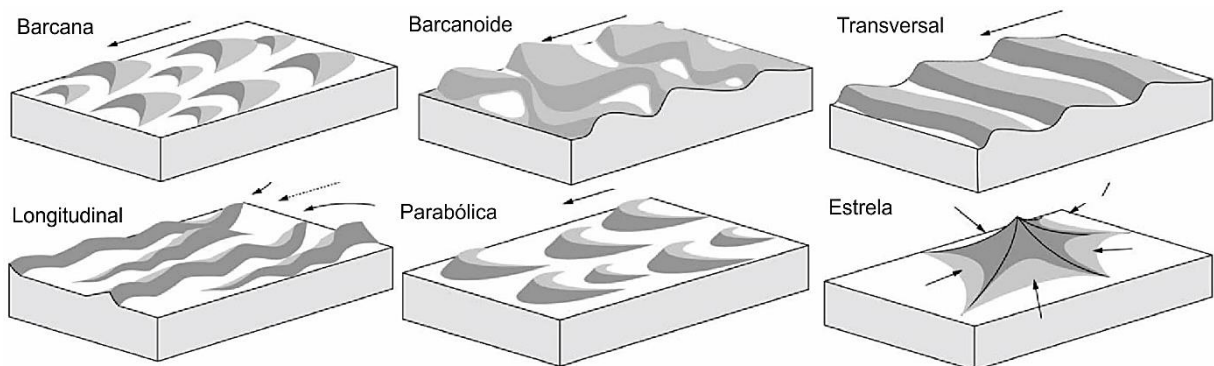


Figura 3.1 - Algumas formas comuns de dunas eólicas. Setas indicam a direção do vento efetivo. Fonte: Collinson & Mountney (2019).

A maioria das tipologias de dunas resultam da ação de ventos com forte componente unidirecional, com orientação das cristas perpendicular à direção do vento efetivo. Essas dunas variam entre formas de crescente (barcanas), para cordões paralelos de cristas sinuosas (barcanóides), até cristas essencialmente retilíneas e paralelas (transversais) (Goudie 2013). O suprimento sedimentar é o fator-chave para a formação dessas dunas. Barcanas formam-se onde o suprimento é limitado, e conforme há um progressivo incremento no aporte sedimentar, barcanóides e transversais são formadas (Pye & Tsoar 2009). As dunas longitudinais são formas de leito de crista reta com faces de deslizamento para ambos os lados de seu eixo, paralelo à direção do vento efetivo (Huggett 2017). As dunas parabólicas são comuns em sistemas costeiros de regiões semiáridas à semiúmidas, formas em “U” cujas terminações apontam contra o vento efetivo (Pye & Tsoar 2009). Estão associadas a presença de cobertura vegetal moderadamente

desenvolvida e regimes de vento unidirecionais. As dunas estrela têm um conjunto de faces de deslizamento que apontam para várias direções, com terminações que irradiam de um pico central (Goudie 2013). São produzidas por ventos multidirecionais ou complexos associados a regiões com relevos que modificam os regimes de vento regionais (Goudie 2013).

Quando dunas e outras feições eólicas coalescem em grandes áreas, podem formar extensos depósitos como lençóis de área, campo de dunas e *sandsea (ergs)*. *Sandsea* são áreas extensas de sedimentação eólica, que segundo a proposta de Wilson (1973), teriam mais de 30.000 km² contendo dunas complexas do tipo *Draa*. Áreas menores que o *sandsea* seriam denominadas campo de dunas, e não havendo nenhuma construção eólica significativa (dunas), denomina-se lençol de areia. A formação de *sandsea*, campo de dunas e lençóis é controlada por três fatores, segundo Pye & Tsoar (2009): (a) disponibilidade de um grande suprimento de areia; (b) força do vento suficiente para transportar areia ou retrabalha-la *in situ*; (c) condições topográficas e climáticas adequadas e mantidas por um longo período permitindo o acúmulo de uma espessa sucessão arenosa.

3.3 DADOS E PROCESSOS UTILIZADOS

A Figura 3.2 sintetiza os dados e processos utilizados no mapeamento das feições eólicas e as interpretações geológicas obtidas a partir deles.

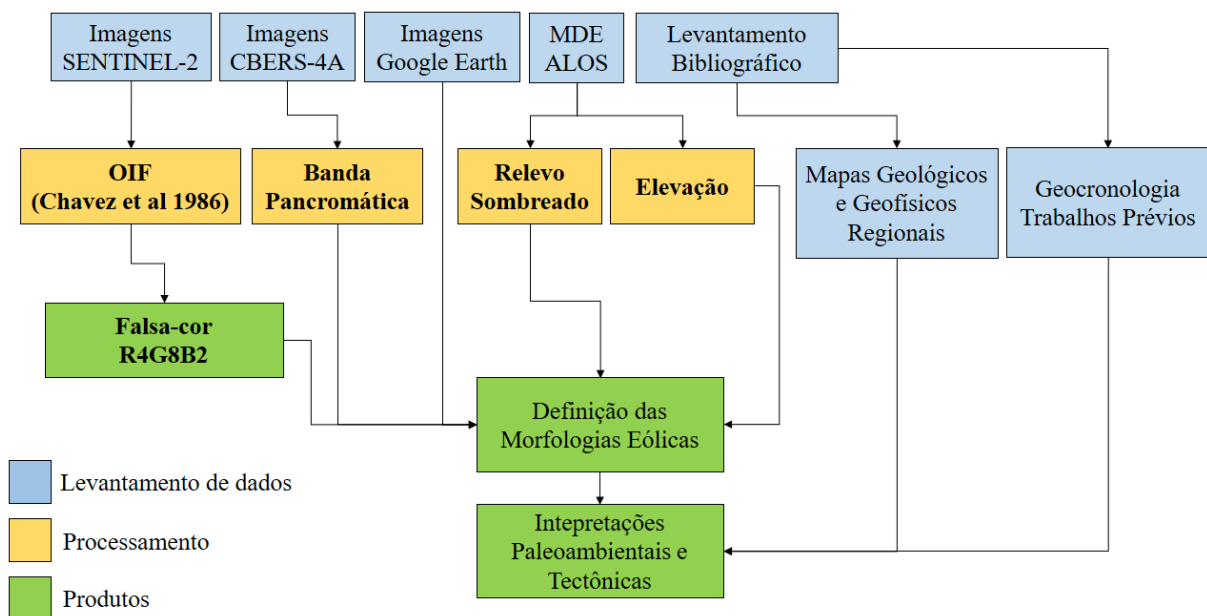


Figura 3.2 - Fluxograma com os dados, processos e produtos gerados que auxiliaram na definição das morfologias eólicas e interpretação geológica.

O mapeamento das feições eólicas foi feito principalmente por interpretação visual de imagens de sensores ópticos SENTINEL-2 e CBERS-4A. Nas imagens SENTINEL-2, priorizaram-se as bandas de maior resolução espacial (10 m, bandas 2, 3, 4 e 8) buscando a

melhor definição possível das morfologias eólicas. A melhor combinação RGB para essas bandas foi obtida a partir do método estatístico OIF (*Optimum Index Factor*) de Chavez *et al.* (1982). O método OIF consiste em determinar a partir de uma cena multispectral, uma combinação de três bandas que tenha a maior variabilidade possível, ou seja, o máximo de informação espectral do alvo com a menor ocorrência de informações redundantes (Chaves *et al.* 1982). O IOF é determinado pelo desvio padrão dentre as bandas analisadas e pelo coeficiente de correlação (ou matriz de correlação) entre as bandas. A combinação de bandas ideal seria a que tem maior quantidade de informações (maior soma dos desvios padrão) e com menor quantidade de duplicações (menor correlação) (Chaves *et al.* 1982). O índice OIF atribui um valor para cada combinação RGB possível, e a combinação de maior valor OIF é a selecionada para a interpretação (Tabela 3.1). O cálculo do IOF foi feito no *software* ILWIS 3.3 e utilizou um recorte de cena com as principais morfologias eólicas e suas variações espectrais. As bandas b2-b4-b8 foram selecionadas para a composição colorida falsa-cor R4-G8-B2 e empregadas no mapeamento das morfologias eólicas (Figura 3.3).

Tabela 3.1 - Lista de combinações possíveis para as bandas selecionadas do SENTINEL-2 e seus respectivos valores de OIF determinados. Em destaque a combinação b2-b4-b8 de maior OIF.

Bandas Sentinel-2			OIF
b2	b4	b8	(622.78)
b3	b4	b8	(578.75)
b2	b3	b8	(491.71)
b2	b3	b4	(248.33)

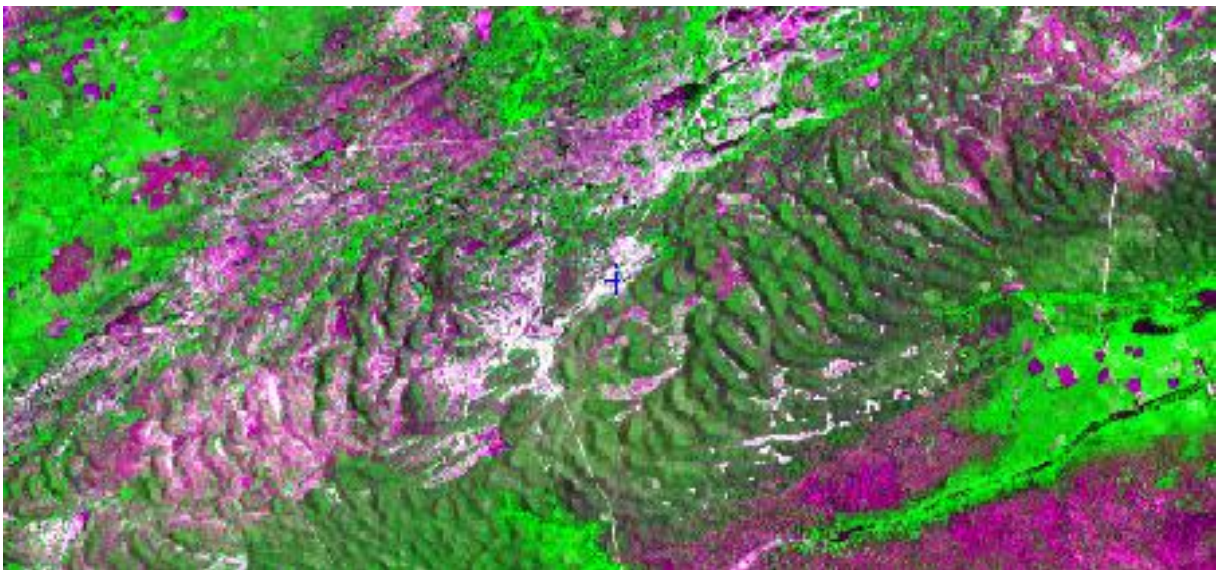


Figura 3.3 - Imagem SENTINEL-2 em composição colorida falsa cor R4-G8-B2, foi o principal produto utilizado para o mapeamento das morfologias eólicas neste trabalho.

Para morfologias que demandam maior detalhe foram utilizadas a banda Pancromática do CBERS-4A (resolução espacial de 2 m) e imagens do acervo Google Earth, que contém um mosaico de imagens de alta resolução (< 1 m) produzidas por satélites como GeoEye, SPOT, Worldview e IKONOS (Figura 3.4). Quando a resposta espectral óptica não foi suficiente para definição das morfologias eólicas, foram utilizados o modelo digital de elevação ALOS (12,5 m de resolução espacial) e seu relevo sombreado derivado (Figura 3.4). O relevo sombreado foi gerado com direção de iluminação 50°Az e 45° de elevação. Essa configuração de iluminação é perpendicular a direção principal das cristas de feições eólicas, para que as sombras nas faces de deslizamento (*slip faces*) ressaltem as morfologias. A superfície das feições eólicas apresentam diversas configurações de cobertura de solo (ex. vegetação, solo exposto, áreas alagadas, etc.). Desta forma, realces para cada configuração foram aplicados a partir de manipulação de histogramas, otimizando o contraste entre os elementos da imagem (Jansen 2014). Os processamentos, vetorização das morfologias eólicas, e produção dos mapas foram feitos no *software* ArcGis 10.5. Além das imagens de satélite, mapas geológicos e geofísicos obtidos na literatura foram utilizados para embasar o mapeamento e as interpretações geológicas. A geologia regional da área de estudo foi extraída dos mapas geológicos dos estados do Maranhão (Klein & Souza 2012) e Piauí (CPRM 2006), com atualizações obtidas no trabalho de Neita (2020). Dados geofísicos do embasamento da bacia e suas principais estruturas foram obtidas no trabalho de Almeida-Filho *et al.* (2006).

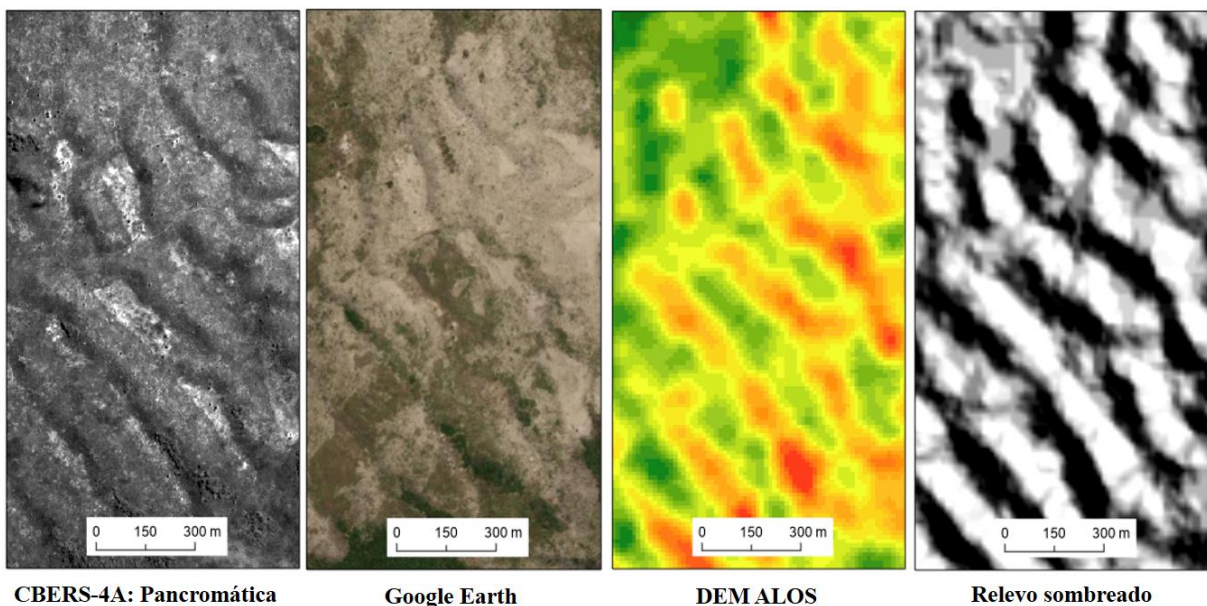


Figura 3.4 - Principais imagens utilizadas em apoio as imagens SENTINEL-2 no mapeamento das morfologias eólicas. Todas as imagens são da mesma área e estão na mesma escala.

3.4 CLASSIFICAÇÃO DE DUNAS EÓLICAS

Definir uma classificação para dunas eólicas pode ser problemático. Um único esquema de classificação não consegue abarcar completamente as complexidades das morfologias e processos eólicos envolvidos (Wiggs 2019). Desta forma, o mapeamento de um sistema eólico complexo pode exigir uma compilação de modelos e critérios de classificações diferentes, sejam eles genéticos ou morfológicos. Existem várias propostas de classificação de dunas baseadas em sua morfologia (Hack 1941, Breed & Grow 1979, Lancaster 1995, Thomas 1997, Cooke *et al.* 1993, Pye & Tsoar 2009, Livingstone & Warren 2019). Porém, nem todas usam critérios que podem ser facilmente aplicados na identificação de morfologias a partir de imagens de satélite. Desta forma, este trabalho priorizou duas propostas gerais, as de Breed & Grow (1979) e Pye & Tsoar (2009), que juntas têm aplicação na identificação das morfologias por imagens de satélite e categorização pelo processo deposicional predominante (Figura 3.5).

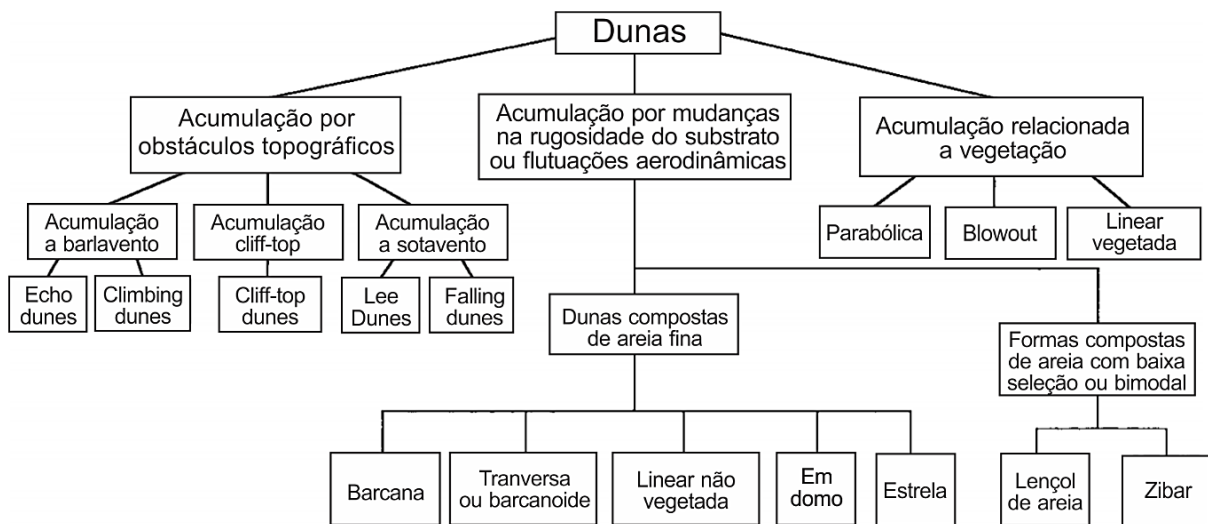


Figura 3.5 - Classificação de dunas eólicas segundo o processo sedimentar dominante. Modificado de Pye & Tsoar (2009).

As classificações gerais citadas acima não contemplam a diversidade de morfologias e processos de dunas vegetadas (ex. parabólicas). Em aditivo, utilizou-se a classificação detalhada de dunas parabólicas de Kilibarda & Blockland (2011), sendo uma modificação das propostas de Pye (1993) e Cooke *et al.* (1993) (Figura 3.6). Mesmo neste nível de detalhe, não há descrição e processos de algumas morfologias específicas de ambientes eólicos costeiros. Desta forma, os trabalhos de revisão de Hesp (2013) e Nield & Baas (2015) foram utilizados em apoio aos modelos de classificação supracitados, pois contém descrições detalhadas das formas e processos de dunas eólicas costeiras, livres ou vegetadas.

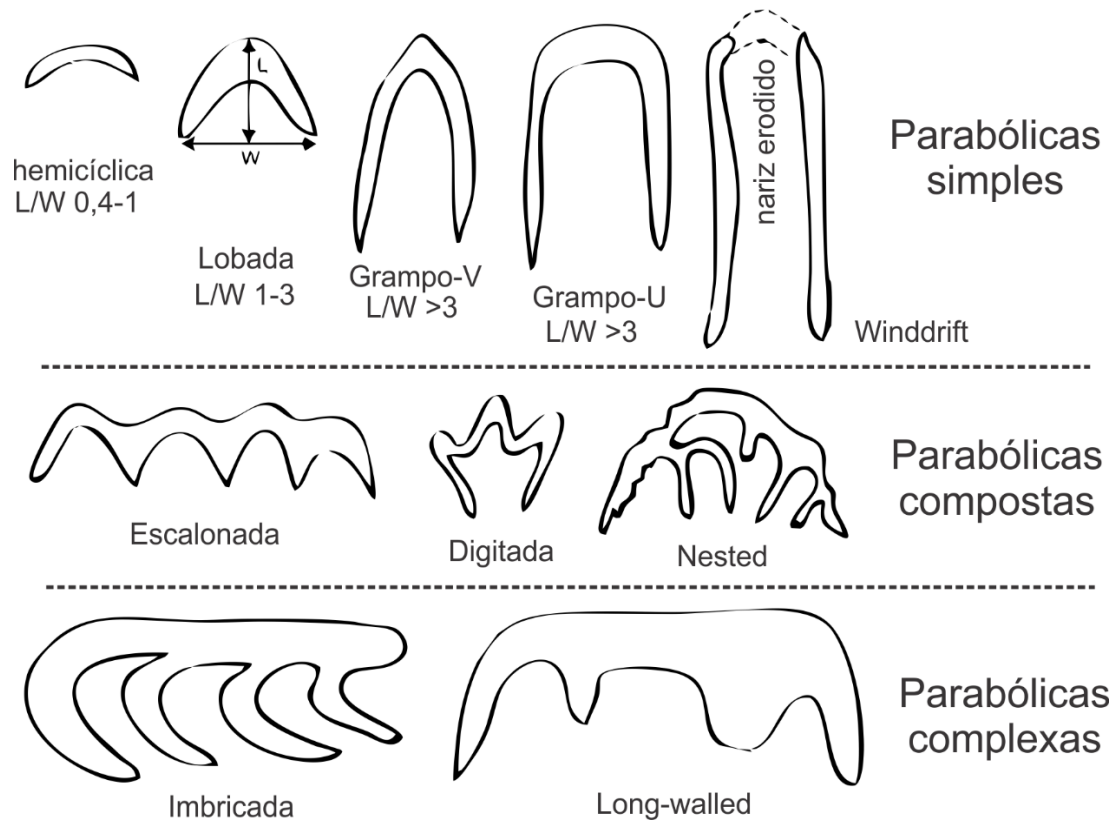


Figura 3.6 - Classificação morfológica de dunas parabólicas. Modificado de Pye (1993), Cooke *et al.* (1993) e Kilibarda & Blockland (2011).

3.5 DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Considerações sobre a evolução do depósito eólico e implicações paleoambientais foram feitas baseadas em uma compilação de dados geocronológicos de oito trabalhos prévios, totalizando 102 idades obtidas por métodos LOE (luminescência opticamente estimulada), C^{14} e Termoluminescência. O Anexo A apresenta detalhadamente os autores, idades e métodos compilados neste trabalho. A datação por luminescência é um método geocronológico usado em grãos de quartzo e feldspato, e mede a idade do último evento em que o mineral foi suficientemente exposto ao calor ou luz solar (Durcan 2019).

A luminescência ocorre pelo aquecimento dos grãos produzindo termoluminescência (TL) ou pela estimulação à temperatura ambiente em comprimentos de onda específicos para cada componente mineral (LOE) (Wintle 1993). O limite de idades para termoluminescência é variado, entretanto, considera-se para idades LOE em grãos de quartzo um limite superior prudente entre 125.000-200.000 anos (Durcan 2019). Sistemas eólicos costeiros apresentam áreas de acumulação de matéria orgânica, tipicamente nas zonas de interdunas. Neste contexto, a técnica de datação por C^{14} pode ser utilizada para datar sucessões eólicas depositadas nos últimos 40.000 anos, o limite superior de detecção da técnica.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 GEOMORFOLOGIA EÓLICA REGIONAL

Na costa dos estados do Maranhão e Piauí, entre 44°W e 41°W, estendendo-se por até 155 km costa adentro, ocorrem diversas morfologias de depósitos eólicos formando um sistema denominado Campo de Dunas Lençóis Maranhenses (Hesp *et al.* 2009, Zular *et al.* 2020). Este sistema abrange cerca de 20.544 km² onde 57,7% são dunas e planícies de deflação identificadas em imagens de satélites neste trabalho, e 48,3% são depósitos eólicos indefinidos extraídos de mapeamentos anteriores. O sistema eólico Lençóis Maranhenses é formado por campos de dunas ativos e inativos, dispostos tipicamente como um sistema deposicional de campo de dunas transgressivo, onde os depósitos eólicos ativos se formam na costa e são estabilizados à medida que migram costa a dentro para zonas mais vegetadas (Hesp 2013). A Figura 4.1 mostra a configuração geral do depósito com as principais morfologias e as áreas de ocorrência.

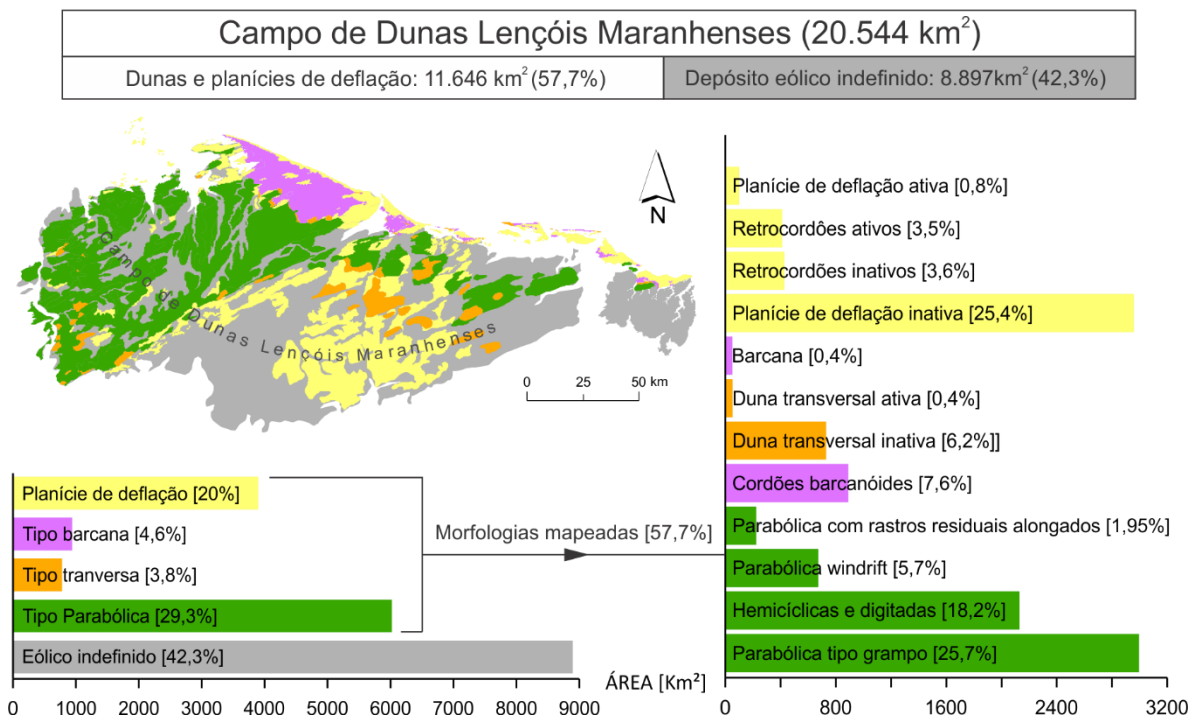


Figura 4.1 - Configuração geral do Campo de Dunas Lençóis Maranhenses, sua extensão, principais feições mapeadas e proporções relativas. As unidades morfológicas e suas subdivisões estão representadas por cores iguais no mapa e gráficos.

Considerando os depósitos eólicos indefinidos como parte inativa, o sistema Lençóis Maranhenses é predominantemente formado por depósitos eólicos inativos (88%), onde predomina a não-deposição ou erosão das morfologias preexistentes. Os depósitos eólicos ativos restringem-se a costa e correspondem apenas 12% da área do sistema, entretanto, contém

alguns dos maiores campos de dunas ativos do continente – Lençóis Maranhenses e Pequenos Lençóis (Hilbert *et al.* 2015).

As unidades morfológicas dos depósitos eólicos, a geologia do embasamento e de outras unidades quaternárias no contexto do campo de dunas estão detalhadas no mapa geológico apresentado no Apêndice A.

4.1.1 Morfologias eólicas ativas e processos

Os depósitos eólicos ativos estão localizados próximo à linha de costa, em uma série de campos de dunas e planícies de deflação que eventualmente são descontinuados por pequenas baías, estuários, rios, canais de marés e manguezais (Figura 4.1 e Apêndice A). Os depósitos ocorrem desde a Baía de São Marcos, à oeste, e vão progressivamente diminuindo sua extensão até o extremo leste, no complexo do delta do Rio Parnaíba. Os principais campos de dunas neste segmento são o Campo de Dunas Ativo Lençóis Maranhenses (1.026 km² e até 35 km costa adentro), Campo de Dunas Pequenos Lençóis (170 km² e até 15 km costa adentro) e Campo de Dunas Tutóia (35 km² até 6 km costa adentro). Outros campos de dunas menores ocorrem em ilhas do complexo do delta do Rio Parnaíba (Ilha do Cajú, Ilha das Canárias e Ilha Grande).

As morfologias eólicas predominantes nos campos de dunas supracitados são cordões barcanóides com barcanas e dunas transversais subordinadas, retrocordões e rastros lineares residuais, lençóis de areia e planícies de deflação (Figura 4.2). Os cordões barcanóides ocorrem em praticamente toda extensão dos campos de dunas ativos. Formam cristas sinuosas perpendiculares a direção do vento efetivo e estendem-se de algumas centenas de metros até dezenas de quilômetros (Figura 4.2 A e B). Os cordões barcanóides iniciam-se na costa a partir de zona arenosa de até 1,5 km composta por lençóis de área, planícies de deflação, e dunas de pequeno porte, e migram costa adentro por dezenas de quilômetros até a margem do campo de dunas ativo. O interduna dos cordões barcanóides geralmente é inundado formando lagos rasos, e nas zonas secas retrocordões são preservados.

Dunas transversais são restritas e formam cristas retas ou levemente onduladas perpendiculares a direção do vento efetivo. Ocorrem nos limites da frente de migração do campo de dunas ativo, formando cristas de precipitação na interface com o terreno vegetado (Figura 4.2C). O interduna é geralmente mais estreito e sem formação de lagos. As dunas barcanas são pontuais, ocorrendo isoladas ou entre cordões barcanóides (Figura 4.2D).

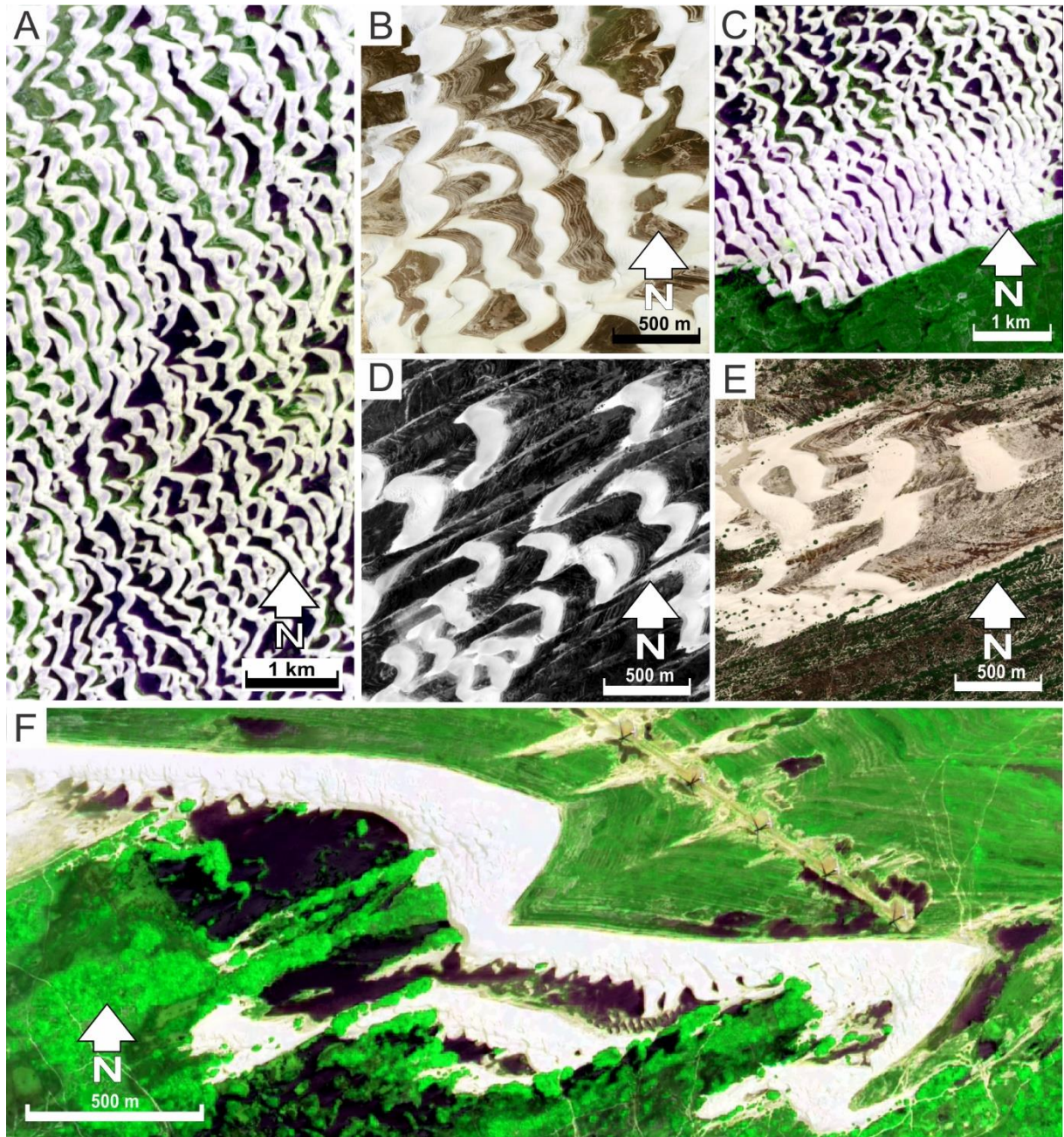


Figura 4.2 - Principais morfologias eólicas ativas mapeadas na área de estudo. (A) Cordões barcanóides ativos com interdunas arenosos ou inundados, Campo de Dunas Lençóis Maranhenses. (B) Detalhe para cordões barcanóides e barcanas com interduna formado por retrocordões, Campo de Dunas Lençóis Maranhenses. (C) Dunas transversais ativas formadas pela acumulação de cordões barcanóides na frente de migração do campo de dunas ativo. Uma crista de precipitação é formada na interface com o terreno vegetado. Campo de Dunas Lençóis Maranhenses. (D) Barcanas isoladas em migração formando retrocordões e rastros lineares residuais. Campo de dunas em Luiz Correia – PI. (E) Barcana em processo de estabilização. Braços são fixados pela vegetação enquanto o lobo deposicional migra, em transição para forma parabólica. Campo de dunas em Araiõeses – MA. (F) Megaduna complexa. Forma principal do tipo barcana com dunas transversais associadas. Campo de dunas Pequenos Lençóis. (A) e (C) são imagens SENTINEL-2. (B) e (E) são imagens Google Earth. (D) e (F) são imagens CBERS4a, banda pancromática e composição falsa cor respectivamente.

Barcanas formam acumulações com geometria em “U” com as terminações apontando para sotavento, e geralmente são precedidas por uma pista de migração com retrocordões e rastros lineares residuais.

Barcanas, cordões barcanóides e cristas transversais são dunas móveis tipicamente formadas em regime de vento unidirecional, e suas morfologias são definidas em função da velocidade do vento e do suprimento sedimentar (Wasson & Hyde 1983, Pye & Tsoar 2009). O segmento costeiro da área de estudo é dominado por ondas e maré com elevado aporte sedimentar pelas correntes de deriva, e que somado aos intensos ventos alísios de NE, impossibilitam a estabilização de barcanas. Estas assim que se formam no *backshore*, migram costa adentro, colidem lateralmente coalescendo em cordões barcanóides mais estáveis (Luna *et al.* 2011). A medida que os cordões barcanóides migram costa adentro na planície densamente vegetada, o interduna estreita-se progressivamente e as cristas tornam-se retilíneas formando dunas transversais (Luna *et al.* 2011). Quando as dunas transversais encontram áreas topograficamente elevadas e/ou adensamento da cobertura vegetal, canais ou lagoas, há acumulação sedimentar e cavalgamento das formas de leito, gerando as cristas precipitação na interface com o campo de dunas inativo (Hesp 2013).

Em zonas de praia densamente ocupadas, o suprimento sedimentar é limitado e barcanas migram individualmente por quilômetros sem sofrer grandes alterações, deixando extensas pistas de migração à barlavento (Figura 4.2D). Durante o período chuvoso, a proliferação de espécies vegetais pioneiras na base do *stoss side* e nos braços das barcanas, fixam parte do sedimento em cristas enquanto o lobo deposicional principal continua a migrar, gerando os retrocordões (Levin *et al.* 2009). Estas feições são recorrentes na área e estendem-se por quilômetros à barlavento, indicando uma diminuição ou interrupção do suprimento sedimentar. Isso ocorre seja pelo bloqueio do transporte sedimentar por construções antrópicas no *backshore*, seja pela implantação de sistemas fluviais ou dominados por maré no intercurso do sistema eólico.

Pontualmente ocorre na área a transformação de barcanas em parabólicas (Figura 4.2E) e megadunas (Figura 4.2F). Barcanas isoladas migrando para terrenos mais vegetados têm seus braços fixados pela vegetação enquanto o lobo deposicional continua migrando, invertendo a forma de leito em parabólica (Nield & Baas 2008). As barcanas chegam a compor formas complexas como megadunas (ou *draa*) pelo cavalgamento de formas de leito que podem atingir 35m de altura (Gonçalves *et al.* 2003). A macroforma principal é do tipo barcana, com dunas transversais de crista sinuosa compondo as faces de barlavento e sotavento.

4.1.2 Morfologias eólicas inativas e processos

Os depósitos eólicos inativos ocorrem desde as áreas mais baixas próximas a costa até 155 km continente adentro, alcançando altitudes de até 110 m. As morfologias eólicas ocorrentes são variedades de dunas parabólicas, transversais e planícies de deflação, com orientação diretamente relacionada a direção atual do vento efetivo, com eventual variação de até 15° (Figura 4.1 e Apêndice A). Formam corredores de dunas e planícies deflacionárias regularmente descontínuas por planícies aluviais, e em menor grau por lagos e canais de maré. Os corredores de dunas são mais expressivos a oeste do campo de dunas, à sotavento do Campo de Dunas Ativo Lençóis Maranhenses. À leste, os corredores são menos expressivos e predominam planícies de deflação com dunas erodidas.

As dunas parabólicas são as dunas predominantes em todo o sistema eólico Lençóis Maranhenses. As principais morfologias mapeadas são parabólicas tipo grampo, parabólicas hemicíclicas e digitadas, parabólicas tipo *windrift* e parabólicas com rastros residuais alongados (Figura 4.3). As parabólicas tipo grampo são as mais comuns (25% das morfologias mapeadas) e são dunas vegetadas geralmente em forma de “U” com os braços apontando para barlavento e um lobo deposicional frontal com uma face de deslizamento (Figura 4.3A). O interduna apresenta um corredor de deflação geralmente vegetado ou com retrocordões, limitados por rastros lineares residuais (Figura 4.3B). No período chuvoso geralmente o interduna é inundado formando pequenos charcos. Os parabólicas tipo grampo formam corredores contínuos de dezenas de quilômetros na área, podendo ter variações na morfologia ou coalescendo em formas compostas (Figura 4.3C). Esses corredores são limitados (ou cortados) por planícies aluviais mais recentes, sobrepostas por dunas isoladas mais novas. As parabólicas tipo grampo têm lobo deposicional expressivo e são detectadas mesmo em MDE de resolução média, onde apresentam em média 8 m de altura (Figura 4.3C).

As dunas parabólicas hemicíclicas são vegetadas em forma de arco com apenas uma face de deslizamento, formam pequenos campos de dunas ou ocorrerem em grupos menores isolados (Figura 4.4A). Geralmente ocorrem associadas à sua forma composta e mais expressiva – parabólicas digitadas – que apresentam mais de uma face de deslizamento avançando em direções ligeiramente variadas (Figura 4.4B). O interduna ocorre geralmente vegetado sem formação de charcos. Parabólicas hemicíclicas e digitadas estão concentradas nos limites do campo de dunas onde há maior acumulação das formas de leito (Apêndice A).

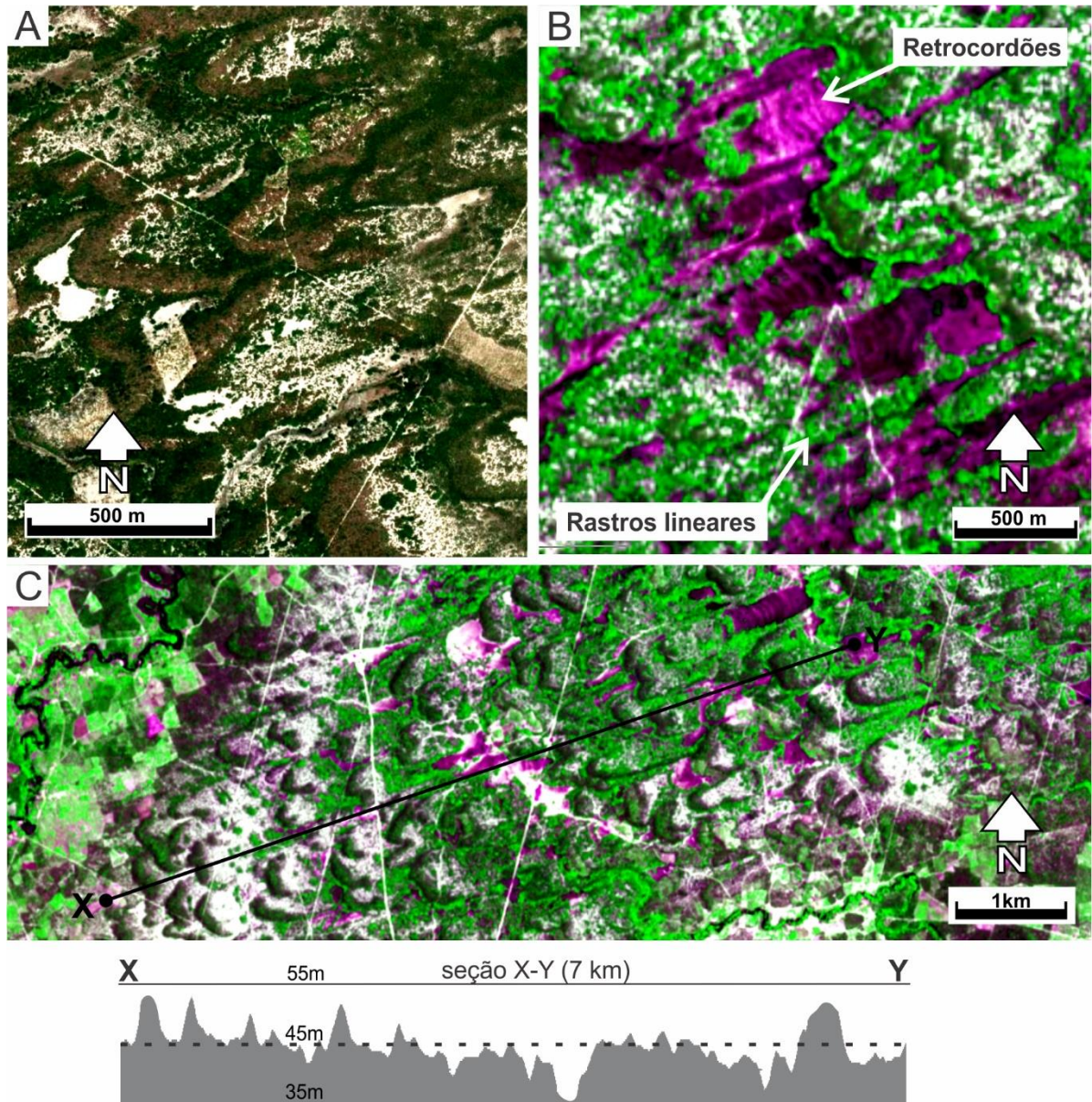


Figura 4.3 - Morfologias eólicas inativas – dunas parabólicas tipo grampo. (A) parabólicas do tipo grampo com braços apontados para barlavento e interduna arenoso vegetado. (B) parabólicas tipo grampo com interduna de retrocordões inundados separados por rastros lineares residuais. (C) corredor de parabólicas tipo grampo e seção topográfica (abaixo) mostrando a altura média dos lobos deposicionais. (A) imagem cor natural Google Earth, (B) e (C) imagem composição falsa cor SENTINEL-2. Todas as feições localizadas em campo de dunas inativo próximo a Barreirinhas – MA.

As parabólicas do tipo *windrift* o correm em segmentos de corredores de parabólicas tipo grampo, apresentando cristas lineares paralelas à direção do vento efetivo onde os lobos deposicionais estão parciais ou totalmente erodidos (Figura 4.4A). O corredor de deflação e interduna predominam, geralmente estão inundados formando charcos e apresentam resquícios de retrocordões. Eventualmente há truncamento entre as cadeias de cristas, com a direção variando em ângulos menores que 15° (Figura 4.4B). Parabólica com rastros lineares residuais alongados ocorrem pontualmente no extremo oeste do campo de dunas e só são perceptíveis no

MDE. Apresentam rastros lineares residuais quilométricos, paralelos à direção principal do vento efetivo, com os lobos deposicionais parcialmente preservados (Figura 4.4C).

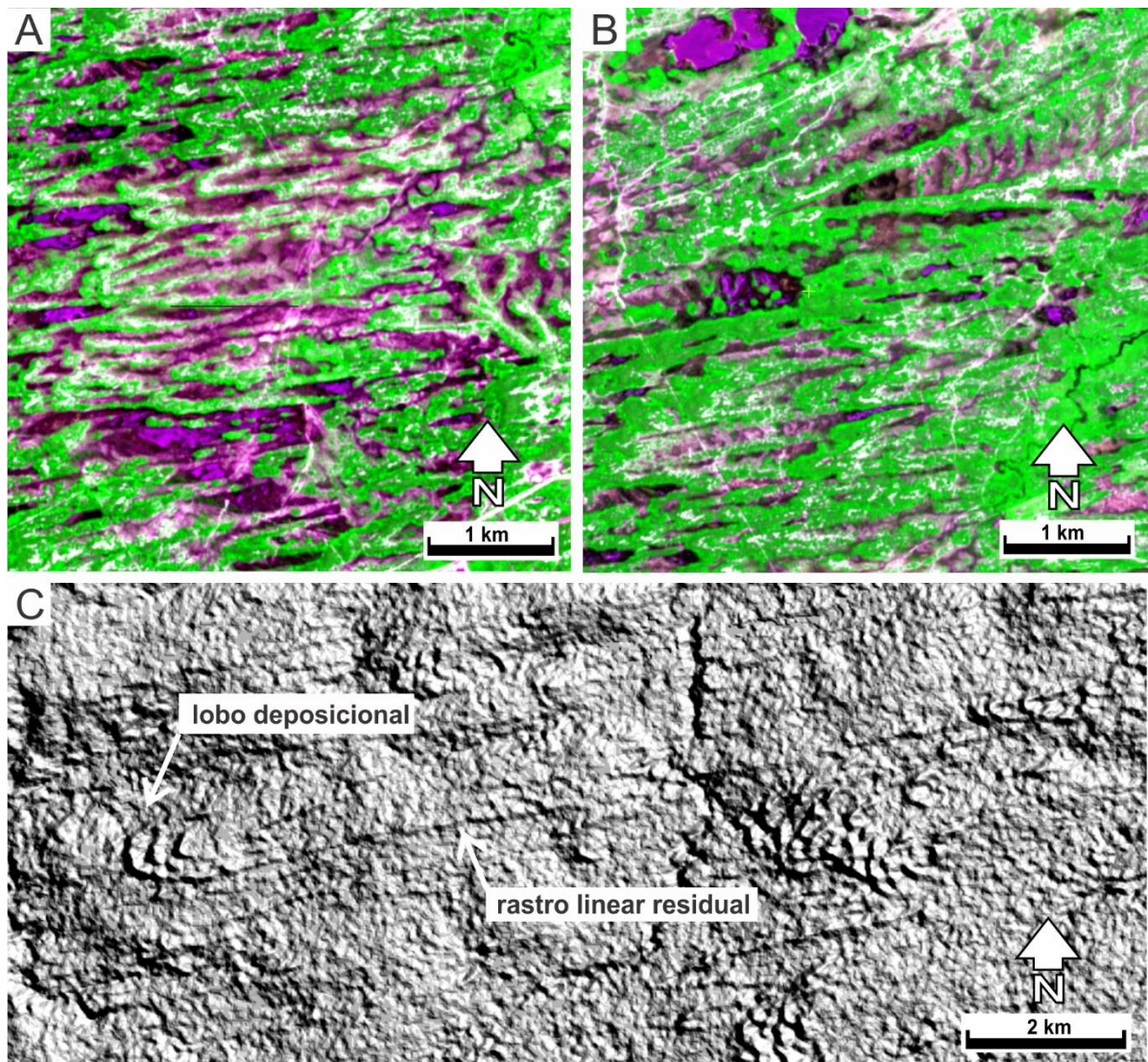


Figura 4.4 - Parabólicas tipo *windrift* e com rastros lineares alongados. (A) parabólicas tipo *windrift* com cristas lineares expressivas e lobos deposicionais erodidos. (B) truncamento de cadeias de parabólicas tipo *windrift*, mostrado uma variação de até 15° na direção das cristas lineares residuais. Campo de dunas inativo, Santo Amaro – MA. (C) parabólicas com rastros residuais alongados com até 10 km de comprimento e lobo deposicional preservado. Os rastros lineares são pouco perceptíveis em imagens de satélite óptico. Morfologia próximo à costa leste da Baía de São Marcos, Icatu – MA. (A) e (B) são imagens composição falsa-cor SENTINEL-2, (C) relevo sombreado obtido a partir de MDE ALOS30.

No extremo sudoeste e centro-leste do campo de dunas ocorrem dunas transversais inativas. Assim como as correlatas atuais, apresentam cristas retas ou levemente sinuosas, dispostas de forma perpendicular à direção do vento efetivo, contudo estão parcialmente ou integralmente vegetadas (Figura 4.5A). As transversais inativas são as que tem maior acumulação sedimentar no campo de dunas estabilizado, com lobo deposicional podendo chegar à 25 m de altura (Figura 4.5B). Eventualmente apresentam topo parcialmente erodido.

Estão limitadas a sotavento por cursos de drenagem e estão associadas com parabólicas compostas e planícies de deflação inativas.

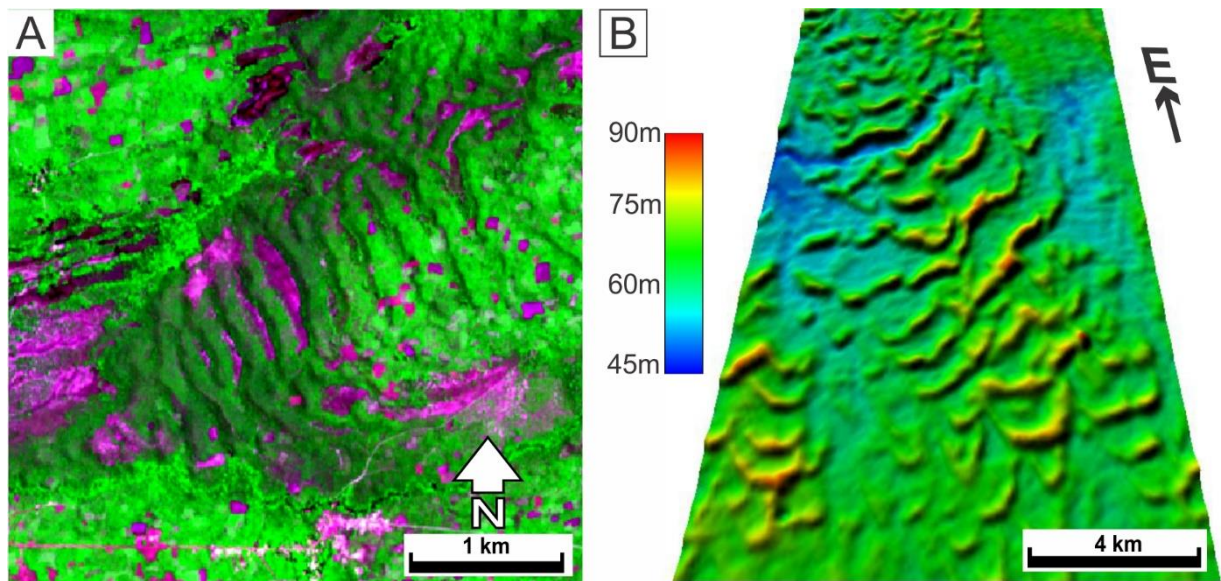


Figura 4.5 - Dunas transversais inativas. (A) cadeias de dunas transversais inativas em campo de dunas estabilizado, Morros - MA. Imagem composição falsa-cor SENTINEL-2. (B) variação topográfica em dunas transversais inativas, Água doce do Maranhão – MA. Modelo 3D gerado a partir de MDE ALOS30W, com exagero vertical de 4x.

Cerca de 30% das morfologias eólicas mapeadas na área de estudo são planícies de deflação inativas que registram campos de dunas erodidos e pistas de migração abandonadas, desde a costa até 100 km continente adentro (Apêndice A e Figura 4.6A). Planícies de deflação inativas ocorrem predominantemente na porção leste do campo de dunas, formando terrenos levemente ondulados de forma regular, preservando resquícios de cadeias transversais e barcanóides (Figura 4.6B). Estas planícies são alongadas e paralelas à direção do vento efetivo e limitadas por planícies aluviais. Apresentam vegetação esparsa, predominando solos arenosos que contrastam com o entorno predominantemente vegetado. Próximo à costa predominam planícies de deflação inativas com resquícios de retrocordões e rastros lineares residuais (Figura 4.6C). São planícies densamente vegetadas com feições lineares paralelas a direção do vento efetivo, alternando com cadeias de retrocordões erodidos. Geralmente ocorrem isolados por canais de maré ou no núcleo de ilhas.

Na frente de migração do campo de dunas ativo, barcanas cordões barcanóides e dunas transversais formam uma crista de precipitação ondulada em contato com o terreno densamente vegetado. Nesta interface formam-se as dunas parabólicas pela migração individual de lobos deposicionais deixando o campo de dunas ativo para o terreno vegetado (Hesp 2013). O progressivo aumento da cobertura vegetal é o principal fator no processo de transformação de

barcanóides/transversais em parabólicas, e as causas podem ser mudanças climáticas e/ou atividades antrópicas (Yan & Baas 2015).

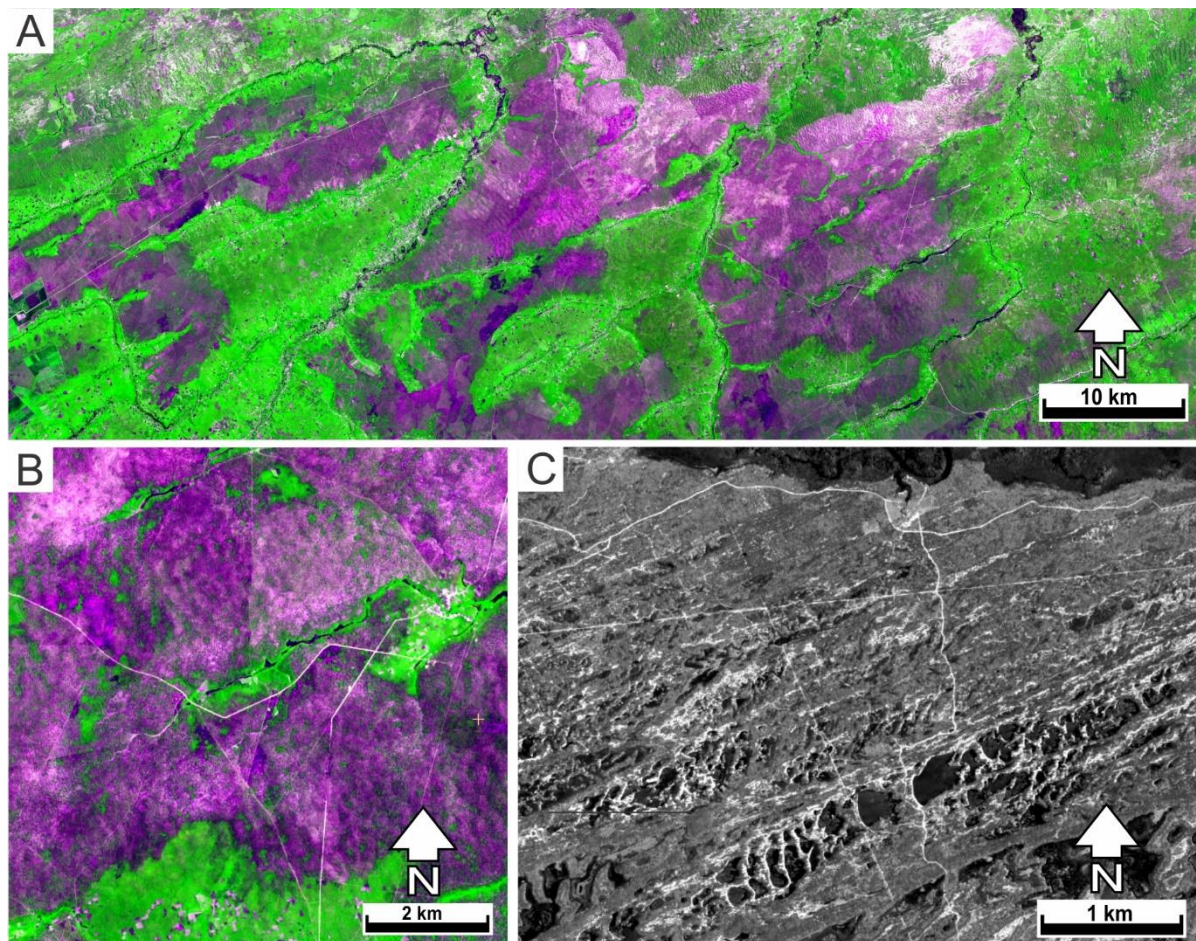


Figura 4.6 - Planícies de deflação inativas. (A) porção leste do campo de dunas com áreas de planícies de deflação inativas. A coloração roxa nesse contexto evidencia solo exposto contrastando com o terreno vegetado ao entorno. Notar a orientação das planícies com a direção do vento efetivo e os limites à sotavento com os principais sistemas fluviais. (B) detalhe para planícies de deflação com ondulação leve e regular, perpendicular à direção do vento efetivo, mostrando resquícios de dunas erodidas. (C) planície de deflação mostrando resquícios de rastros lineares residuais e retrocordões. (A) e (B) são imagens composição falsa-cor SENTINEL-2, (C) é imagem pancromática CBERS4a.

Os dois principais mecanismos de formação de parabólicas são: (I) ancoramento dos braços (*horns-anchoring*), onde a vegetação retarda o movimento dos braços, atuando como âncoras, enquanto o lobo deposicional frontal continua migrando a sotavento deixando rastros lineares residuais e retrocordões à barlavento (Pye & Tsoar 2009, Yan & Baas 2015). (II) estabilização da crista (*nebkhas-initiation*) por vegetação, levando ao acúmulo de sedimento na forma de nebkhas, que junto com a progressiva erosão do *stoss-side*, altera a sua forma convexa para côncava (Tsoar & Bloomberg 2002). O *stoss-side* côncavo concentra o fluxo de vento no centro no lobo deposicional, tornando-o mais erosivo e móvel enquanto os braços são deixados para trás (Tsoar & Bloomberg 2002). Ambos os processos podem ocorrer, o primeiro onde a água é o fator limitante no crescimento da vegetação e produzem parabólicas com braços mais

longos devido a maior mobilidade do lobo deposicional, e o segundo onde o vento é o principal fator limitante, inibindo ou não a vegetação na crista (Yan & Baas 2015). Altas taxas de crescimento da vegetação propiciam a formação de parabólicas através da estabilização das porções menos ativas do lobo deposicional migrante, gerando os rastros lineares e fixação da duna na forma de parabólica tipo grampo (Nield & Baas 2008).

Dunas parabólicas do tipo grampo são formados sob forte regime de vento unidirecional, e sua morfologia e orientação podem modificar-se como reflexo na variabilidade do vento ou por obstáculos topográficos, formando dunas com braços mais curtos ou de feições imbricadas (Yan & Baas 2015). Quando ventos fortes de duas ou mais direções discretas em diferentes períodos do ano ocorrem em parabólicas tipo grampo, estas transformam-se em parabólicas hemicíclicas e digitadas (Pye & Tsoar 2009). Vegetação de médio a grande porte também são um fator importante na formação de parabólicas digitadas, pois forçam os lobos deposicionais migrantes a moverem-se em direções distintas (Yan & Baas 2015).

Quando há um incremento na velocidade do vento efetivo, o lobo deposicional das parabólicas pode romper enquanto migra e produz rastros lineares residuais, neste caso formam-se as parabólicas do tipo *windrift*, que são os braços remanescentes de uma parabólica de lobo erodido (Jorgensen 1992, Kilibarda & Blockland 2011). Porém, se a parabólica migra sobre sedimento arenoso livre incorporando-o no lobo deposicional, pode mover-se por quilômetros sem ser erodido deixando braços incomumente longos à barlavento, formando parabólicas com rastros lineares residuais alongados (Pye & Jackes 1981, Pye & Tsoar 2009).

A perda de vegetação na superfície de parabólicas pode levar a uma reativação e transformá-las em barcanas ou transversais, mas este processo ainda não é razoavelmente compreendido (Yan & Baas 2015). Porém, a reativação de parabólicas implica em processo mais simples e natural que é a coalescência e acumulação dos lobos deposicionais em formas mais estáveis. As formas menores e mais rápidas colidem à sotavento com as maiores e lentas resultando no aumento da forma de leito verticalmente, enquanto que as interações laterais aumentam o comprimento das cristas (Kocurek & Ewing 2005).

Quando a acumulação sedimentar cessa, seja pela interrupção do suprimento sedimentar ou pelo aumento da velocidade do vento, deflação ocorre no depósito eólico e as formas de leito do substrato são erodidas (Mountney 2006). Planícies de deflação representam os remanescentes erodidos do que já foram morfologias eólicas de relevo acentuado (dunas), evidenciando um balanço sedimentar negativo e deflação generalizada (Mountney 2006). Em sistemas eólicos húmidos, o nível de base controlador é lençol freático que ao ser rebaixado diminui a humidade no sedimento arenoso tornando-o mais susceptível ao transporte e menos

prolífico ao crescimento da vegetação (Kocurek & Havholm 1993). Além da erosão das formas de leito, processo pode gerar paleossolos, e *lags* conglomeráticos pela remoção do sedimento mais fino por transporte eólico (Hesp & Walker 2013).

4.2 IDADES, MORFOESTRATIGRAFIA E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

A geocronologia dos depósitos eólicos ativos e inativos Lençóis Maranhenses mostram que o campo de dunas tem sido formado na planície costeira dos estados do Maranhão e Piauí desde o final do Pleistoceno médio, há pelo menos 160 ka, podendo chegar a 240 ka (Almeida-Filho *et al.* 2009, Guedes *et al.* 2017). A Figura 4.7 mostra a distribuição das idades obtidas da literatura conforme a profundidade e com a distância da costa na direção do vento efetivo. Uma compilação detalhada das idades consta no Anexo A, e estão plotadas no mapa do Apêndice A.

A principal fonte de sedimento para o campo de dunas costeiro em um sistema dominado por ondas é o *backshore*, onde barcanas são produzidas, migram e coalescem em cordões barcanóides continente adentro, até atingirem zonas mais vegetadas e transformarem-se em variações de dunas parabólicas (Hesp 2013). Desta forma, as dunas ativas estão em formação na costa migrando sobre depósitos estabilizados mais antigos, que ocorrem desde a costa até 150 km continente adentro. Não há uma relação direta entre a distância de migração das dunas e sua idade, ou seja, depósitos eólicos do Holoceno ocorrem tanto na costa quanto a 100 km continente adentro (Figura 4.7A). O inverso também é verdadeiro: a maioria dos depósitos eólicos pleistocênicos ocorrem a menos de 50 km da linha de costa (Figura 4.7A). Isto deve-se principalmente pela natureza dinâmica de sucessivas fases de construção do campo de dunas e pela forte descontinuidade lateral inerente do sistema deposicional eólico.

As morfologias eólicas mapeadas em superfície refletem o último cenário paleoambiental e os últimos processos sedimentares ocorridos naquele determinado local. No entanto, as idades foram obtidas de amostras retiradas em diferentes profundidades no depósito, que podem não coincidir com os últimos eventos registrados nas morfologias em superfície. Sifeddine *et al.* (2003) e Zular *et al.* (2020) obtiveram amostras em profundidades regularmente espaçadas de pontos isolados no depósito eólico inativo. Ambos os trabalhos mostram uma relação direta e coincidente: cada 1 metro de sucessão eólica corresponde entre 5 a 10 mil anos de registro, incluindo os possíveis hiatos. É consenso que o registro sedimentar é altamente fragmentado e que a maioria do tempo geológico é preenchido por hiatos em descontinuidades (Rodríguez-López *et al.* 2014).

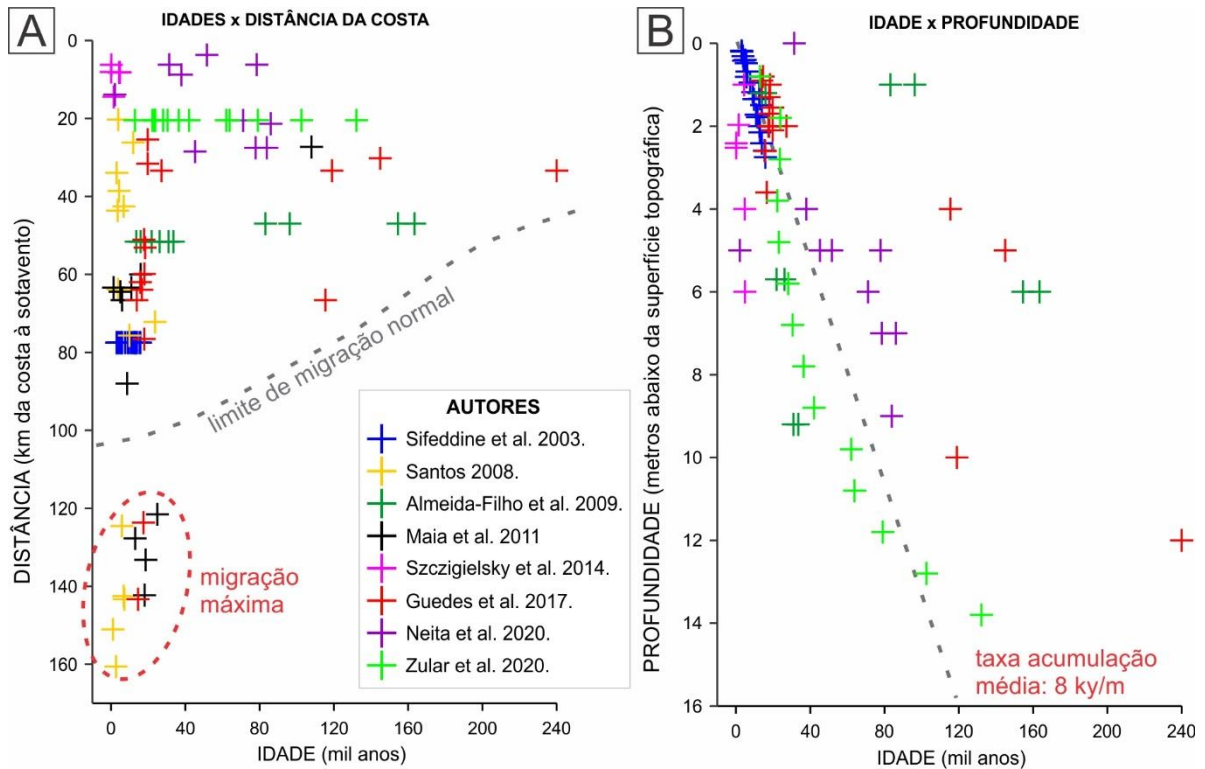


Figura 4.7 - Idades dos depósitos eólicos do Campo de Dunas Lençóis Maranhenses obtidas na literatura. A variação de cores das cruzes em ambos os gráficos corresponde aos autores no quadro da Figura 4.6A. (A) Idades do depósito eólico de acordo com a sua posição ao longo do eixo de migração do campo de dunas. (B) Variação da idade com a profundidade mostrando que em poucos metros de uma sucessão eólica é possível ter dunas desde o Holoceno até o final do Pleistoceno médio. Idades sem informação de profundidade não foram plotadas.

O registro sedimentar eólico é tido como especialmente fragmentado, pois é produzido por um sistema deposicional que gera inúmeras superfícies de discontinuidades pela deposição e erosão contínua das formas de leito, com eventos de preservação esporádicos (Rodríguez-López *et al.* 2014). Desta forma, estabelecer relações lineares, no tempo e espaço, em depósitos eólicos de grande extensão e baixa espessura é extremamente complexo. Nesta escala de sequências de 4ª ou 5ª ordem, estabelecer a posição estratigráfica dos diferentes pulsos de migração do campo de dunas requer elevado nível de detalhe e controle das superfícies. No entanto, a Figura 4.7 permite inferir que o campo de dunas migrou continente adentro por até 100 km da linha de costa atual durante todo o Pleistoceno até uma faixa que denominamos “limite de migração normal”. A definição desse limite é arbitrária, porém é fundamentada na distribuição espacial das idades ao longo de todo o depósito (ver mapa do Apêndice A). Essa distribuição mostra que os depósitos mais distais só correm em idades próximas ou posteriores aos eventos do último máximo glacial (Figura 4.7). Ou seja, o campo de dunas só atingiu seu máximo migratório, chegando ao contraforte do embasamento, após condições estabelecidas

no último máximo glacial. Isto permite traçar pelo menos configurações diferentes das atuais para o campo de dunas ao longo de sua evolução (Figura 4.8).

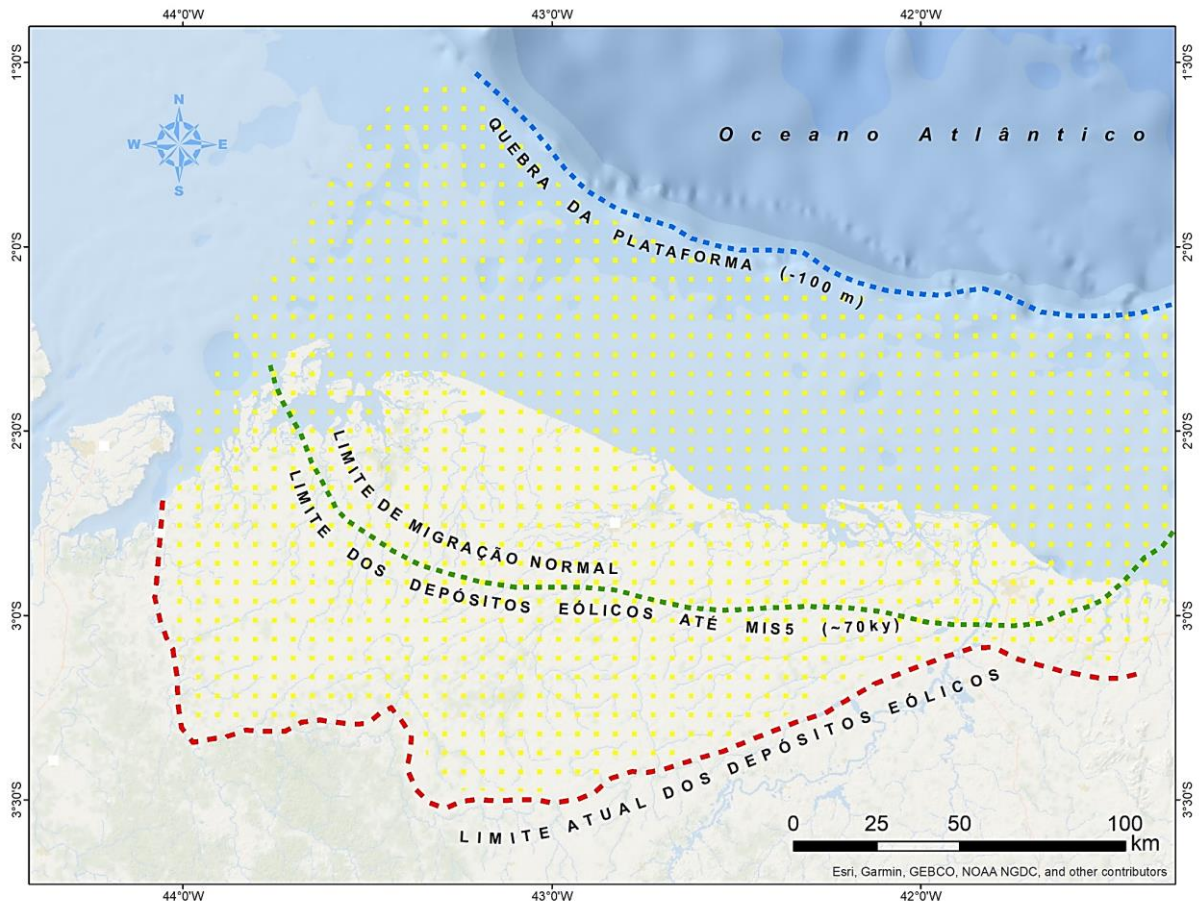


Figura 4.8 - Limites de expansão dos depósitos eólicos durante o final do Quaternário. Em vermelho o limite interior atual do campo de dunas, que só foi atingido após o último máximo glacial. A linha verde indica o limite de migração normal do campo de dunas antes do último máximo glacial, baseado na falta de registro de dunas mais antigas na porção mais distal de migração. A linha azul marca a quebra da plataforma continental, onde segundo Guedes *et al.* (2017) teria sido ocupado pelo campo de dunas durante a exposição da plataforma em um contexto de *lowstand*. A área pontilhada em amarelo seria hipoteticamente a extensão máxima do campo de dunas, atingida durante o último máximo glacial.

Analisando as idades do depósito em um contexto de variação global do nível do mar, observa-se que o sistema eólico costeiro se formou em diferentes pulsos de construção e preservação associados a ciclos transgressivos-regressivos no final do Quaternário (Figura 4.9). A relação entre mudanças no nível relativo do mar e o desenvolvimento de campos de dunas costeiros têm sido tema de debates, e evidências de vários sistemas costeiros no mundo indicam que campo de dunas podem ser construídos tanto em transgressões quanto regressões marinhas (Pye & Tsoar 2009). O modelo de construção de campo de dunas em sistema transgressivo consiste na construção a partir da erosão da costa durante o aumento do nível do mar, desde forma a costa é retrabalhada e o sedimento é transportado do *backshore* para o continente por transporte eólico (Hesp 2013). Neste modelo, o rebaixamento do nível do mar causaria a

progradação dos ambientes continentais (fluvial), e erosão dos depósitos eólicos subjacentes, e ausência de sedimento costeiro para suprir o sistema interno (Giannini *et al.* 2007, Hesp 2013). Em contrapartida, o modelo de construção de campo de dunas costeiro em sistemas transgressivos defende que a maior parte da sedimentação ocorre em contexto de mar baixo, na transição glacial-interglacial, quando a plataforma está exposta elevando o suprimento sedimentar apto ao retrabalhamento eólico (Pye & Tsoar 2009). Neste modelo, durante a transgressão subsequente, o progressivo aumento do nível do mar eleva o nível de base, preservando os depósitos eólicos.

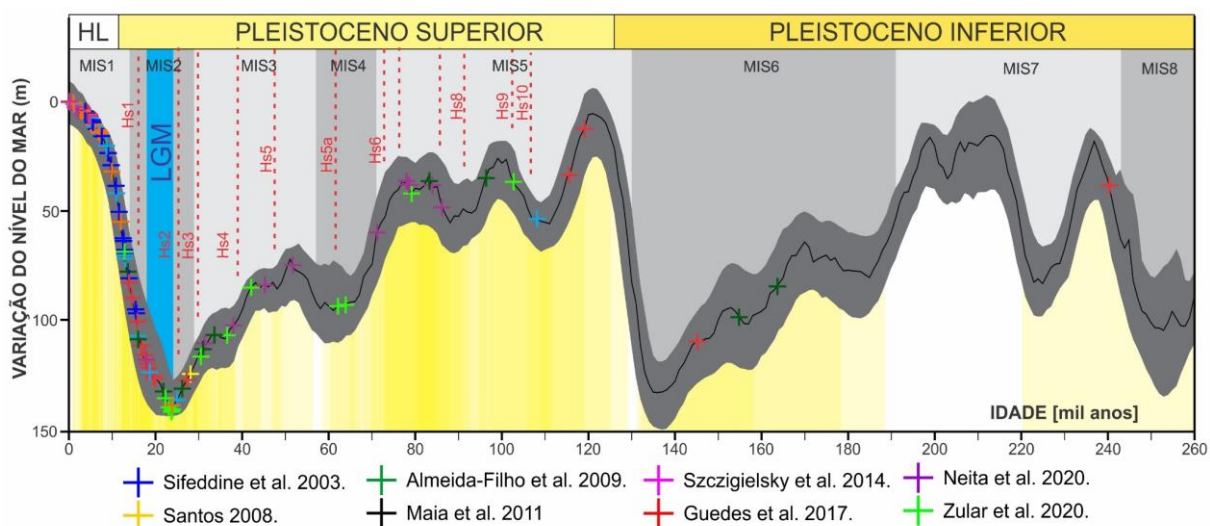


Figura 4.9 - Compilação das idades em um contexto de variação global do nível do mar e mudanças climáticas abruptas ligadas a eventos Heinrich. O gráfico assinala os períodos glaciais e interglaciais (MIS – Marine Isotope Stages, faixas em cinza), o último máximo glacial (LGM – Last Glacial Maximum, faixa em azul) e os eventos Heinrich (HS – Heinrich Stadial, linha vermelha). A curva de variação do nível do mar e os limites dos eventos assinalados são baseado no trabalho de Spratt & Lisiecki (2016).

As idades mostram que a construção do campo de dunas, remonta pelo menos dois grandes ciclos transgressivos-regressivos. O ciclo mais recente (MIS5 ao presente) mostra que houve construção e preservação de depósitos eólicos em três diferentes configurações de nível relativo do mar: queda, mar baixo e transgressão. Contudo, o modelo de construção eólica em regime de mar baixo foi mais expressivo no caso dos Lençóis Maranhenses. Esta hipótese é sustentada pelo ápice expansivo do sistema eólico durante o último máximo glacial, onde mesmo em mar baixo o campo de dunas alcançou o contraforte do embasamento, provavelmente a mais de 200 km de distância da linha de costa deste cenário (Figura 4.7 e Figura 4.8). A subsequente transgressão (ainda em curso) afogou parte do campo de dunas (hoje compondo a plataforma) e deu condições de preservação dos depósitos mais continentais. Existem pouco registros do ciclo transgressivo-regressivo mais antigo (MIS7-MIS6), contudo, é plausível assumir que a construção e preservação do campo de dunas tenha ocorrido nos

mesmos moldes. É factível também afirmar que mesmo em 240 ka já havia algum sistema eólico costeiro considerável na área, a ponto de ser preservado no registro geológico. Guedes *et al.* (2017) sustentam que os Lençóis Maranhenses são um expressivo registro de depósito eólico costeiro formado durante um contexto de trato de sistema de mar baixo, e que a preservação desde depósito nesse contexto só foi possível devido sua grande extensão, alcançando áreas topograficamente mais elevadas da planície costeira.

A maioria dos trabalhos associa a preservação desses depósitos a fatores meteorooceanográficos, sendo os reflexos dos eventos Heinrich na costa norte da América do Sul os mais influentes. Os eventos Heinrich são registros de mudanças climáticas abruptas interpretados a partir de depósitos de IRD (*ice-rafted debris*) no Atlântico Norte, e marcam períodos de aquecimento anômalo no Quaternário (Naafs *et al.* 2013). Estudos comparativos entre os registros de eventos Heinrich no Atlântico Norte e registros de mudanças na temperatura média do Atlântico Equatorial, mostram que ambos têm consistente relação de sincronia (Jaeschke *et al.* 2007). As mudanças na temperatura do Atlântico Equatorial provocaram a migração da ZCIT para sul, elevando consideravelmente a precipitação na costa norte do Brasil, e atenuando os ventos alísios de NE (Guedes *et al.* 2017, Zhang *et al.* 2017). Altas taxas de precipitação elevam o lençol freático, condicionam o crescimento da vegetação e desenvolvimento de solo, limitando a disponibilidade de sedimento para o transporte eólico, e conseqüentemente, favorecendo a estabilização e acumulação do depósito (Guedes *et al.* 2017). Em uma análise de alta resolução em uma sucessão eólica de 14 m nos Lençóis Maranhenses, Zullar *et al.* (2020) identificaram períodos significantes de estabilização caracterizados por intensa precipitação, que são síncronos aos eventos Heinrich 6, 4, 3, 2 e 1 (ver Figura 4.9). Segundo os autores, estes períodos também estariam ligados a migrações anômalos da ZCIT para sul, trazendo incremento da precipitação na costa nordeste brasileira.

Os reflexos dos eventos Heinrich na precipitação e preservação dos depósitos eólicos dos Lençóis Maranhenses é tema consolidado na literatura. Durante a tendência geral de rebaixamento do nível do mar que culminou no último máximo glacial (MIS5 ao MIS2), é plausível que o campo de dunas tenha passado por ciclos de construção e migração, interrompidos por eventos de preservação abruptos ligados aos eventos Heinrich. Se por um lado a expansão máxima do campo de dunas deu-se com máximo glacial e máximo recuo do mar (em ~22 ka), o evento de preservação mais importante foi o que se seguiu a este cenário, e estaria associado ao Heinrich HS1 (entre 19 e 14 ka) (Figura 4.9). Segundo Guedes *et al.* (2017) e Zullar *et al.* (2020) a preservação dos depósitos construídos neste período estariam ligadas a dois fatores principais: (I) transgressão holocênica pós máximo glacial; (II) migração da ZCIT

para sul provocando incremento nas taxas de precipitação e enfraquecimento dos ventos alísios de NE. A subida do nível do mar associado ao aumento da precipitação elevaram o nível de base na costa (lençol freático), além de propiciar o desenvolvimento da vegetação. O enfraquecimento dos alísios de NE diminui o potencial de transporte eólico, já enfraquecido pela umidade instalada. Esta soma de fatores foi um dos principais contribuintes para a configuração e extensão das morfologias mapeadas neste trabalho. Contudo, fatores tectônicos também tiveram parcela significativa na definição do potencial de preservação destes depósitos eólicos.

4.3 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS NA PRESERVAÇÃO DO DEPÓSITO EÓLICO

A construção de depósitos eólicos não implica diretamente em preservação no registro geológico. Mares de areia inteiros foram construídos e acumulados com espessura significativa e logo depois foram erodidos sem deixar grandes registros (Mountney 2006). Para que o sistema deposicional seja preservado, deve haver espaço de acomodação e que a acumulação ocorra abaixo de um nível de base regional, do contrário, os estratos serão erodidos. Em sistemas eólicos costeiros úmidos, o nível de base regional geralmente é o lençol freático, influenciado diretamente pelo nível relativo do mar e precipitação (Mountney 2011). O espaço de acomodação é função direta da taxa de subsidência, controlada seja por compactação dos estratos subjacentes, seja por tectonismo. A Figura 4.10 mostra a relação entre os principais fatores que controlam a preservação de sistemas eólicos úmidos.

A elevação do nível freático pode ocorrer de forma relativa, quando há acumulação e geração de espaço de acomodação com nível freático estático, ou absoluta, quando o nível freático sobe em resposta ao aumento da precipitação ou elevação do nível relativo do mar (Kokurek & Havholm 1993) (Figura 4.10). O nível freático pode atuar também como linha base de erosão quando rebaixado em relação à superfície de acumulação, resultando em deflação (Kokurek & Havholm 1993). Portanto, a preservação de depósitos eólicos em uma bacia sedimentar costeira está ligada a uma conjunção de fatores endógenos e exógenos que pouco corre no registro geológico, sendo a erosão o resultado mais comum.

Analisando as morfologias expostas no Campo de Dunas Lençóis Maranhenses, percebe-se uma clara diferenciação no padrão morfológico ao longo de todo o campo de dunas inativo, evidenciando dois compartimentos com graus de preservação distintos. Estes compartimentos são limitados pelo Lineamento Pirapemas, de direção NE-SW, evidenciando um controle tectônico na preservação do depósito (Figura 4.11). O bloco a NW do lineamento Pirapemas é quase exclusivamente composto por dunas com morfologias preservadas, contendo corredores de parabólicas que se estendem por dezenas de quilômetro continente adentro (ver

Figura 4.3 e Apêndice A). Não raro as superfícies interdunas neste compartimento estão inundados, evidenciando a proximidade do nível freático com a superfície de acumulação (ver figuras 4.3 e 4.4). O bloco a SE do lineamento Pirapemas é contrastante, pois é dominado por dunas erodidas e planícies de deflação, com alguns corredores de dunas parcialmente preservadas mais próximas à costa (Figura 4.11). As planícies de deflação são tão extensas quanto seus corredores de dunas correlatos no compartimento a NW (Figura 4.7). Este compartimento tem baixa incidência de áreas inundadas e grandes áreas de vegetação esparsa, evidenciando nível freático rebaixado em relação à superfície de acumulação.

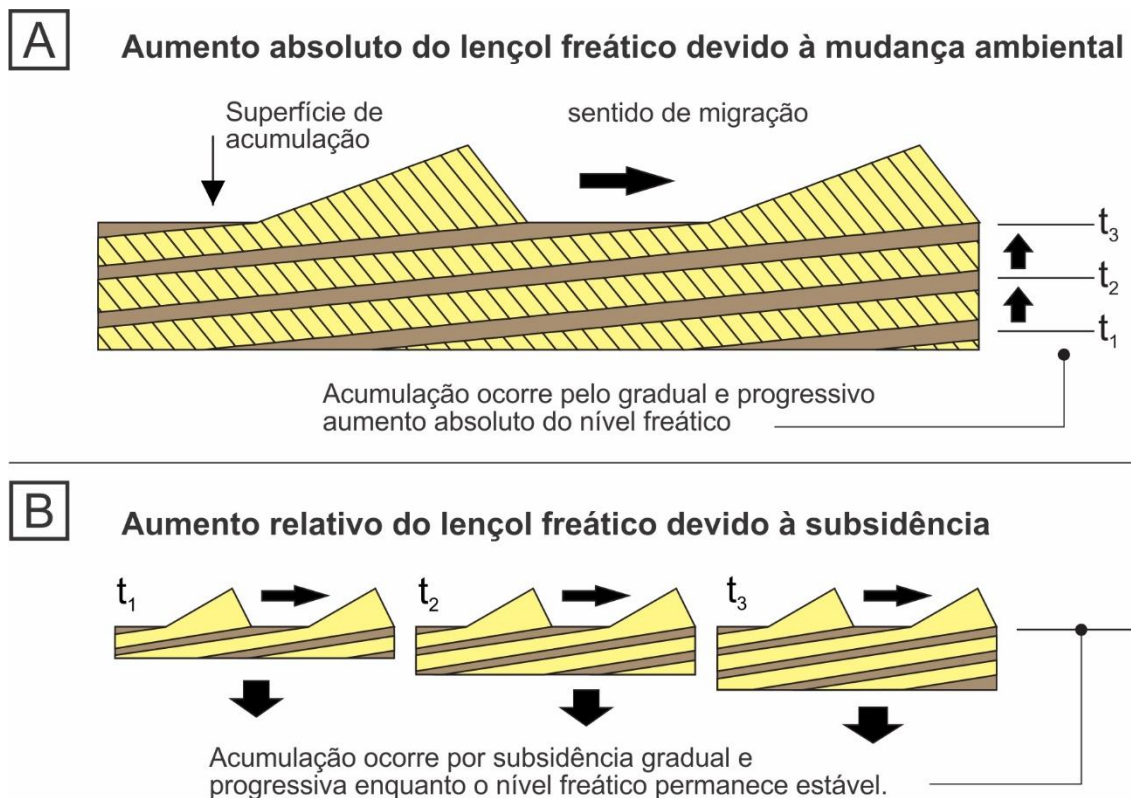


Figura 4.10 - Modelo simplificado de acumulação de sucessões eólicas úmidas, influenciadas pelo nível freático. (A) processo de acumulação pelo gradual e progressivo aumento do nível freático de forma absoluta, geralmente causado por mudanças no ambiente para climas mais úmidos ou aumento relativo do nível do mar. (B) processo de acumulação e preservação por subsidência gradual e progressiva, abaixo de um nível freático estático, mas resultando em aumento relativo. Adaptado de Mountney (2011).

Além do contraste nas morfologias eólicas, a compartimentação tectônica é refletida também no relevo em escala regional (Figura 4.12). O compartimento a NW do lineamento Pirapemas é topograficamente mais baixo e suave, apresenta rede de drenagem sub-dendrítica orientada para NNE, com dissecações pouco profundas (ver seção topográfica da Figura 4.11). O compartimento a SE do lineamento Pirapemas é topograficamente mais alto, apresenta rede de drenagem sub-paralela de direção NE-SW com dissecações profundas. Este compartimento com vales desenvolvidos evidencia processos de dissecação mais intensos que ocorreram por

um período de duração relativamente mais longo (Almeida-filho *et al.* 2009). Este cenário geomorfológico aponta para um sistema de blocos deslocados por falha (lineamento Pirapemas), onde o bloco soerguido (SE) é intensamente dissecado enquanto o bloco rebaixado (NW) está próximo do nível de base sem sofrer erosão significativa.

O trabalho de Almeida-Filho *et al.* (2009) foi o precursor desta hipótese, porém interpretava os depósitos a SE do lineamento Pirapemas como sendo sedimentos Pós-Barreiras mais antigos que as paleodunas a NW. Os autores comprovaram com datações, dados de campo e análise geomorfológica que o lineamento Pirapemas é um agente modelador ativo do relevo, sendo uma expressão superficial de estruturas do embasamento da Bacia de Barreirinhas (Figura 4.13). O lineamento Pirapemas é uma estrutura de direção NE-SW com cerca de 200 km de extensão sendo primeiramente caracterizada por sensoriamento remoto no trabalho de Rodrigues *et al.* (1986), e só a partir de Almeida-Filho *et al.* (2009) seu comportamento em subsuperfície e suas relações com o embasamento foram elucidadas.

O mapa gravimétrico de anomalia *Bouguer* para a área de estudo mostra falhas transcorrentes do embasamento da Bacia de Barreirinhas deslocando a borda da Plataforma Sobradinho (Figura 4.13A). Esta estrutura coincide com a expressão em superfície do Lineamento Pirapemas. O contexto tectônico é favorável a preservação dos depósitos eólicos que vêm sendo gerados desde o Pleistoceno tardio. Dados de seção sísmica mostram que o lineamento Pirapemas adicionou um fator de subsidência quando desloca toda a pilha sedimentar da porção *onshore* da Bacia de Barreirinhas, rebaixando o compartimento a NW do lineamento (Figura 4.13B). Almeida-Filho *et al.* (2009) demonstram que a estrutura tem raiz no embasamento Pré-cambriano e se propaga pelas sucessões paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas, indicando reativação de estruturas antigas provocando deslocamentos nas sucessões mais novas, até mesmo no Quaternário.

Não há dados suficientes para determinar quantos e quais foram os eventos de reativação do Lineamento Pirapemas durante o Quaternário. Contudo, podemos considerar que descolamentos significativos ocorreram também após o último máximo glacial, quando houve a expansão máxima do campo de dunas. A diferença no padrão de preservação das morfologias eólicas é posterior ao ápice da expansão do campo de dunas, e deve ser posterior aos eventos de estabilização ligados ao HS1 entre 19 e 14 ka. Logo, a hipótese de uma reativação próxima ao limite Pleistoceno-Holoceno defendida por Almeida-Filho *et al.* (2009) é coincidente com as evidências identificadas neste trabalho.

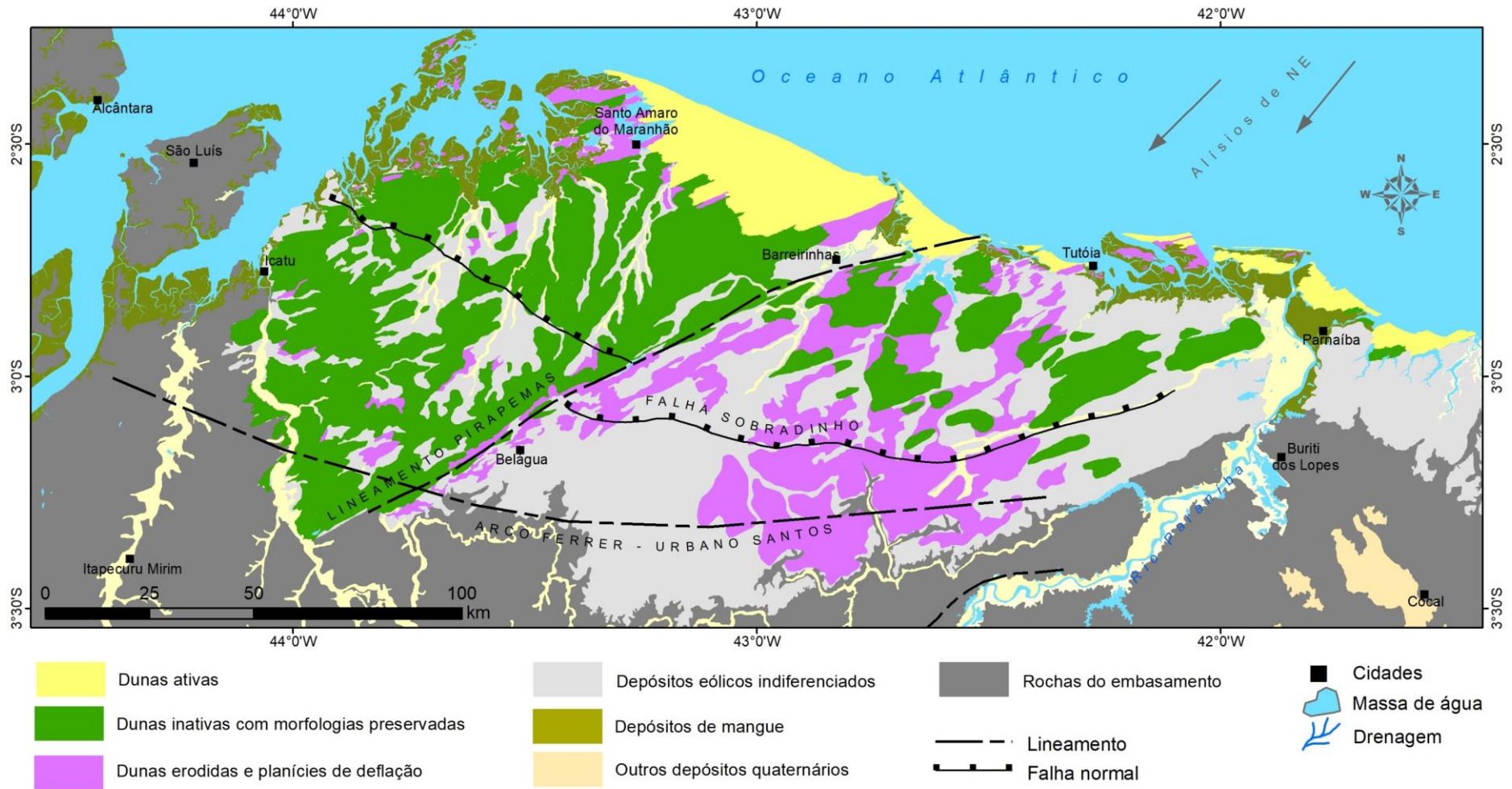


Figura 4.11 - Reclassificação do Mapa Campo de Dunas Lençóis Maranhenses (Apêndice A) a partir do grau de preservação das morfologias eólicas. O mapa mostra uma clara diferenciação no potencial de preservação entre os compartimentos a NW e a SE do Lineamento Pirapemas.

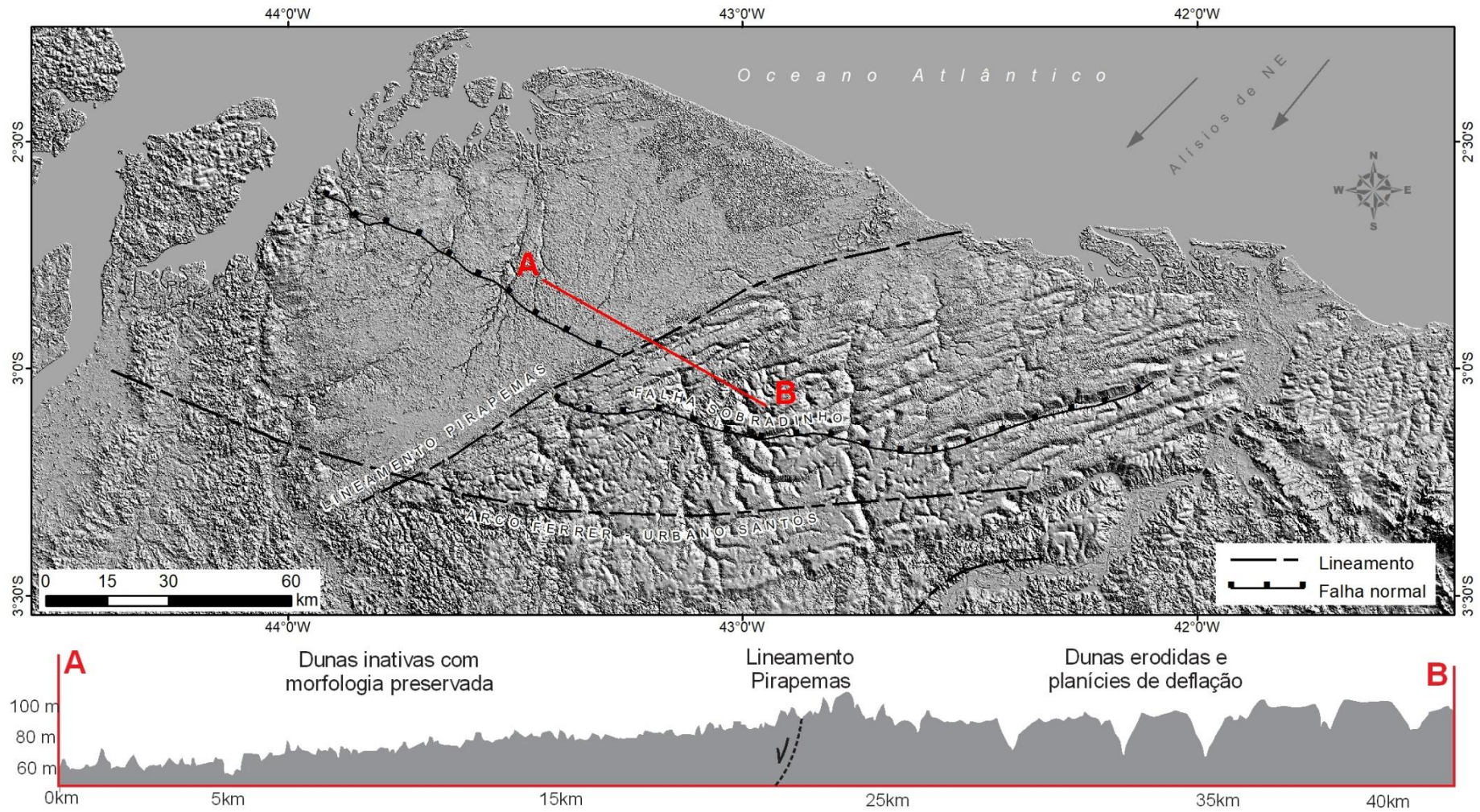


Figura 4.12 - Relevo da planície costeira dos estados do Maranhão e Piauí obtida a partir de modelo digital de elevação ALOS e relevo sombreado derivado. Mapa e seção A-B mostram relevos contrastantes limitados pelo Lineamento Pirapemas.

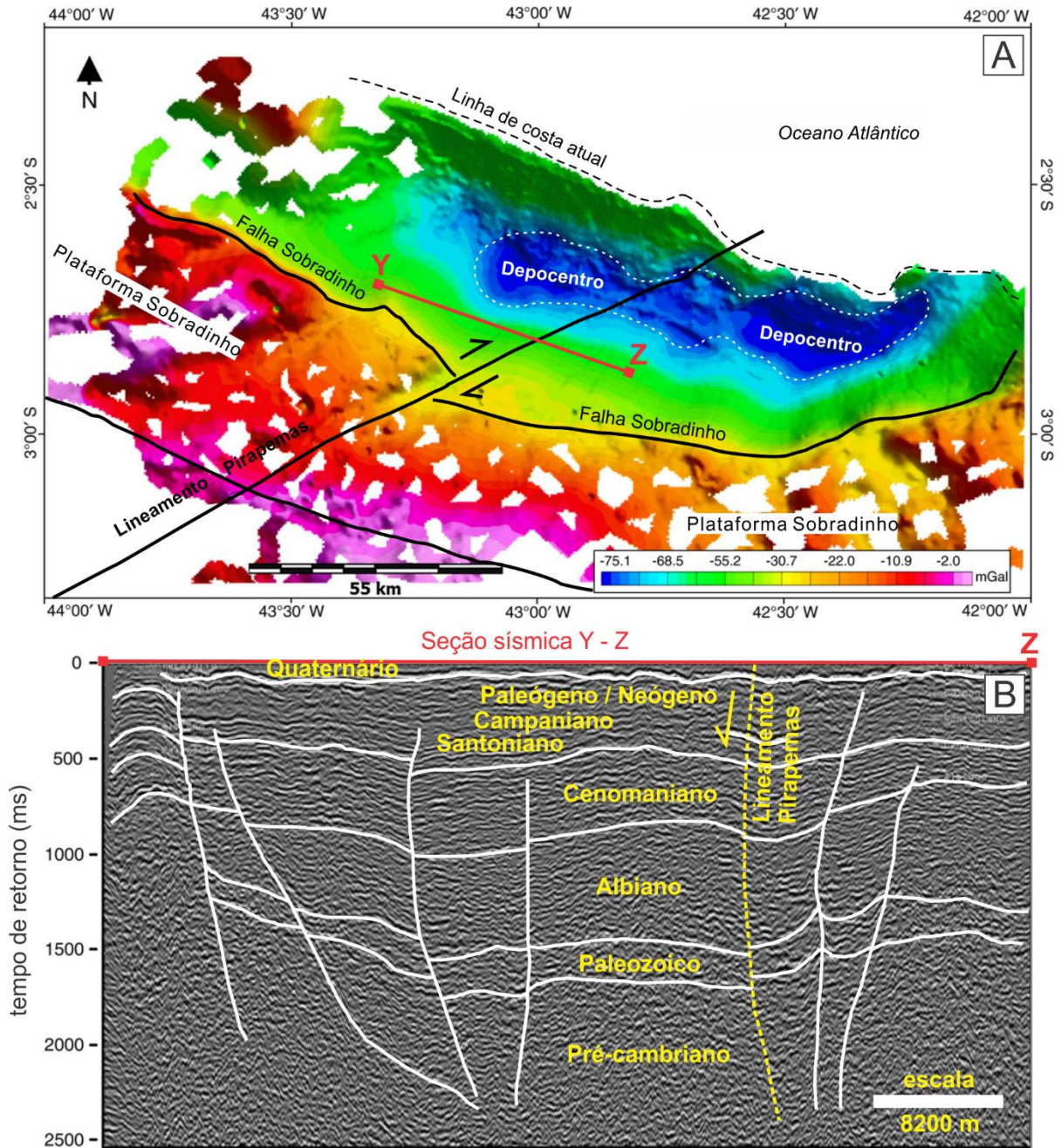


Figura 4.13 - O Lineamento Pirapemas e sua relação com o embasamento da Bacia de Barreirinhas e seus depósitos sedimentares. (A) Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer mostrando o embasamento da Bacia de Barreirinhas e suas principais estruturas. O lineamento Pirapemas atuou como falha transcorrente dextral, deslocando a borda da Plataforma Sobradinho. (B) Seção sísmica Y-Z (consta no mapa acima) cruzando o Lineamento Pirapemas, mostrando uma série de estruturas reativadas deslocando a pilha sedimentar em blocos de falhamentos normais. Mapa e seção foram modificados de Almeida-Filho *et al.* (2009).

Em resumo, a diferenciação no padrão de preservação das morfologias eólicas dos Lençóis Maranhenses está ligada não somente a fatores ambientais exógenos, como também a uma neotectônica holocênica ativa. O compartimento a NW do Lineamento Pirapemas é relativamente mais subsidente que o compartimento a SE, o que traz implicações diretas para a

preservação dos depósitos eólicos nesta área: (i) maior geração de espaço de acomodação; (ii) aumento relativo do nível freático em relação à superfície de acumulação. Substrato arenoso úmido é menos susceptível ao transporte e mais susceptível a preservação, além de propiciar o crescimento da vegetação que fixa sedimento e diminui a capacidade de transporte eólico (Kocurek and Havholm, 1993).

4.4 EVOLUÇÃO DO CAMPO DE DUNAS

Baseado nos resultados e discussões apresentados nos tópicos anteriores, este trabalho propõe uma síntese evolutiva para o sistema eólicos costeiro dos estados do Maranhão e Piauí, onde houve pelo menos três cenários paleogeográficos importantes (Figura 4.14):

- (A) *MIS-5 (120-70 ka)*. Durante o penúltimo interglacial (MIS-5) o nível do mar estava em média cerca de 40 m abaixo nos níveis atuais (Figura 4.9), o que sugere que a formação de depósitos eólicos a partir do *backshore* ocorria a algumas dezenas de quilômetros da linha de costa atual. Neste período o campo de dunas manteve-se no que chamamos neste trabalho de “limite de migração normal” (ver figuras 4.7 e 4.8), que seria o limite máximo de migração do campo de dunas antes do último máximo glacial. Este limite é inferido baseado no arranjo espacial das idades anteriores ao máximo glacial, que nunca alcançam o máximo migratório atual do sistema eólico. Logo, neste período haveria uma planície costeira que separava o campo de dunas do contraforte do embasamento. Com o nível do mar elevado e clima ameno, altas taxas de precipitação e nível de base elevado possibilitaram a preservação de depósitos eólicos construídos anteriormente (MIS-6 e MIS-7). Desta forma, a construção de novas fases do sistema eólico estava restrita à costa, não diferente do modelo atual. Este foi o período de acumulação mínima do depósito, e os sistemas fluviais da planície costeira eram relativamente desenvolvidos (Neita 2020).
- (B) *Último Máximo Glacial (23-21 ka)*. A partir do MIS-4 o nível do mar começa a descer progressivamente até o máximo regressivo por volta de 21 ka. Durante o período de queda, a umidade manteve-se alta até pelo menos 45 ka, favorecendo a preservação de depósitos eólicos. A partir de MIS-3 há uma progressiva diminuição da umidade até a implantação de um período mais árido, favorável a construção e migração de dunas. Durante o último máximo glacial, o mar teve seu maior recuo (algo entre -70 e -140 m dos níveis atuais), expondo a plataforma continental. Desta forma, gerou-se uma grande quantidade de sedimento apto ao retrabalhamento eólico. Neste período houve a migração da ZCIT para o norte, imponente clima menos úmidos e ventos alísios mais fortes, condições de contorno muito favoráveis para construção de campo de dunas

(Guedes *et al.* 2017). Climas mais secos inibem a vegetação, e conseqüentemente, a estabilização das morfologias eólicas, predominando a migração das mesmas. As sucessivas exposições da plataforma, retrabalhamento por ondas, vento e interações flúvio-eólicas produziram sedimento para construção de um vasto depósito eólico costeiro. Apenas neste estágio o sistema eólico alcançou seu máximo migratório, ocorrendo desde a quebra da plataforma até o contraforte do embasamento. Neste período também são registradas as maiores taxas de acumulação sedimentar (Zullar *et al.* 2020). É plausível que neste período houve nesta área um *erg* costeiro de clima árido como o da Namíbia.

- (C) *Configuração atual (3 ka – presente)*. Após o máximo glacial, o nível do mar subiu rapidamente até os níveis atuais, afogando grande parte do sistema eólico produzido onde hoje é a plataforma continental submersa. Entre 19 e 14 ka houve o principal evento de preservação dos depósitos eólicos produzidos até este período, e este evento estaria associado ao HS1. Durante o HS1 houve a migração da ZCIT cerca de 5° de latitude a sul da atual posição, impondo clima ameno e úmido, propiciando o crescimento da vegetação a preservação dos depósitos eólicos (Guedes *et al.* 2017). Além disso, houve um enfraquecimento dos alísios de NE, diminuindo o potencial de transporte eólico na área. Todo o novo contexto implica em uma estabilização do sistema pela diminuição da capacidade de transporte e pela limitação do suprimento sedimentar. Desta forma, os depósitos eólicos produzidos nos eventos do último máximo glacial foram estabilizados, e os novos pulsos de construção ficaram novamente restritos as proximidades da costa. Não houve após esse momento um novo evento de reativação significativo para esses depósitos (Tsoar 2009, Guedes *et al.* 2020). Após o evento de estabilização (19-14 ka), houve a reativação do Lineamento Pirapemas que provocou o rebaixamento do bloco a NW da estrutura, e soerguimento do bloco a SE. Isto fez com que o bloco SE fosse mais afetado pelos processos de denudação ao longo do Holoceno. Além disso, o nível freático foi relativamente rebaixado neste bloco, diminuindo o potencial de preservação dos depósitos eólicos sotopostos. Já o bloco NW rebaixado, houve um relativo aumento do nível freático, preservando as morfologias construídas desde o máximo glacial.

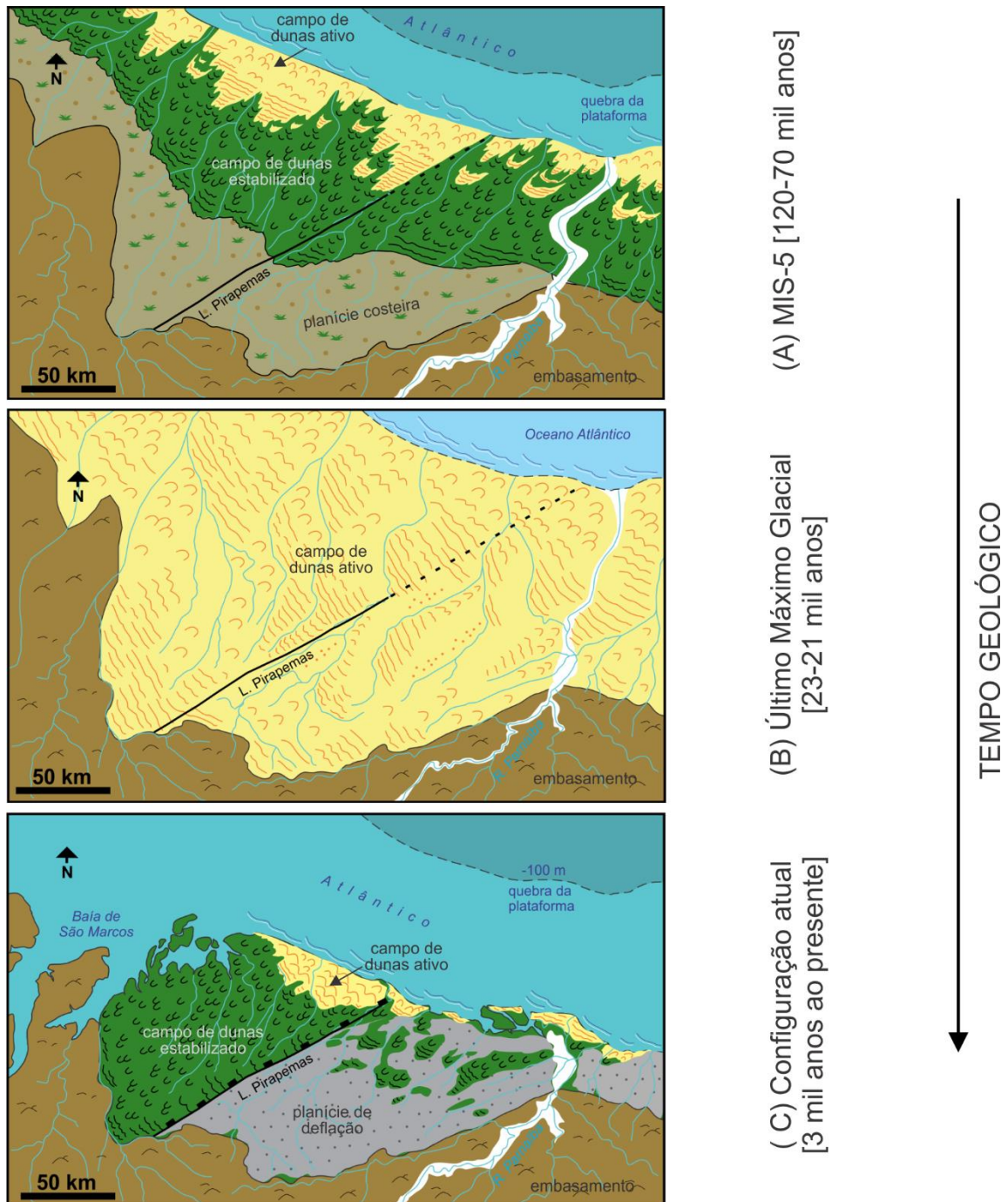


Figura 4.14 - Modelo evolutivo simplificado para os depósitos eólicos costeiros dos estados do Maranhão e Piauí durante o final do Quaternário. (A) MIS-5 (120-70 ka) – período interglacial mais ameno, com umidade elevada e ventos menos intensos. Coexistem os sistemas ativos e inativos como na configuração atual, porém não tão extensos continente adentro. (B) Último Máximo Glacial (23-21 ka) – período com máximo recuo do nível relativo do mar, exposição da plataforma, implantação de clima mais árido e com ventos fortes. Máxima expansão do campo de dunas. (C) Configuração atual (3 ka ao presente) – principal evento de preservação em 19-14 ka em um contexto de transgressão pós máximo glacial. Mudanças climáticas associadas ao HS1 trouxeram alta na umidade e diminuição da intensidade dos ventos. Reativação do Lineamento Pirapemas produzindo dois blocos com potenciais de preservações diferentes. O bloco a NW do lineamento predomina a preservação das morfologias, e o bloco a SE predomina a deflação das formas eólicas.

5 CONCLUSÃO

O mapeamento detalhado das morfologias eólicas da planície costeira dos estados do Maranhão e Piauí, mostrou que não só variações climáticas, mas também uma neotectônica holocênica, foram responsáveis pela atual configuração dos depósitos eólicos em superfície. A definição das morfologias foi feita principalmente por interpretação de imagens de sensores ópticos SENTINEL-2 na combinação de bandas R4-G8-B2 obtida a partir do método estatístico IOF. Imagens do satélite CBERS-4A, imagens de acervo do Google Earth e modelo digital de elevação ALOS foram utilizados em apoio na definição das morfologias.

O mapeamento mostrou que os depósitos eólicos compreendem cerca de 20.544 km², onde 57,7% são dunas e planícies de deflação identificadas neste trabalho, e 48,3% são depósitos eólicos indefinidos. Dentre as morfologias mapeadas, 88% são depósitos eólicos inativos, e 12% são depósitos ativos que contém os maiores campos de dunas ativos do continente. O eólico ativo consiste em uma série de campos de dunas formados por cordões barcanóides com barcanas e dunas transversais subordinadas. O eólico inativo consiste em corredores de dunas parabólicas, transversais inativas e planícies de deflação, que podem chegar até 155 km continente adentro e a cotas de 110 m. Todo o complexo forma um típico sistema deposicional de campo de dunas transgressivo, onde os depósitos eólicos ativos se formam na costa e são estabilizados à medida que migram costa adentro para zonas mais vegetadas.

A compilação de dados geocronológicos possibilitou a interpretação das morfologias em contexto de variações climáticas no Quaternário. As idades mostram que o campo de dunas tem sido formado desde o Pleistoceno médio, há pelo menos 240 ka. Este sistema eólico costeiro se formou em diferentes pulsos de construção e preservação associados a ciclos transgressivos-regressivos no final do Quaternário. O campo de dunas teve expansão máxima durante o último máximo glacial, e teve seu principal evento de preservação na subsequente transgressão holocênica. Porém, a atual diferenciação nos depósitos eólicos tem causa principal na reativação, ainda no Holoceno, do Lineamento Pirapemas que atua como falha transtensiva criando dois blocos com potencial de preservação distintos. Esta diferenciação é expressa não somente nas morfologias eólicas, como também nos padrões de relevo, drenagem e topografia. Os dados geofísicos de subsuperfície mostram que essas expressões são produto de reativações de estruturas herdadas do embasamento da Bacia de Barreirinhas (Cretáceo). Cabe em trabalhos futuros mensurar a magnitude dos deslocamentos, e modelar com maior detalhe a sua influência na atual configuração dos depósitos Quaternários da região.

REFERÊNCIAS

- Almeida F. R., Rossetti D. F., Miranda F. P. F., F. J., Silva C., Beisl C. 2009. Quaternary reactivation of a basement structure in the Barreirinhas Basin, Brazilian Equatorial Margin. *Quaternary Research*, **72**(1): p. 103-110. Disponível em: <http://www.geologia.ufpr.br/portal/wp-content/uploads/2017/08/almeidafilho15.pdf>. Acesso em: 20 jun. 2019.
- Bezerra I. S. A. A. 2018. O cenozoico superior do centro-oeste da Bacia do Amazonas: paleobotânica do embasamento cretáceo e evolução do Rio Amazonas. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 144 p. Disponível em: <http://repositorio.ufpa.br/jspui/handle/2011/10587>. Acesso em: 14 mar. 2021.
- Breed C. S. & Grow T. 1979. Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. In: McKee, E. D. (ed.). *A study of global sand seas*. US Government Printing Office Washington, DC, p. 253-302. Disponível em: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1052>. Acesso em: 08 jun. 2019.
- Chavez P. S., Berlin G. L., & Sowers L. B. 1982. Statistical method for selecting landsat MSS. *Journal of Applied Photographic Engineering*, **8**(1): p. 23-30.
- Collinson J. & Mountney N. (ed.). 2019. Sedimentary structures. Edinburgh, Dunedin Academic Press Ltd, 340 p.
- Cooke R. U., Warren A., Goudie A. S. (ed.). 1993. Desert Geomorphology. London, CRC Press, 526 p.
- Durcan J. A. 2021. Luminescence Dating. In: Alderton D. & Elias S. A. (ed.). *Encyclopedia of Geology (2nd ed)*. Elsevier Ltd, p. 164-174. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780124095489121050>. Acesso em: 22 fev. 2021.
- European Space Agency - ESA. 2021. *Sentinel – 2*. Disponível em: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-2>. Acesso em: 15 mar. 2021.
- Fernandez G. B., da Rocha T. B., Barboza E. G., Dillenburg S. R., da Camara Rosa M. L. C., Angulo R. J., ... Dominguez J. M. L. 2019. Natural landscapes along Brazilian coastline. In: Salgado A. A. R., Santos L. J. C., Paisani J. C. (ed.). *The physical geography of Brazil*. Switzerland, Springer Publisher, p. 199-218. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-030-04333-9_10. Acesso em: 09 mai. 2019.
- Frye J. C. & Willman H. B. 1962. Note 27 - Morphostratigraphic Units in Pleistocene Stratigraphy: Stratigraphic Commission, AAPG Bulletin, **46**(1): p. 112-113.
- Gastão F. G. C. 2010. Caracterização dos lençóis maranhenses e dunas inativas (fósseis): implicações paleoambientais. Dissertation, Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 112p. Disponível em: <http://www.repositorio.ufc.br/handle/riufc/1706>. Acesso em: 11 jul. 2019.
- Giannini P. C., Sawakuchi A. O., Martinho C. T., & Tatum S. H. 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba – Laguna coast (southern Brazil). *Marine Geology*, **237**(3-4): p. 143-168. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/item/001577263>. Acesso em: 20 ago. 2020.
- Gonçalves R. A., de Oliveira Lehugeur L. G., de Alencar Castro J. W., Pedroto, Â. E. S. 2003. Classificação das Feições Eólicas dos Lençóis Maranhenses-Maranhão-Brasil. *Mercator*, **2**(3). Disponível em: <http://www.mercator.ufc.br/index.php/mercator/article/view/169/135>. Acesso em: 03 jun. 2019.

Goudie A. (ed.). 2013. *Arid and semi-arid geomorphology*. Cambridge, Cambridge University Press, 454 p. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/books/arid-and-semiarid-geomorphology/D7F959456EC0222641415E902069B10B>. Acesso em: 12 out. 2019.

Góes A. M. O. & Feijó F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1): 57-67.

Guedes C. C. F., Giannini P. C. F., Sawakuchi A. O., DeWitt R., Aguiar V. Â. P. 2017. Weakening of northeast trade winds during the Heinrich stadial 1 event recorded by dune field stabilization in tropical Brazil. *Quaternary Research*, **88**(3): p. 369-381.

Hack J. T. 1941. Dunes of the western Navajo country. *Geographical Review*, **31**(2): p. 240-263.

Hesp P. A., Maia L. P., Claudino-Sales V. 2009. The Holocene barriers of Maranhão, Piauí and Ceará States, Northeastern Brazil. In: Dillenburg S. R. & Hesp P. A. *Geology and geomorphology of holocene coastal barriers of Brazil*. Berlin, Springer, p. 325-345. Disponível em: <https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-540-44771-910>. Acesso em: 17 mai. 2019.

Hesp P. A. 2013. Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems. *Geomorphology*, **199**, p. 138-149. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X13002894?via%3Dihub>. Acesso em: 10 jun. 2019.

Hesp P. A. & Walker I. J. 2013. Coastal dunes. In: Shroder, J. F. *Treatise on geomorphology v11*, Elsevier, p 328-355.

Hilbert N. N., Guedes C. C. Giannini P. C. 2016. Morphologic and sedimentologic patterns of active aeolian dune-fields on the east coast of Maranhão, northeast Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, **41**(1): p. 87-97. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.3786>. Acesso em: 02 jun. 2019.

Hughes P. D. 2010. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho, and allostratigraphy. *Geomorphology*, **123**(3-4): p. 189-199. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X10003387>. Acesso em: 10 ago. 2019.

Huggett R. J. 2017. *Fundamentals of geomorphology* (Fourth edition). London, Routledge-Taylor & Francis Group, 543 p.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. 2011a. *Estado do Maranhão – Geomorfologia*. Bahia, Gerência de Recursos Naturais. 1 mapa. Escala: 1.400.000. Disponível em: http://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/geomorfologia/mapas/unidades_da_federacao/ma_geomorfologia.pdf. Acesso em: 17 set. 2019.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2011b. *Estado do Maranhão – Vegetação*. Goiás, Gerência de Recursos Naturais. 1 mapa. Escala: 1.400.000. Disponível em: http://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/vegetacao/mapas/unidades_da_federacao/ma_vegetacao.pdf. Acesso em: 17 set. 2019.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. 2016. *Mapa de clima do Brasil*. Rio de Janeiro. Escala: 5.000.000. Disponível em: https://atlascolar.ibge.gov.br/images/atlas/mapas_brasil/brasil_clima.pdf. Acesso em: 17 set. 2019.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais- INPE. 2021. *CBERS 04A*. Disponível em: <http://www.cbbers.inpe.br/sobre/cbbers04a.php>. Acesso em: 22 de mar. 2021.

Jaeschke A., Rühlemann C., Arz H., Heil G. Lohmann G. 2007. Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts

during the last glacial period. *Paleoceanography*, **22**(4). Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006PA001391>. Acesso em: 05 fev. 2021.

Jensen J. R. 2014. Remote sensing of the environment: An earth resource perspective (Second edition. Edinburgh, Pearson, 614 p.

Japan Aerospace Exploration Agency - JAXA. 2021. *ALOS Global Digital Surface Model "ALOS World 3D - 30m (AW3D30)"*. Disponível em: <https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm>. Acesso em: 22 de mar. 2021.

Jorgensen D. W. 1992. Use of soils to differentiate dune age and to document spatial variation in eolian activity, northeast Colorado, USA. *Journal of arid environments*, **23**(1): p. 19-34.

Klein E. L. & de Sousa C. S. (ed.). 2012. *Geologia e recursos minerais do Estado do Maranhão: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Maranhão, escala 1: 750.000*. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Relatório técnico. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/17861>. Acesso em: 14 mai. 2019.

Klein A. H. D. F. & Short A. D. 2016. Brazilian Beach Systems: Introduction. In: Short A. D. & Klein A. H. D. F. (ed.). 2016. *Brazilian beach systems (Vol. 17)*. Springer, p 1-35. Disponível em: <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-319-30394-9>. Acesso em: 11 mai. 2019.

Kocurek G. & Havholm K. G. 1993. Eolian Sequence Stratigraphy - A Conceptual Framework. In: Posamentier H. W. & Weimer P. (ed.). 1994. *Recent developments and applications in siliciclastic sequence stratigraphy*. AAPG Memoir, p. 393-409.

Kocurek G. & Ewing R. C. 2005. Aeolian dune field self-organization - implications for the formation of simple versus complex dune-field patterns. *Geomorphology*, **72**(1-4): p. 94-105. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X05001674>. Acesso em: 23 abr. 2021.

Kilibarda Z. & Blockland J. 2011. Morphology and origin of the Fair Oaks Dunes in NW Indiana, USA. *Geomorphology*, **125**(2): p. 305-318. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X1000440X>. Acesso em: 21 out. 2020.

Lancaster N. 1995. *Geomorphology of Desert Dunes*. London, Routledge Press, 290 p.

Lancaster N. 2013. 11.12 Sand Seas and Dune fields. In: Shroder J. F. (ed.). *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, p. 219– 245.

Lancaster N., Wolfe S., Thomas D., Bristow C., Bubenzer O., Burrough S., ... Zárate M. 2016. The INQUA dunes atlas chronologic database. *Quaternary International*, 410: p. 3-10. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1040618215010162>. Acesso em: 03 set. 2020.

Levin N. Tsoar H., Herrmann H. J., Maia L. P., Claudino-Sales V. A. N. D. A. 2009. Modelling the formation of residual dune ridges behind barchan dunes in North-east Brazil. *Sedimentology*, **56**(6): p. 1623-1641. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3091.2009.01048.x>. Acesso em: 15 dez. 2020.

Lindholm R. 1987. *A practical approach to sedimentology*. London, Springer Science & Business Media, 276 p.

Lira C. & Taborda R. 2014. Advances in applied remote sensing to coastal environments using free satellite imagery. In: Finkl C. W. & Makowski C. (eds.). *Remote sensing and modeling: Advances in coastal and marine resources*. Springer. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-06326-3_4. Acesso em: 09 set. 2019.

- Lowe J. J. & Walker M. 2014. Reconstructing quaternary environments. Routledge, 548 p.
- Luna M. C. D. M., Parteli E. J., Durán, O., Herrmann H. J. 2011. Model for the genesis of coastal dune fields with vegetation. *Geomorphology*, **129**(3-4): p. 215-224. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X11000535>. Acesso em: 12 fev. 2020.
- Maia L. P., Gastão, F. G., Tatum S. H., Lacerda L. D. 2011. A utilização do método de luminescência opticamente estimulada para a datação de sedimentos de dunas costeiras do nordeste setentrional do Brasil. *Revista Virtual de Química*, **3**(2): p. 103-115. Disponível em: <https://rvq-sub.s bq.org.br/index.php/rvq/article/view/143>. Acesso em: 17 nov. 2019.
- Mohriak W. U. 2003. Bacias sedimentares da margem continental Brasileira. In: Bizzi L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, p. 87-94. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/publique/media/recursos_minerais/livro_geo_tec_rm/capIII-a.pdf. Acesso em: 04 mar. 2020.
- Mountney N. P. 2006. Eolian facies models. In: Posamentier H. W. & Walker R. G. *Facies models revisited*. Special Publication-Septm, p. 19-83.
- Mountney N. P. 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions. *Sedimentology*, **59**(3): p. 964-989. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3091.2011.01287.x>. Acesso em: 14 jan. 2021.
- Naafs B. D. A., Hefter J., Stein R. 2013. Millennial-scale ice rafting events and Hudson Strait Heinrich (-like) Events during the late Pliocene and Pleistocene: a review. *Quaternary Science Reviews*, **80**: p. 1-28. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0277379113003193>. Acesso em: 11 dez. 2020.
- Napieralski J., Barr I., Kamp U., De Meerendre M. K. 2013. Remote sensing and GIScience in geomorphological mapping. In: Shroder J. F. *Treatise in Geomorphology: Volume 3*. Academic Press, p. 187-227.
- Neita J. S. G. 2020. *Evolução da costa nordeste do Brasil na região de Parnaíba durante o Pleistoceno Superior e Holoceno*. Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 49 p.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy (2ed)*. Chichester-Hoboken, Wiley-Blackwell, 419 p.
- Nield J. M. & Baas A. C. 2008. The influence of different environmental and climatic conditions on vegetated aeolian dune landscape development and response. *Global and Planetary Change*, **64**(1-2): p. 76-92. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0921818108001185>. Acesso em: 22 mai. 2021.
- Nogueira A. C. R., Amorim K. B., Goes A. M., Truckenbrodt W., Petri S., Nogueira A. A. E., ... Cracraft J. 2021. Upper Oligocene-Miocene deposits of Eastern Amazonia: Implications for the collapse of Neogene carbonate platforms along the coast of northern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110178. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S003101822030626X>. Acesso em: 29 out. 2021.
- Pereira L. C. C., Nascimento-Trindade W., Silva I. R., Vila-Concejo A., Short A. D. 2016. Maranhão beach systems, including the human impact on São Luís beaches. In: Short A. D. & Klein A. H. F. (eds.). *Brazilian Beach Systems*, p. 125-152. Disponível em: <https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-30394-95>. Acesso em: 24 out. 2019.

Pye K. & Jackes B. 1981. Vegetation of the coastal dunes at Cape Bedford and Cape Flattery, North Queensland. *Proceedings of the Royal Society of Queensland*, 92, p. 37-42.

Pye K. 1993. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. In: *Aeolian Sediments. Ancient and Modern*. Blackwell Scientific Publications, 16: p. 23-44.

Pye K. & Tsoar H. 2009. Aeolian sand and sand dunes. Berlin, Springer Science & Business Media, 458 p.

Rodríguez-López J. P., Clemmensen L. B., Lancaster N., Mountney N. P. Veiga G. D. 2014. Archean to Recent aeolian sand systems and their sedimentary record: current understanding and future prospects. *Sedimentology*, 61(6): p. 1487-1534. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/sed.12123>. Acesso em: 27 nov. 2020.

Rossetti D. D. F. & Góes A. M. 2003. Caracterização paleoambiental de depósitos albianos na borda Sul da Bacia de São Luís-Grajaú: modelo de delta fluvial influenciado por tempestade. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3): p. 299-312.

Rozo M. G., Nogueira A. C. R. Truckenbrodt W. 2012. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle amazon river: anastomosing pattern and scroll bars in the middle amazon river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(14): p. 1471-1488. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.3249>. Acesso em: 11 mar. 2021.

Santos J. H. S. 2008. Lençóis Maranhenses atuais e pretéritos: um tratamento espacial. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 250 p.

Serviço Geológico do Brasil - CPRM. 2006. *Mapa geológico do estado do Piauí*. Teresina, Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. 1 mapa. Escala 1:1.000.000. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/2923>. Acesso em: 02 jun. 2019.

Sifeddine A., Albuquerque A. L. S., Ledru M. P., Turcq B., Knoppers B., Martin L. Bittencourt A. C. D. S. P. 2003. A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189(1-2): p. 25-34. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0031018202005916>. Acesso em: 19 mai. 2019.

Soares Júnior A. V., Hasui Y., Costa J. B. S., Machado F. B. 2011. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem atlântica equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *Geociências*, 30(4): p. 669-692. Disponível em: <https://www.revistageociencias.com.br/geociencias-arquivos/304/Art13SoaresJretal.pdf>. Acesso em: 19 mai. 2019.

Spratt R. M. Lisiecki L. E. 2016. A Late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past*, 12(4): p. 1079-1092. Disponível em: <https://cp.copernicus.org/articles/12/1079/2016/>. Acesso em: 02 out. 2019.

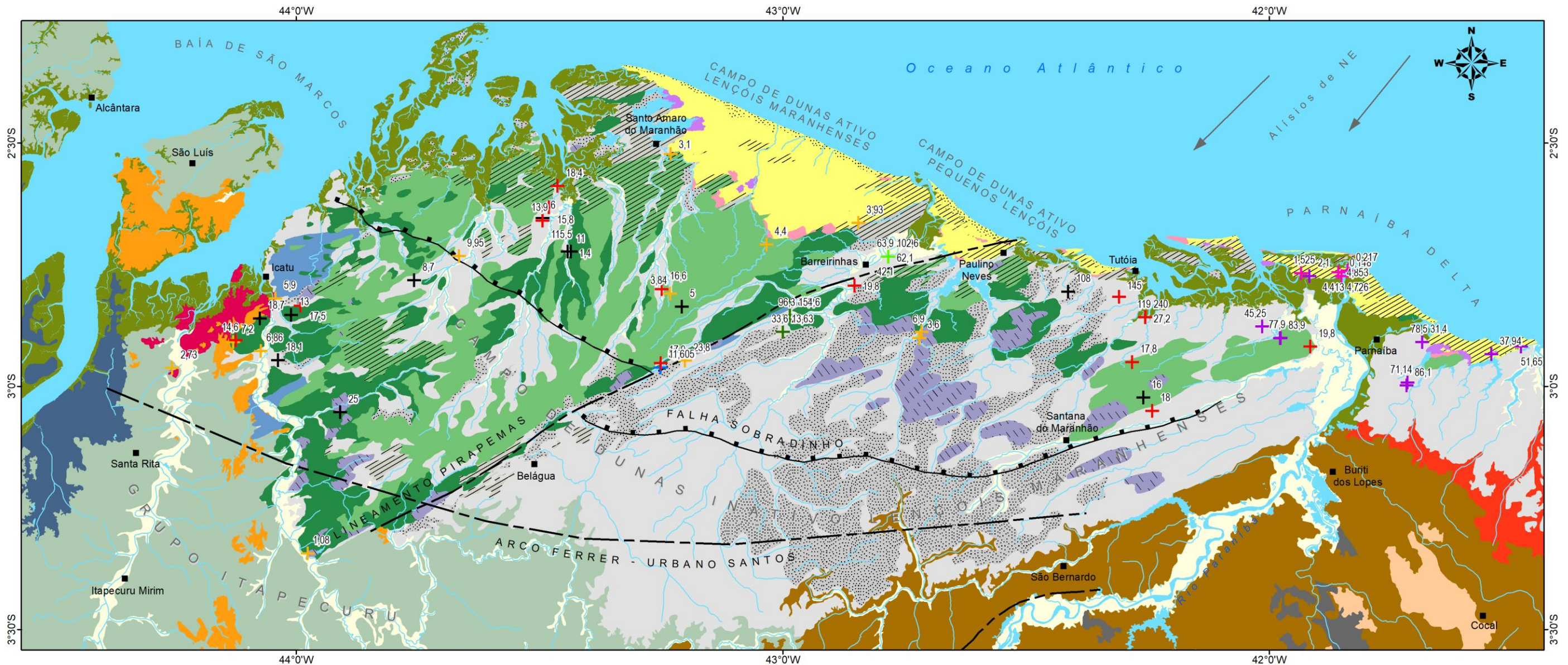
Subcommission on Quaternary Stratigraphy - SQS. 2021. *Morphostratigraphy*. Disponível em: <http://quaternary.stratigraphy.org/stratigraphic-guide/morphostratigraphy/>. Acesso em: 17 de abril de 2021.

Szczygielski A., Statterger K., Schwarzer K., da Silva A. G. A., Vital H., Koenig J. 2015. Evolution of the Parnaíba Delta (NE Brazil) during the late Holocene. *Geo-Marine Letters*, 35(2): p. 105-117. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00367-014-0395-x>. Acesso em: 15 abr. 2019.

Thomas D.S.G. 1997. Arid Zone Geomorphology. London, John Wiley and Sons, 713 p.

- Tsoar H. & Blumberg D. G. 2002. Formation of parabolic dunes from barchan and transverse dunes along Israel's Mediterranean coast. *Earth Surface Processes and Landforms*, **27**(11): p. 1147-1161. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.417>. Acesso em: 13 out. 2019.
- Veiga Júnior J. P. 2000. *São Luís NE/SE. Folhas SA.23-X-E. Estados do Maranhão e Piauí. Escala 1:500.000*. Brasília, CPRM Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Relatório técnico. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/8572>. Acesso em: 14 abr. 2019.
- Wasson R. J. & Hyde R. 1983. Factors determining desert dune type. *Nature*, **304**(5924): p. 337- 339.
- Wilson I. G. 1973. Ergs. *Sedimentary Geology*, **10**(2): p. 77-106. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0037073873900018>. Acesso em: 23 jun. 2019.
- Wiggs G. 2019. Desert Dunes: Form and Process. In: Livingstone I. & Warren A. (eds.). *Aeolian Geomorphology: A New Introduction*, p. 133-155.
- Yan N. & Baas A. C. 2015. Parabolic dunes and their transformations under environmental and climatic changes: Towards a conceptual framework for understanding and prediction. *Global and Planetary Change*, **124**, p. 123-148. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0921818114003099>. Acesso em: 01 ago. 2019.
- Zhang Y., Chiessi C. M., Mulitza S., Sawakuchi A. O., Häggi C., Zabel M., ... Wefer G. 2017. Different precipitation patterns across tropical South America during Heinrich and Dansgaard-Oeschger stadials. *Quaternary Science Reviews*, **177**: p. 1-9. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0277379117302111>. Acesso em: 14 mai. 2021.
- Zular A., Sawakuchi A. O., Wang H., Guedes C. C., Hartmann G. A., Jaqueto P. F., Trindade R. I. 2020. The response of a dune succession from Lençóis Maranhenses, NE Brazil, to climate changes between MIS 3 and MIS 2. *Quaternary International*, **537**, p. 97-111. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S104061821930936X>. Acesso em: 29 fev. 2021.

APÊNDICE A – Mapa de Morfologias do Campo de Dunas Lençóis Maranhenses.

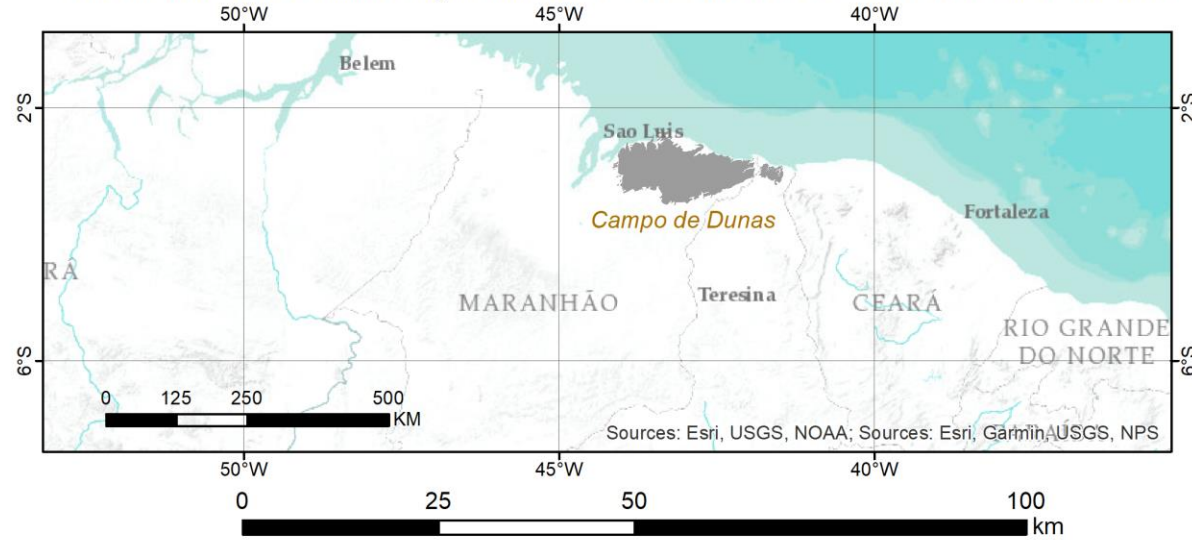


- MORFOLOGIAS EÓLICAS ATIVAS**
- Barcana
 - Cordões barcanóides
 - Transversa ativa
 - Megaduna (Draa)
 - Planície de deflação ativa
 - Retrocordões ativos
- MORFOLOGIAS EÓLICAS INATIVAS**
- Parabólica Grampo
 - Parabólica windrift
 - Parabólica Hemicíclica e digitada
 - Parabólica com rastros residuais alongados
 - Transversais inativas
 - Planície de deflação inativa
 - Retrocordões inativos

- OUTROS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS**
- Depósitos aluvionares
 - Depósitos flúvio-lagunares
 - Depósitos eólicos continentais antigos
 - Depósitos de pântanos e mangues
 - Depósitos colúvio-eluviais
- UNIDADES GEOLÓGICAS DO EMBASAMENTO**
- Formação Barreiras (Mioceno médio)
 - Grupo Itapecuru (Cretáceo superior)
 - Formação Sardinha (Cretáceo inferior)
 - Bacia do Parnaíba (Paleozoico)
 - Província Borborema (Paleoproterozoico)
 - Cráton São Luís (Paleoproterozoico)
- ESTRUTURAS GEOLÓGICAS**
- Lineamento
 - Falha normal

- CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**
- Cidades
 - Massa de água
 - Drenagem
- AUTORES GEOCRONOLOGIA**
- Sifeddine et al. 2003.
 - Santos 2008.
 - Almeida-Filho et al. 2009.
 - Maia et al. 2011.
 - Szczigielsky et al. 2014.
 - Guedes et al. 2017.
 - Zular et al. 2020.
 - Neita et al. 2020.

CAMPO DE DUNAS ATIVO E INATIVO LENÇÓIS MARANHENSES NO CONTEXTO DA COSTA NORTE-NORDESTE DO BRASIL



Créditos da base cartográfica: todo o arcabouço do embasamento dos depósitos eólicos, estruturas, demais unidades quaternárias e a rede de drenagem foram baseadas nos mapas geológicos dos Estados do Maranhão e Piauí de CPRM (2012) e CPRM (2006), respectivamente. Modificações nas ocorrências da Formação Barreiras foram atualizadas com base em Neita (2020). As morfologias eólicas foram mapeadas a partir de imagens de satélite óptico SENTINEL-2 e CBERS4A, além de imagens de acervo Google Earth.

ANEXO A – Compilação de dados geocronológicos da literatura.

(continua)

AUTOR	MÉTODO	LAT	LONG	ID	DEEP (m)	AGE (ky)
Sifeddine et al. (2003).	C14	-2,961	-43,251	Beta-110192	0,18	3,060
				AA33914-PA51	0,31	3,780
				BETA-115180	0,40	5,000
				AA32146-PA8	0,48	5,584
				AA33915-PA52	0,68	6,010
				BETA-110193	0,95	7,600
				AA31148-PA10	1,18	9,040
				BETA-110194	1,35	9,720
				BETA-110195	1,72	10,880
				AA32149-PA11	1,78	11,605
				AA32150-PA12	2,00	12,640
				BETA-115181	2,15	12,930
				AA32151-PA14	2,41	13,880
				AA32153-PA16	2,59	15,400
				BETA-110196	2,75	15,870
				AA35586-PA107	0,20	3,172
				BETA-110197	0,42	4,160
AA35587-PA108	0,81	5,656				
AA35588-PA109	1,20	12,521				
BETA-110198	1,34	12,900				
AA35589-PA110	1,49	13,899				
Santos (2008).	TL	-2,664	-42,844	LMDAT01	-	3,930
		-2,708	-43,033	LMDAT02	-	4,400
		-2,809	-43,231	LMDAT03	-	3,840
		-2,522	-43,230	LMDAT04	-	3,100
		-2,732	-43,665	LMDAT05	-	9,950
		-2,819	-44,042	LMDAT06	-	5,900
		-2,909	-44,129	LMDAT07	-	7,200
		-2,927	-44,072	LMDAT08	-	6,860
		-2,789	-44,849	LMDAT09	-	12,000
		-2,947	-43,200	LMDAT10	-	23,800
		-3,343	-43,976	LMDAT11	-	1,080
		-2,888	-42,714	LMDAT12	-	6,900
		-2,900	-42,719	LMDAT13	-	3,600
		-2,962	-44,254	LMDAT14	-	2,730
Almeida-Filho et al. (2009).	OSL	-2,888	-42,999	DS1	1,20	16,000
	TL					13,630
	OSL	-2,888	-42,999	DS2	5,70	26,200
	TL					21,850
	OSL	-2,888	-42,999	DS3	9,20	33,600
	TL					30,950
	OSL	-2,854	-42,985	DS4	1,00	96,300
	TL					83,200
	OSL	-2,854	-42,985	DS5	6,00	154,600
	TL					163,500

(continuação)

AUTOR	MÉTODO	LAT	LONG	ID	DEEP (m)	AGE (ky)
Maia et al. (2011).	OSL	-3,023	-42,258	AMT01	-	16,000
		-2,836	-43,207	AMT02	-	5,000
		-2,723	-43,435	AMT03	-	1,400
		-2,723	-43,441	AMT04	-	11,000
		-2,654	-43,493	AMT05	-	6,000
		-2,782	-43,757	AMT06	-	8,700
		-2,853	-44,010	AMT07	-	13,000
		-2,860	-44,074	AMT08	-	18,700
		-2,946	-44,037	AMT08B	-	18,100
		-3,053	-43,909	AMT09	-	25,000
		-2,805	-42,413	AMT10	-	108,000
Szczigielsky et al. (2014).	C14	-2,762	-41,838	KIA44875	2,41	0,217
		-2,773	-41,851	KIA44876	2,52	0,148
		-2,765	-41,857	KIA45540	1,00	4,413
				KIA43275	4,00	4,726
				KIA43276	6,00	4,853
		-2,767	-41,934	KIA44877	1,97	1,525
Guedes et al. (2017).	OSL	-2,588	-43,462	LM-1A-3	1,00	18,400
		-2,905	-44,123	LM-02	0,80	14,600
		-2,834	-43,990	LM-04	2,00	17,500
		-2,793	-42,852	LM-13	1,55	19,800
		-2,800	-43,248	LM-19-B	3,60	16,600
		-2,632	-43,480	LM-23-B	2,60	15,800
		-2,659	-43,493	LM-24	0,90	13,900
		-2,659	-43,493	LM-24-EB	4,00	115,500
		-2,858	-42,254	LM-25-B	2,00	27,200
		-2,858	-42,254	LM-25-M	10,00	119,000
		-2,858	-42,254	LM-25-T	12,00	240,000
		-2,816	-42,308	LM-26	5,00	145,000
		-2,918	-41,915	LM-30	2,10	19,800
		-3,050	-42,240	LM-39	1,70	18,000
		-2,950	-42,281	LM-40	2,00	17,800
-2,952	-43,250	LM-51	1,30	17,900		
Neita (2020).	OSL	-2,909	-41,685	OSL1	7,00	78,500
		-2,909	-41,685	OSL2	3,5	31,400
		-2,918	-41,482	OSL3	5,00	51,650
		-2,934	-41,543	OSL4	4,00	37,940
		-2,992	-41,715	OSL5	6,00	71,140
		-2,877	-42,014	OSL6	5,00	45,250
		-2,900	-41,976	OSL7	5,00	77,900
		-2,901	-41,977	OSL8	9,00	83,900
		-2,998	-41,717	OSL9	7,00	86,100
		-2,773	-41,917	OSL10	5,00	2,100

(conclusão)

AUTOR	MÉTODO	LAT	LONG	ID	DEEP (m)	AGE (ky)
Zular et al. (2020).	OSL	-2,733	-42,782	LD-260	0,80	12,900
				LD-240	1,80	23,900
				LD-220	2,80	23,700
				LD-200	3,80	22,300
				LD-180	4,80	23,100
				LD-160	5,80	28,100
				LD-140	6,80	30,500
				LD-120	7,80	36,500
				LD-100	8,80	42,100
				LD-80	9,80	62,100
				LD-60	10,80	63,900
				LD-40	11,80	79,100
				LD-20	12,80	102,600
				LD-01	13,80	132,200