

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

PLANÍCIE FLUVIAL E CAMPO DE DUNAS EÓLICAS DO MÉDIO RIO
SÃO FRANCISCO: CRONOLOGIA DE DEPÓSITOS E SUCESSÃO
DE EVENTOS GEOLÓGICOS NO QUATERNÁRIO DO BRASIL

PATRICIA COLOMBO MESCOLOTTI

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

RIO CLARO
2021

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

PATRICIA COLOMBO MESCOLOTTI

**PLANÍCIE FLUVIAL E CAMPO DE DUNAS EÓLICAS DO
MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO: CRONOLOGIA DE
DEPÓSITOS E SUCESSÃO DE EVENTOS GEOLÓGICOS
NO QUATERNÁRIO DO BRASIL**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine

Coorientador: Prof. Dr. Fabiano Nascimento Pupim

Rio Claro - SP

2021

M578p

Mescolotti, Patricia Colombo

Planície fluvial e campo de dunas eólicas do médio rio São Francisco: cronologia de depósitos e sucessão de eventos geológicos no Quaternário do Brasil / Patricia Colombo Mescolotti. -- Rio Claro, 2021

128 p. : il., tabs., fotos, mapas + 1 CD-ROM

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Mario Luis Assine

Coorientador: Fabiano Nascimento Pupim

1. Quaternário. 2. Geomorfologia. 3. Sedimentologia. 4. Geocronologia. 5. Campo eólico continental. I. Título.

PATRICIA COLOMBO MESCOLOTTI

PLANÍCIE FLUVIAL E CAMPO DE DUNAS EÓLICAS DO MÉDIO RIO
SÃO FRANCISCO: CRONOLOGIA DE DEPÓSITOS E SUCESSÃO DE
EVENTOS GEOLÓGICOS NO QUATERNÁRIO DO BRASIL

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio
Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de
Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para
obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio
Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Mario Luis Assine (orientador) - IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Carlos Conforti Ferreira Guedes - Setor de Ciências da Terra / UFPR/Curitiba (PR)

Prof. Dr. Francisco William da Cruz Junior - IGc / USP/São Paulo (SP)

Profa. Dra. Milene Fornari - IB / UNESP/São Vicente (SP)

Profa. Dra. Vanda Carneiro de Claudino Sales - CC / UFC/Fortaleza (CE)

Conceito: **Aprovado.**

Rio Claro - SP, 10 de dezembro de 2021

*Dedico aos meus pais, Eduardo
Mescolotti e Denise Mescolotti,
que me incentivaram desde
cedo a fazer perguntas.*

“O conhecimento é uma aventura interminável na borda da incerteza”

Frank Herbert, livro Duna

AGRADECIMENTOS

A execução desta tese contou com o apoio e colaboração, direta ou indiretamente, de diversas pessoas e instituições, que foram fundamentais neste processo. Primeiramente, agradeço meu orientador e amigo, Mario Assine, por todos esses anos de debates e aprendizado. Agradeço por você fazer parte da minha jornada desde o início e por ser parte essencial da minha formação como cientista. Gostaria de agradecer ao meu coorientador, Fabiano Pupim, pelas ótimas conversas e por sempre acreditar e me incentivar a evoluir. Você foi parte fundamental para eu me achar quando eu me perdi (também literalmente).

Agradeço ao prof. Francisco Ladeira, pela parceria de tantos campos, às vezes com algumas aventuras, e por tudo que me ensinou sobre o mundo da pedologia. Agradeço ao prof. André Sawakuchi pelas discussões e *insights*, que foram importantes para me nortear em diversos momentos. Agradeço ao prof. Paulo César Giannini pela paciência de ler tão atentamente meus trabalhos e pelas correções sempre tão primorosas.

Agradeço aos meus amigos e integrantes/ex-integrantes do laboratório LESTE, Unesp – Filipe Varejão, Mariza Rodrigues, Paloma Promenzio, Ana Maria Sforcin e, em especial, à Milena Rosa e Amanda Santa Catharina – pelas conversas mais diversas e pelo suporte e cafés diários. Agradeço ao meu amigo Otavio Vieira, que têm me acompanhado desde o primeiro dia de graduação. Ao professor e amigo Eder Merino, por me auxiliar no mundo GIS e pelos papos e risadas do dia a dia. Agradeço a todos que me ajudaram nas etapas de campo.

Agradeço aos integrantes do laboratório LEGAL, IGC-USP, pela ótima recepção e por terem me ajudado nesta nova empreitada da Luminescência, em especial às amigas Fernanda Rodrigues e Jandessa de Jesus. Agradeço especialmente as técnicas, e agora amigas, Thays Minelli e Luciana Nogueira, por todo riso e por terem iluminado minhas dúvidas. Aos amigos Daniel de Souza, Georgea Melo e Kleiton de Araujo pela recepção e parceria em São Paulo.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pela concessão da bolsa de doutorado. À Universidade Federal do Oeste da Bahia, campus de Barra, pelo apoio logístico nas etapas de campo. Agradeço ao projeto PIRE, processo nº 2017/50085-3, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo suporte financeiro ao trabalho de campo. Ao Programa de Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente pelo apoio financeiro nas etapas laboratoriais.

Agradeço aos diversos amigos que me apoiaram nesta jornada, em especial todas as amigas da minha ex-república Sinta-a-Liga, meus colegas da Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente e aos meus vizinhos. Agradeço em especial ao Leonardo Rodrigues, por ter sido meu apoio e ter tornado meus dias mais leves e felizes nesta reta final.

Enfim, agradeço imensamente aos meus pais, por me apoiarem, por serem meus exemplos e meus maiores fãs, e serem parte primordial do meu crescimento. Aos demais membros da minha família, que me apoiam e incentivam.

RESUMO

Grandes rios, como o São Francisco, são sistemas dinâmicos cuja evolução depende de forçantes internos e externos, particularmente tectônica, nível do mar e clima. O São Francisco é o maior rio da porção mais oriental da América do Sul, com seu curso superior em ambientes semiúmidos, mas com sua bacia hidrográfica principalmente em condições semiáridas. Como sua bacia está em áreas tectonicamente estáveis e controlada pelo nível de base local, os depósitos do São Francisco são excelentes registros sedimentares fluvial para entender como grandes sistemas de rios tropicais responderam às mudanças climáticas do passado. Associado diretamente ao rio São Francisco, o sistema eólico Xique-Xique é o maior campo de dunas do interior do Quaternário no Brasil (~ 8.000 km²). Objetivando estabelecer a cronologia dos depósitos e a evolução dos eventos geológicos quaternários para o campo de dunas de Xique-Xique e para os depósitos aluviais do rio São Francisco, investigamos um trecho de 200 km do médio curso do São Francisco, na Bahia, Nordeste do Brasil. Para isso, utilizamos abordagem multi-métodos, usando sensoriamento remoto e levantamentos de campo para análises geomorfológicas e sedimentológicas combinadas com datação por luminescência opticamente estimulada (OSL). Dez zonas geomorfológicas fluviais e eólicas foram caracterizadas, mapeadas e datadas. Duas zonas fluviais compreendem terraços degradados, e três zonas abrangem a planície agradacional confinada ativa. Reconhecemos pelo menos quatro fases de agradação fluvial (> 90 ka; 65 a 39 ka; 18 a 9,5 ka e 380 anos a recente) e três fases de incisão (I1 - 85 a 65 ka; I2 - 39 a 18 ka e I3 - 9,5 a 1,0 ka). O desenvolvimento inicial do campo eólico de Xique-Xique se deu em pelo menos ~ 250 ka e compreende dunas parabólicas estabilizadas (simples e compostas), lençol de areia e dunas parabólicas ativas. Reconhecemos dois eventos principais de atividade eólica (~ 23 a 18 ka e ~ 15 a 10 ka) e duas fases de estabilização de dunas (~ 18 a 15 ka e desde 5 ka). Interpretamos que os dois grandes sistemas aqui estudados (fluvial e eólico) interagem entre si e respondem de forma diferente aos gatilhos climático, em especial a precipitação e o vento. Os eventos de incisão ocorreram devido ao aumento da descarga fluvial produzida pela intensificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul, que tem grande influência na precipitação sobre o alto curso do rio. Assim, concluímos que os ciclos de agradação-incisão do rio São Francisco durante os últimos 100 ka são prováveis produtos da variação milenar da precipitação. Já para a dinâmica eólica, as mudanças de precipitação na área influenciaram principalmente o processo de estabilização das dunas por vegetação, em especial no úmido HS1 (evento *Heinrich 1*). Contudo, os momentos de atividade das dunas aqui reconhecidos foram mais condicionados pelas mudanças de disponibilidade de sedimentos fluviais. Assim, os eventos eólicos estão intimamente relacionados com os eventos de incisão/deposição fluvial na área, conferindo um excepcional caso de interação flúvio-eólica no Quaternário do Brasil. O amplo sistema eólico interior de Xique-Xique resulta da conjugação da grande disponibilidade de sedimentos fornecidos principalmente pelo rio, as altas velocidades dos ventos de leste e a desaceleração significativa do vento causada pela serra de quartzito na borda oeste do campo de dunas.

Palavras-chave: Quaternário tardio, resposta fluvial, datação OSL, interação flúvio-eólica, dunas parabólicas, campo eólico continental

ABSTRACT

Large rivers, with São Francisco, are dynamic systems whose evolution depends on both internal and external forcing, particularly tectonics, sea level, and climate. The São Francisco River is the easternmost large river of South America, with its upper course in semi-humid settings, but with a watershed mostly under semi-arid conditions. As this is a river with its basin in tectonically quiescent areas and controlled by local base level, the São Francisco River's deposits are an excellent fluvial sedimentary record to shed light on how large tropical rivers responded to climatic changes of the Quaternary. Directly associated with the São Francisco River, the Xique-Xique eolian system is the largest Quaternary interior dune field in Brazil (~8,000 km²). Aiming to establish the chronology of the deposits and the evolution of quaternary geological events for the Xique-Xique dune field and for the alluvial deposits of the São Francisco River, we investigated a 200-km section of the medium course of the São Francisco River in Bahia, northeast Brazil. We use a multi-method approach, using remote sensing methods and field surveys for geomorphological and sedimentological analyses combined with optically stimulated luminescence dating (OSL). Several fluvial and eolian geomorphological zones were characterized, mapped, and dated. Two zones are represented by degraded terraces, and three zones comprise the active confined aggradational plain. We recognized at least four phases of fluvial aggradation (>90 ka; 65 to 39 ka; 18 to 9.5 ka and 380 years to recent) and three phases of incision (I1 - 85 to 65 ka; I2 - 39 to 18 ka and I3 - 9.5 to 1.0 ka). The eolian field initially developed at least since ~250 ka and comprises predominantly stabilized parabolic dunes (simple and compound), sand sheet and modern active parabolic dunes. We recognized two main events of eolian activity (~23 to 18 ka and ~15 to 10 ka) and two phases of dune stabilization (~18 to 15 ka and since 5 ka). We interpret that the two large systems studied here (fluvial and eolian) interact with each other and respond differently to climatic triggers, particularly precipitation. The incision events occurred probably due to increased fluvial discharge produced by intensification of the South Atlantic Convergence Zone, which has great influence on precipitation over the upper São Francisco River. Thus, we conclude that the aggradation-incision cycles of the São Francisco River during the last 100 ka are likely products of millennial precipitation variation. As for the eolian dynamics, the changes in precipitation in the area mainly influenced the process of stabilization of the dunes by vegetation, especially in the humid HS1 (Heinrich 1 event). However, the moments of dune activity were more conditioned by changes in the river sediment supply. Thus, eolian events are closely related to incision/fluvial deposition events in the area, providing an exceptional case of fluvial-eolian interaction in the Quaternary of Brazil. The Xique-Xique eolian system results from the conjugation of sediment carried mostly from the river, high eastern wind speeds, and a significant wind deceleration caused by mountains on the western border of the dune field.

Keywords: Late Quaternary, fluvial response, OSL dating, fluvio-eolian interaction, parabolic dunes, interior dune field.

ORGANIZAÇÃO DA TESE

Esta tese foi concebida e organizada no intuito de apresentar os resultados da pesquisa em forma de artigos científicos. Os resultados e discussões destes artigos foram apresentados nos capítulos 5 e 6 e constituem parte essencial desta tese. Nos capítulos iniciais (**capítulos 1 e 2**) introduzimos a problemática e questões que motivaram o nosso estudo, bem como o objetivo desta tese.

No **capítulo 3** foi feita a contextualização do Quaternário do rio São Francisco, buscando tratar desde a bacia fluvial até a área estudada. Também apresentamos a revisão do conhecimento sobre os depósitos eólicos que ocorrem na bacia, bem como os conhecimentos paleoclimáticos para a região em que o rio São Francisco está inserido. Esta revisão foi essencial para embasarmos nossa pesquisa e expandirmos dados locais para o contexto regional. Os métodos utilizados nesta tese são descritos no **capítulo 4**.

No **capítulo 5** buscamos identificar as fases de aggradação e incisão fluvial no médio rio São Francisco e seus possíveis controles. Para isso, usamos uma abordagem multi-métodos, como sensoriamento remoto e pesquisas de campo para análises geomorfológicas e sedimentológicas combinadas com datação por luminescência opticamente estimulada (OSL). Também mapeamos os campos eólicos associados à planície do rio São Francisco e apresentamos algumas idades OSL destes depósitos. Este capítulo é referente ao artigo intitulado “*Fluvial aggradation and incision in the Brazilian tropical semi-arid: climate-controlled landscape evolution of the São Francisco River*” publicado na *Quaternary Science Reviews*, apresentado na íntegra no [Apêndice 1](#).

No **capítulo 6** focamos mais nos depósitos eólicos que ocorrem na planície do médio rio São Francisco (campo eólico de Xique-Xique). Mapeamos formas de relevo eólicas, descrevemos fácies sedimentares, datamos depósitos por OSL e interpretamos os períodos de atividade e estabilização das dunas. Este capítulo gerou outro artigo, a ser submetido em breve em revista internacional.

Finalmente, o **capítulo 7** apresenta as conclusões e considerações adicionais desta tese. O mapa geomorfológico da área, apresentando todos os pontos levantados nesta tese e todas as unidades geomorfológicas identificadas e descritas nos capítulos 5 e 6, pode ser encontrado no [Apêndice 2](#). Informações e dados complementares utilizados nesta tese encontram-se nos anexos.

ÍNDICE

RESUMO	iv
ABSTRACT	v
ORGANIZAÇÃO DA TESE	vi
ÍNDICE	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	ix
ÍNDICE DE TABELAS	x
LISTA DE ABREVIACÕES	xi
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	4
3 CONTEXTUALIZAÇÃO DO QUATERNÁRIO DO RIO SÃO FRANCISCO.....	5
3.1 Bacia do rio São Francisco	5
3.2 Dunas parabólicas e registros de dunas na planície do rio São Francisco	9
3.3 Caracterização da área de estudo	12
4 MÉTODOS E MEIOS	17
4.1 Mapeamento geomorfológico	17
4.2 Validação de campo e caracterização sedimentológica	17
4.3 Morfometria das dunas e análise do regime eólico.....	19
4.4 Luminescência Opticamente Estimulada (OSL)	20
5 AGRADAÇÃO E INCISÃO FLUVIAL NO SEMIÁRIDO TROPICAL BRASILEIRO: CONTROLE CLIMÁTICO NA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM NO RIO SÃO FRANCISCO	23
5.1 Introdução	23
5.2 Resultados.....	26
5.2.1 Cronologia OSL	26
5.2.2 Zonas Geomorfológicas e fácies sedimentares.....	27
5.3 Discussão	42
5.3.1 Interpretação dos eventos de agradação e incisão fluvial.....	42
5.3.2 Resposta fluvial das mudanças climáticas do Quaternário.....	46
5.4 Conclusões.....	51
6 ATIVAÇÃO E ESTABILIZAÇÃO DO CAMPO DE DUNAS DO XIQUE-XIQUE DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO	52
6.1 Introdução	52
6.2 Resultados.....	55
6.2.1 Cronologia OSL	58
6.2.2 Formas eólicas.....	60
6.2.3 Perfis estratigráficos verticais.....	68

6.3	Discussão	70
6.3.1	Eventos de ativação e estabilização eólicos	72
6.3.2	Implicações paleoambientais e paleoclimáticas	73
6.3.3	Suprimento de areia e atividade eólica	736
6.4	Conclusões	78
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO	80
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82
APÊNDICE 1		I
APÊNDICE 2		II
ANEXO 1		III
ANEXO 2		IV
ANEXO 3		V

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização da área estudada na bacia do rio São Francisco.....	2
Figura 3.1. Bacia do São Francisco e perfil longitudinal do rio.....	5
Figura 3.2. Detalhe do alto e médio curso do rio São Francisco.....	6
Figura 3.3. Detalhe do sub-médio rio São Francisco	8
Figura 3.4. Detalhe do baixo rio São Francisco	8
Figura 3.5. Morfologias das dunas parabólicas	10
Figura 3.6 Dunas na planície aluvial do rio São Francisco	11
Figura 3.7. Mapa geológico da área de estudo	13
Figura 3.8. Distribuição pluviométrica mensal e temperatura máxima e mínima.....	14
Figura 3.9. Potencial eólico anual sazonal a 100 m de altura para as quatro estações na área de estudo	15
Figura 3.10. Localização da área de estudo e os atuais padrões climáticos regionais. ..	16
Figura 4.1. Localização dos pontos estudados na área	18
Figura 5.1. Delimitação da Bacia do rio São Francisco e da área estudada.	24
Figura 5.2. Detalhe da área estudada.....	25
Figura 5.3. Mapa geomorfológico da área, com localização dos pontos estudados.....	29
Figura 5.4. Comparação dos perfis altimétricos das zonas fluviais	30
Figura 5.5. Compartimentação geomorfológica e seção altimétrica	30
Figura 5.6. Leques aluviais.....	31
Figura 5.7. Feições geomorfológicas do médio rio São Francisco.	32
Figura 5.8. Seções sedimentares e fotos das superfícies degradacionais.	34
Figura 5.9. Seções do terraço baixo, com detalhamento pedológico	35
Figura 5.10. Depósito do Terraço Baixo intensamente cimentados por carbonato.....	36
Figura 5.11. Seções sedimentares da planície fluvial agradacional	37
Figura 5.12. Dunas do campo eólico de Xique-Xique	41
Figura 5.13. Modelo esquemático de evolução geomorfológica e sedimentar do médio rio São Francisco no Quaternário tardio.....	42
Figura 5.14. Datações OSL e <i>proxy</i> climáticos	44
Figura 5.15. Mapa da precipitação na América do Sul com localização do conjunto de dados climáticos regionais usados no capítulo	48

Figura 6.1. Localização do campo eólico de Xique-Xique e perfis topográficos.	53
Figura 6.2. Detalhe da área de estudo e dos pontos eólicos estudados	55
Figura 6.3. Prancha fotográfica das dunas estabilizadas	56
Figura 6.4. Distribuição das velocidades médias anuais de vento e as direções médias de vento ao longo da Bacia do rio São Francisco.....	57
Figura 6.5. Variação da velocidade média do vento por estações do ano para a estação de Remanso – BA.....	57
Figura 6.6. Morfologia das dunas estabilizadas do sistema eólico de Xique-Xique.....	60
Figura 6.7. Morfologias eólicas do campo de dunas de Xique-Xique	61
Figura 6.8. Dados morfométricos e direções de migração das dunas	62
Figura 6.9. Mapa geomorfológico do sistema eólico de Xique-Xique	63
Figura 6.10. Características sedimentares das dunas estabilizadas	65
Figura 6.11. Variação de cores dos sedimentos para diferentes morfologias eólicas. ...	65
Figura 6.12. Seções sedimentares verticais, com idades OSL e posição do nível de ocorrência de fragmentos de carvão	66
Figura 6.13. Morfologias das dunas ativas do campo eólico de Xique-Xique.....	67
Figura 6.14. Seção vertical P24 -Geleia, com fácies sedimentares e idades OSL	69
Figura 6.15. Prancha fotográfica da Seção P24 - Geléia.....	70
Figura 6.16. Ventos do campo de dunas de Xique-Xique.....	71
Figura 6.17. Idades OSL dos depósitos eólicos aqui estudados e compilação de dados paleoclimáticos para o NE do Brasil	75

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1. Sequência de passos utilizados no protocolo SAR neste trabalho.....	21
Tabela 5.1. Idades OSL para sedimentos da planície do rio São Francisco	27
Tabela 5.2. Zonas geomorfológicas, feições sedimentares e idades OSL do rio São Francisco.....	28
Tabela 6.1. Idades OSL para sedimentos do sistema eólico de Xique-Xique	59

LISTA DE ABREVIACÕES

ANA	Agência Nacional de Águas
CAM	<i>Central Age Model</i>
CCM	Cinturão de Canal Moderno
CDE	Campo de Dunas Eólicas
CMA	Cinturão Meandrante Antigo
CMJ	Cinturão Meandrante Jovem
DC	Dunas compostas
De	Dose equivalente
DP	Dunas <i>Perched</i>
HS	<i>Heinrich Stadials</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
LA	Lençol de Areia
LEGaL	Laboratório de Espectrometria de Gama e Luminescência
LGM	<i>Last Glacial Maximum</i>
MDE	Modelo Digital de Elevação
MIS	<i>Marine Isotope Stage</i>
MS	Megadunas Simples
MSA	Monção Sul-Americana
OD	<i>Overdispersion</i>
OSL	<i>Optically Stimulated Luminescence</i>
SAR	<i>Single-aliquot Regenerative Dose</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission Products</i>
TA	Terraço Alto
TB	Terraço Baixo
TL	Datação por Termoluminescência
YD	<i>Younger Dryas</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zonas de Convergência Intertropical

1 INTRODUÇÃO

O rio São Francisco (*big river*, sensu [Miall, 2006](#)) é o maior rio na porção leste da América do Sul, com extensão de 2.900 km ([Santos et al., 2012](#)) e sua bacia hidrográfica correspondendo a 7.4% do território do Brasil ([Knoppers et al., 2006](#); [Figura 1.1](#)). Além da grande expressividade em área de sua bacia hidrográfica, o rio São Francisco corre por zonas climáticas diversas, com seu curso superior em um cenário semiúmido, mas com as demais áreas da bacia ocorrendo predominantemente sob condições semiáridas ([Silva e Clark, 2004](#)). Dunas parabólicas estabilizadas e ativas, ocorrem associadas à planície do rio São Francisco, principalmente na sua porção média com o campo de dunas de Xique-Xique ([Barreto et al., 2002](#); [Oliveira et al., 1999](#); [Ab'Saber, 2006](#); [Bartorelli et al., 2010](#)), e na sua foz ([Barbosa e Dominguez, 2004](#)). O “paleodeserto” de Xique-Xique, nordeste do Brasil, é o maior campo de dunas interiores do Quaternário do Brasil ([Ab'Sáber, 2006](#)), destacando-se por suas grandes dimensões e a associação das dunas parabólicas estabilizadas e ativas com a planície aluvial do rio São Francisco ([Figura 1.1](#)).

Os depósitos sedimentares quaternários do rio São Francisco são importantes registros geológicos para entender a origem e evolução de um dos principais rios da América do Sul. Quando associado com datações absolutas e informações pedológicas, esses depósitos podem fornecer informações indiretas sobre como as mudanças paleo-hidrológicas e paleoclimáticas afetaram a dinâmica fluvial. Apesar de sua expressividade em tamanho e importância para os ecossistemas e populações humanas, os depósitos sedimentares, a geomorfologia e a dinâmica sedimentar do rio São Francisco têm sido pouco estudadas até o momento.

Sistemas continentais eólicos são sensíveis as mudanças na vegetação, precipitação e velocidade dos ventos, pois esses parâmetros influenciam a atividade e estabilização das dunas. Nos campos de dunas parabólicas, esta sensibilidade às alterações climáticas é ainda mais significativa devido à estreita relação entre a morfodinâmica deste tipo de duna e a vegetação e entre a vegetação e o clima ([Hugenholtz e Wolfe, 2005](#); [Hugenholtz et al., 2010](#)). Assim, estudos dos depósitos eólicos do campo eólico de Xique-Xique também podem fornecer importantes informações da dinâmica sedimentar no interior do NE do Brasil, do padrão de circulação dos paleoventos e a resposta deste grande sistema sedimentar frente às variações paleoclimáticas. Apesar da relevância do “paleodeserto” de Xique-Xique já ter sido apontada anteriormente ([Giannini et al., 2005](#), [Ab'Sáber, 2006](#); [Bartorelli et al., 2010](#); [Tripaldi et al., 2016](#)),

poucos estudos geocronológicos foram realizados até o momento (Barreto, 1996; Tatumi et al., 1998; Oliveira et al., 1999). Além disso, a associação entre um significativo campo eólico continental, dominado por dunas parabólicas, com a planície aluvial do rio São Francisco (Mescolotti et al., 2021), oferece oportunidade ímpar para estudar a interação flúvio-eólica em um trato de sistema moderno (Langford, 1989; Langford & Chan, 1989).

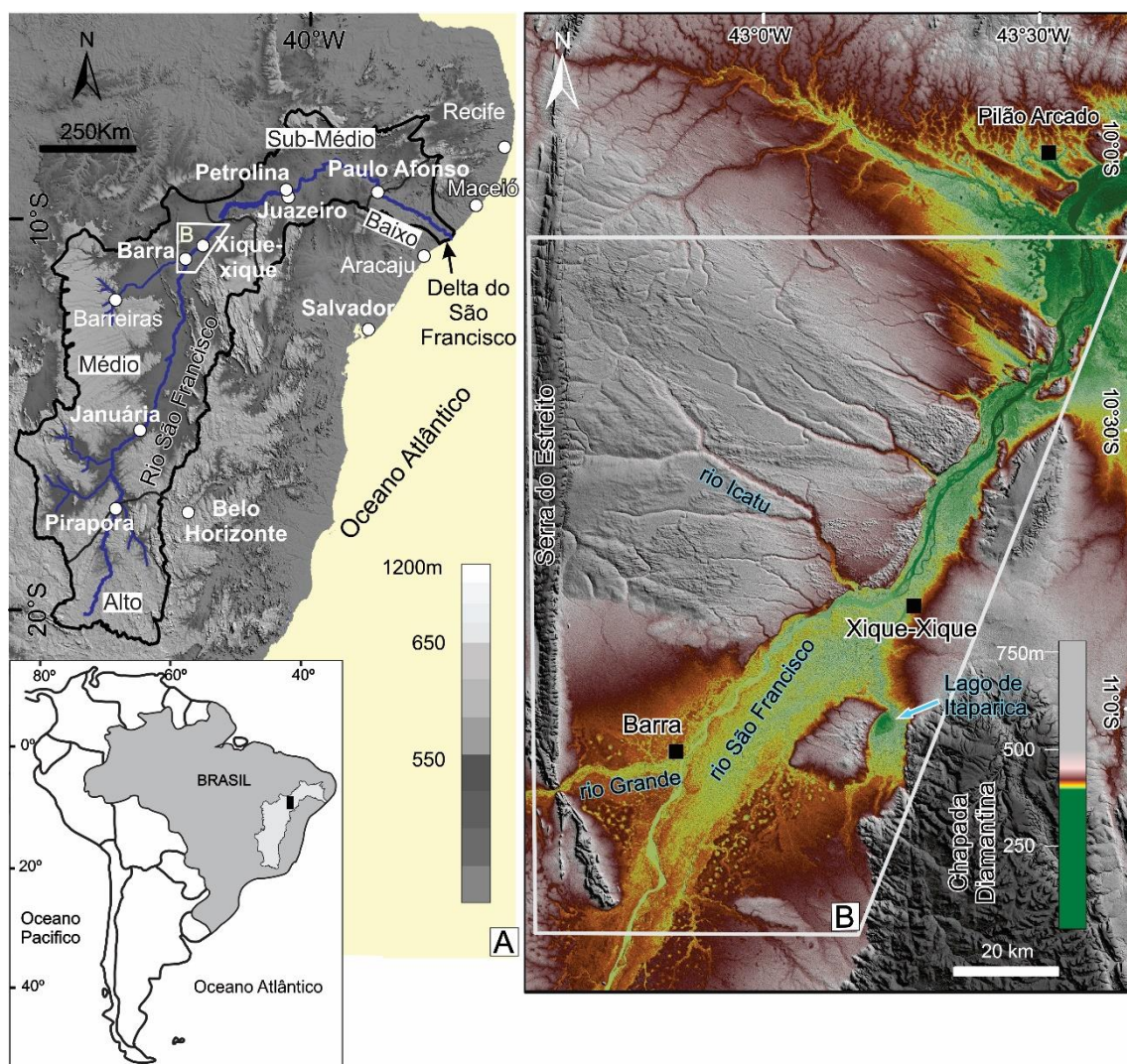


Figura 1.1. A) Localização da área estudada na bacia do rio São Francisco B) Detalhe da área estudada (polígono em branco) - Modelo Digital de elevação (MDE) SRTM (30 m).

As dunas do Xique-Xique também são de grande relevância para os ecossistemas terrestres da zona semiárida do Nordeste do Brasil, com diversidade de *herpetofaunas* (35% das espécies de répteis registradas na Caatinga), incluindo novas espécies de lagartos e cobras (Recoder & Rodrigues, 2020). Esta fauna de répteis apresenta alto nível de endemismo, com várias espécies adaptadas a substratos arenosos (Rodrigues, 1996, 2003). Também é digno de nota a vicariância entre espécies irmãs adaptadas à substratos

arenosos em margens opostas do rio São Francisco. [Rodrigues \(1996\)](#) propõe um modelo em que o rio São Francisco serviu de barreira ecológica para a especiação geográfica na área, com diversos eventos vicariantes ao longo do Plioceno / Pleistoceno Superior ([Recoder & Rodrigues, 2020](#)).

Face ao panorama exposto, esta tese objetivou estudar a geomorfologia e os depósitos sedimentares quaternários tanto do sistema fluvial do médio rio São Francisco, no estado da Bahia, como o sistema eólico de Xique-Xique, que ocorre associado à planície aluvial do mesmo. Para isso, utilizamos abordagem multi-métodos, como sensoriamento remoto, descrição sedimentológica, estratigráfica e pedológica e geocronologia. Para entender a cronologia dos depósitos e a evolução dos eventos geológicos, foi essencial estabelecermos uma cronologia OSL robusta para a área. Este trabalho é o primeiro a tratar de forma integrada a dinâmica eólica do campo de dunas de Xique-Xique com a dinâmica fluvial do rio São Francisco. Também apresentamos dados e discussões que contribuem para o conhecimento da dinâmica de grandes rios continentais, da dinâmica de interação flúvio-eólica em campos eólicos continentais e trazemos novos dados de como esses sistemas continentais respondem às mudanças climáticas regionais.

2 OBJETIVOS

A presente tese teve por principal objetivo estabelecer a cronologia dos depósitos e a evolução dos eventos geológicos quaternários para o campo de dunas de Xique-Xique e para os depósitos aluviais do médio rio São Francisco. Para isso, tivemos como objetivos específicos: 1) Identificar e compartimentar geomorfologicamente a área, com base na interpretação de produtos de sensoriamento remoto e descrição dos depósitos sedimentares; 2) Descrever e caracterizar morfológicamente e sedimentologicamente as diferentes zonas geomorfológicas; 3) Estabelecer a cronologia absoluta dos depósitos sedimentares, por meio de datações por luminescência opticamente estimulada (OSL) em quartzo; 4) Estudar os sentidos de transporte das dunas e verificar sua compatibilidade com os padrões atuais de circulação atmosférica na área; 5) Interpretar a sucessão de eventos geológicos para os depósitos fluviais e eólicos; 6) Correlacionar os depósitos eólicos e fluviais com eventos paleoclimáticos regionais; 7) Entender as respostas sedimentares perante às mudanças no clima, principalmente para a precipitação.

3 CONTEXTUALIZAÇÃO DO QUATERNÁRIO DO RIO SÃO FRANCISCO

3.1 Bacia do rio São Francisco

O rio São Francisco é um dos principais rios do Brasil, ele atravessa cinco estados brasileiros e suas águas estão sendo canalizadas para vários outros estados da região do Nordeste do Brasil. A Bacia do São Francisco possui 36 afluentes, sendo as sub-bacias do Rio Grande (BA) e Paracatu (MG) as de mais significativa contribuição real na vazão (~10% e ~18%, respectivamente; [Pereira et al., 2007](#)). O limite da Bacia hidrográfica do rio São Francisco neste trabalho seguiu a delimitação hidrográfica proposta pela Agência Nacional de Águas (ANA) em 2017 ([Figura 3.1](#)).

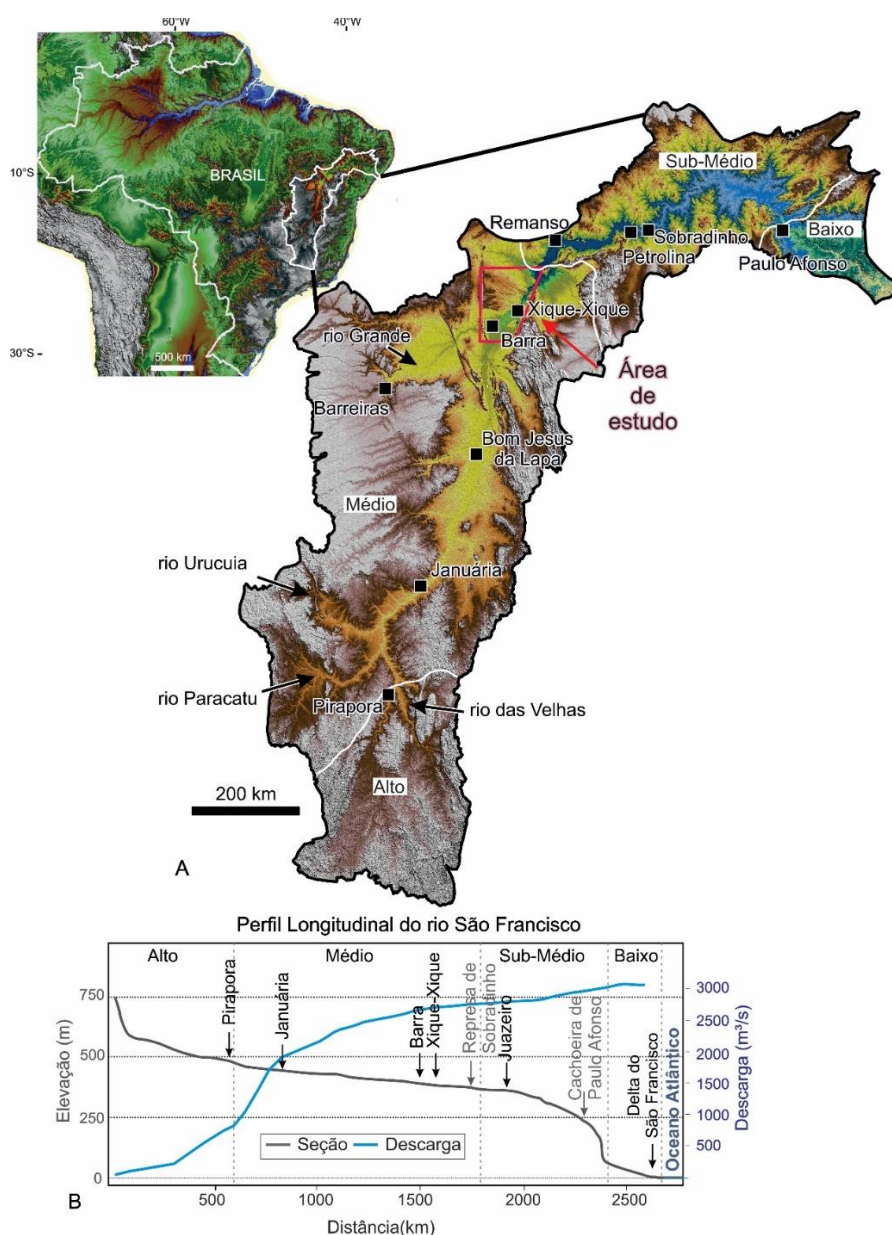


Figura 3.1. A) Detalhe da bacia de drenagem do rio São Francisco, com localização das principais cidades e dos principais afluentes da bacia, com delimitação dos setores da bacia São Francisco (MDE SRTM 30m); B) Perfil e vazões médias do rio São Francisco ([ANA, 2014](#)).

A Bacia do São Francisco é subdividida em quatro domínios geomorfológicos distintos (Figuras 1.1 e 3.1; Pereira et al., 2007). O rio tem suas nascentes na Serra da Canastra, um *plateau* elevado situado na região sudeste do Brasil, com altitudes de mais de 1,400 m e precipitação maior que 1,500 mm/ano, na transição da Mata Atlântica para o cerrado. O alto curso se estende até as proximidades da cidade de Pirapora (Estado de Minas Gerais), antes da confluência do rio das Velhas, sendo caracterizado como rio de leito rochoso (Figura 3.2), correndo em vale encaixado, localmente com desenvolvimento de planície aluvial muito estreita (< 2 km).

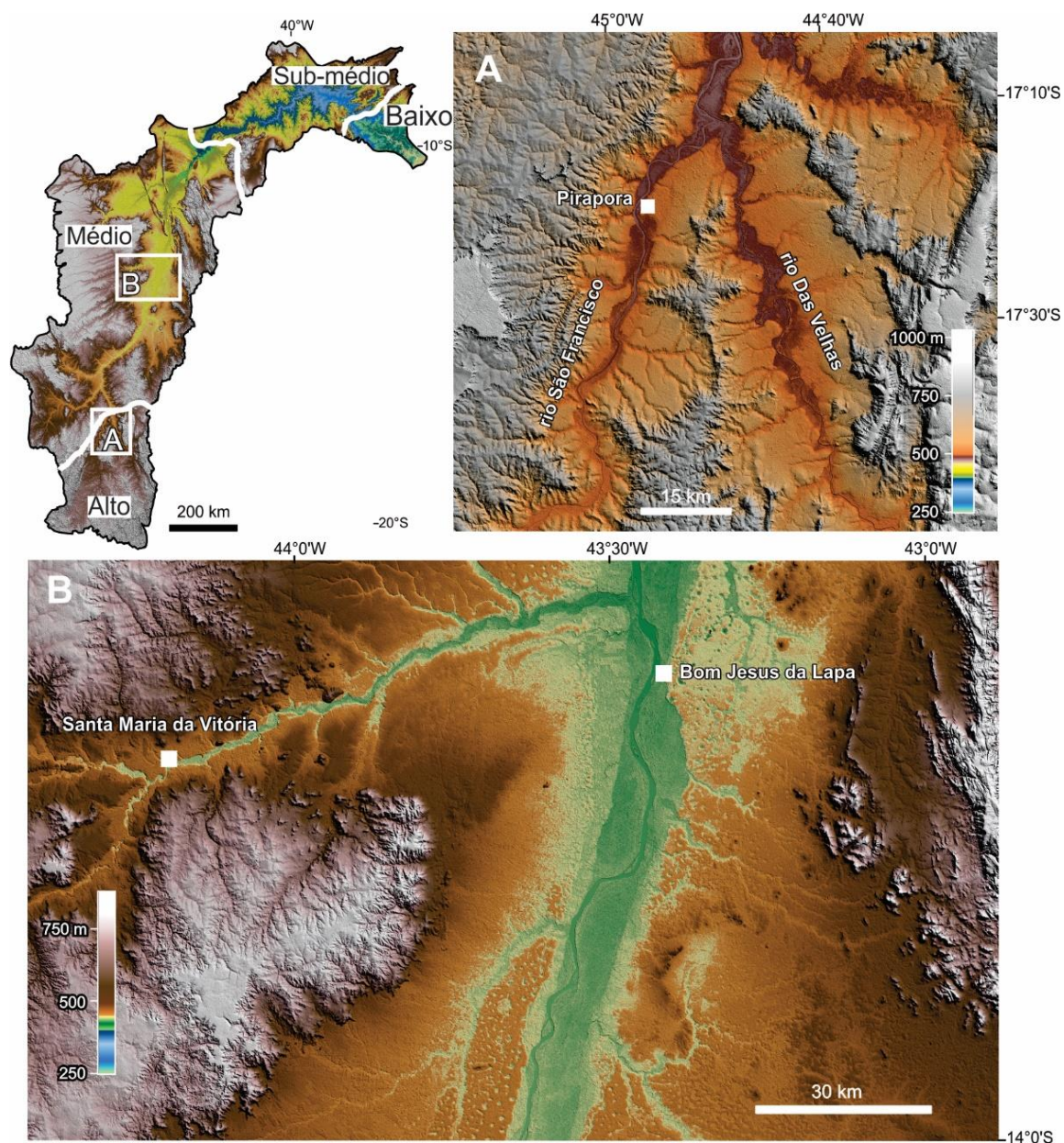


Figura 3.2. Detalhe do alto curso do rio São Francisco (A), com drenagem encaixada em leito rochoso; e detalhe do médio curso do São Francisco (B), com planície aluvial mais desenvolvida (MDE SRTM 30m).

O médio curso compreende um longo trecho até a cidade de Remanso (Estado da Bahia). Neste trecho o rio apresenta planície fluvial bem desenvolvida (Figura 3.2), de largura variável de 2-16 km, no geral mais larga para norte (a jusante). O trecho está situado na área do semi-árido, com aridez crescente para norte. A precipitação média diminui para jusante, de 1,100 mm/ano para 600 mm/ano, concentrada nos meses de dezembro a março, com a transição da vegetação de cerrado para caatinga. A vazão média aumenta consideravelmente no início deste trecho, passando de cerca de $800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Pirapora para cerca de $2,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Januária (Figura 3.1 B), devido à contribuição dos rios das Velhas, Paracatu e Urucuia.

O curso sub-médio apresenta declividades maiores e a presença de corredeiras e cascatas, com domínio de leito rochoso e desenvolvimento subordinado de planícies aluviais (Figura 3.3). O principal *knickpoint* está situado na cachoeira de Paulo Afonso (Figura 3.3 C), que originalmente tinha 80 m de altura, mas que agora está parcialmente coberta pelas águas do reservatório da barragem hidroelétrica de Paulo Afonso, no Estado da Bahia. O curso sub-médio está situado na área do semi-árido, onde predomina vegetação de caatinga e precipitação de cerca de 500 mm/ano, concentrada nos meses de março a junho.

O baixo curso está, em sua maior parte, correndo sobre leito rochoso, com desenvolvimento de planície fluvial apenas nos últimos 70 km. A descarga fluvial varia muito devido à sazonalidade das secas no interior do continente, com média de cerca de $3,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Figura 3.1 B). Antes de desaguar no oceano Atlântico, o rio atravessa uma série de cordões litorâneos subparalelos existentes em ambas as suas margens, cobertos parcialmente por dunas eólicas (Domingues et al., 1983; Barbosa e Dominguez, 2004). Na foz do rio São Francisco forma-se um delta assimétrico do tipo dominado por ondas (Fontes, 2015; Figura 3.4).

O rio São Francisco apresenta relevância econômica e social histórica, sendo utilizado para diversos fins, como navegação, geração de energia elétrica, irrigação e abastecimento de água, principalmente para as regiões áridas/semiáridas do Brasil. Apesar da sua importância, quase não há estudos geomorfológicos e sedimentares no rio São Francisco. Vale destaque o estudo dos terraços fluviais próximos a Petrolina – PE, que obteve idades deposicionais de 19.8 ka, 8.8 ka; 7.8 ka e 0.45 ka (Lira, 2017) e a tese de doutorado de Fontes (2015), do sistema sedimentar-marinho do baixo rio São Francisco. Também foram identificados três níveis de terraços (~48 ka, ~8 ka e ~1 ka, OSL age) no rio das Velhas, maior afluente do alto São Francisco (Magalhães Júnior et al., 2011).

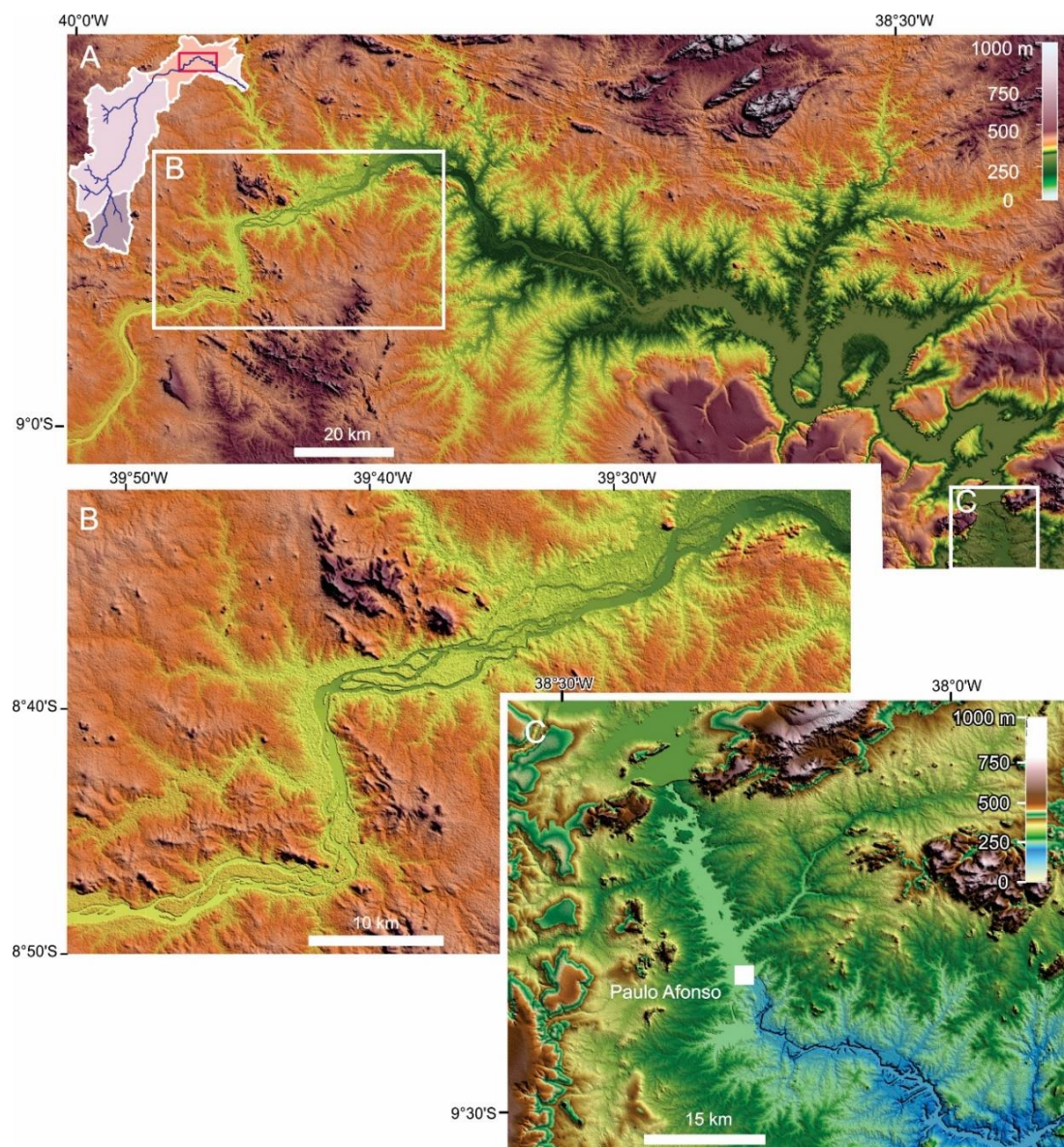


Figura 3.3. Detalhe do sub-médio rio São Francisco (A); B) Detalhe de região do rio com padrão *anabranching*, com drenagem encaixada em leito rochoso; mesma escala do MDE da imagem A; C) Detalhe de região com cascatas do rio São Francisco, sendo a principal delas o *knickpoint* de Paulo Afonso (MDE SRTM 30m).

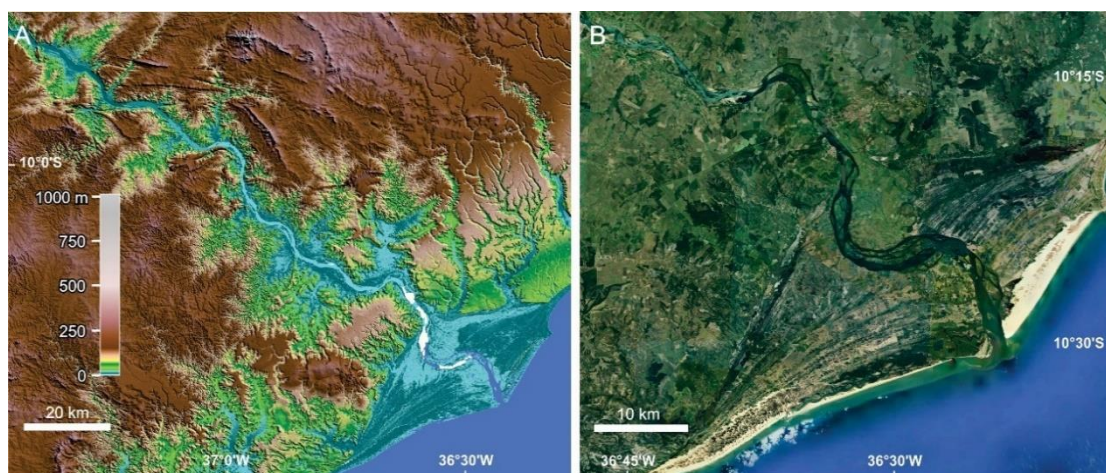


Figura 3.4. A) Detalhe do baixo rio São Francisco (MDE SRTM 30m); B) Detalhe do delta do rio São Francisco, cobertos parcialmente por dunas eólicas (imagem obtida no *software* Google Earth).

Dunas parabólicas ocorrem associados à planície do rio São Francisco, principalmente na sua porção média com o campo de dunas de Xique-Xique (Barreto et al., 2002; Oliveira et al., 1999; Ab'Sáber, 2006; Bartorelli et al., 2010). Dunas parabólicas também ocorrem no sub-médio (Ferreira et al., 2013; Cabral, 2014) e na foz do rio (Barbosa e Dominguez, 2004).

Na Bacia do rio São Francisco há importantes estudos paleoclimáticos no Quaternário. Destaca-se o trabalho de Oliveira et al. (1999), que estudou a sucessão polínica no contexto da planície do médio rio São Francisco e foi a chave para interpretar a expansão do bioma caatinga no Brasil nos últimos 4 ka. Este trabalho indicou mudanças na vegetação que seriam respostas a mudanças paleoclimáticas, com maior umidade em 10.990 ± 80 anos AP, e estabilização de condições de aridez no médio São Francisco pós 4 ka (datação por C_{14} ; Oliveira et al., 1999). Dados polínicos também indicam que a passagem do Pleistoceno para o Holoceno em Minas Gerais, cabeceira do São Francisco, foi marcada por aumento de umidade (Behling, 1995; Parizzi et al., 1998; Rodrigues-Filho et al., 2002; Behling, 2003).

Na Bacia também há relevantes estudos paleoclimáticos em espeleotemas em cavernas no médio curso do São Francisco (Stríkis et al., 2011; 2015; 2018; Wang et al., 2004; 2007). Esses estudos mostram que a região nordeste está em fase com a insolação (Cruz et al., 2009; Cheng et al., 2013), ou seja, mais úmido quando com baixa insolação e mais seco quando alta insolação. Contudo, o NE está em antifase em escala orbital com os registros do sudeste e sul do Brasil (Cruz et al., 2009; Cheng et al., 2013; Wang et al., 2006). Já os eventos Heinrich marcam pronunciada umidade tanto no NE quanto no SE do país (Wang et al., 2006; Cruz et al., 2009; Stríkis et al., 2018). A partir de ~10 ka (Holoceno), os registros do centro-leste do Brasil mostram um período em geral mais seco que o Pleistoceno, com eventos pequenos de umidade (Stríkis et al., 2018).

3.2 Dunas parabólicas e registros de dunas na planície do rio São Francisco

Dunas parabólicas são formas eólicas que podem ter a forma de U ou V e têm três características fundamentais: lobo deposicional em direção do vento, braços de arrasto e bacia de deflação entre os braços (Goudie e Wells, 1995; Figura 3.5). O desenvolvimento das parabólicas é controlado, em parte, pelos efeitos estabilizadores da vegetação, principalmente dos braços de arrasto, e por regimes de vento unidirecionais ou bimodais (Pye 1993; Pye e Tsoar 1990; Tsoar e Blumberg 2002). As dunas parabólicas podem ser simples ou compostas (*sensu* Pye, 1993; Figura 3.5). As dunas simples consistem em uma

única forma parabólica, e são subdivididas de acordo com a relação entre comprimento dos braços (C) e a largura entre os braços (L). As dunas parabólicas compostas são o agrupamento de diversas morfologias parabólicas superimpostas ou adjacentes (Pye, 1993).

As dunas parabólicas são feições eólicas comuns em vários campos de dunas costeiras e interiores, ocorrendo em diferentes climas (árido à úmido) e com diferentes condições de suprimento de areia (Yan e Baas, 2015). A formação de dunas parabólicas continentais é favorecida em áreas com lençol freático próximo à superfície (Goudie, 2011) e por condições orográficas (ex. criação de área de sombra atrás da montanha; Yan e Baas, 2015). O maior campo de dunas parabólicas em área é o Deserto de Thar, na Índia (Wasson et al. 1983).

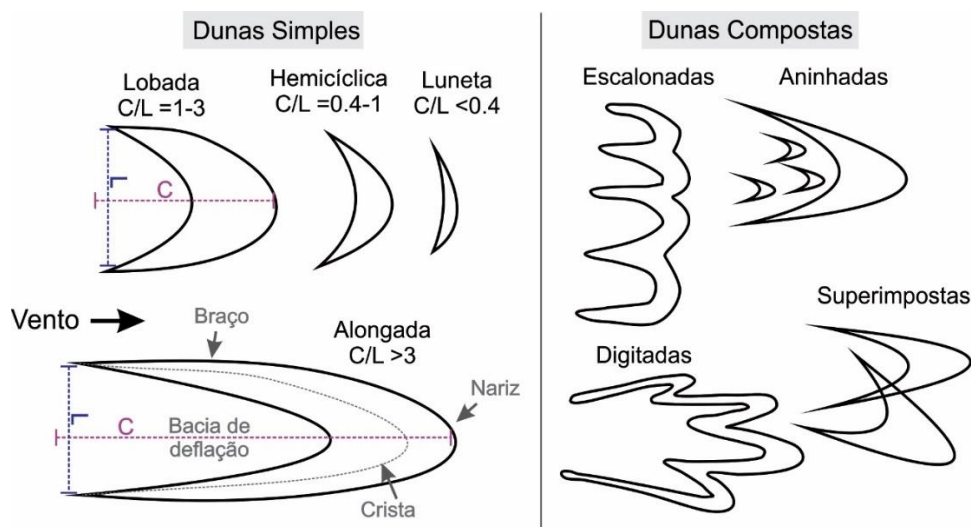


Figura 3.5. Morfologias das dunas parabólicas, com indicação do comprimento do braço de arrasto (C) e largura entre os braços (L) (modificado de Pye, 1993);

A ocorrência de dunas na planície do rio São Francisco não é exclusividade do campo eólico de Xique-Xique (Figura 3.6). A jusante de Xique-Xique, foram descritas dunas nos campos eólicos de Petrolina – PE (Figura 3.6 C; Cabral, 2014; Cabral et al., 2016; Lira, 2014) e Floresta – PE (Figura 3.6 E; Ferreira et al., 2013). O campo de dunas de Petrolina está na margem esquerda do rio São Francisco, com extensão de aproximadamente 148 km² (Cabral et al., 2016), e nele ocorrem depósitos eólicos de dunas parabólicas, lençóis de areia, *nebkas* e *blowout*, (Cabral, 2014; Lira, 2014). O campo eólico de Floresta - PE compreende dunas parabólicas estabilizadas e lençóis de areia. Em ambos os campos as dunas são predominantemente de areia fina, formadas por ventos de SE. Os depósitos dos campos eólicos de Petrolina e Floresta foram datados por OSL (Cabral, 2014; Ferreira et al., 2013; Lira, 2014), mostrando deposição no Pleistoceno (~57 ka a 52.2 ka e ~ 30 ka) e limite Pleistoceno/Holoceno (~11 ka; Anexo 3).

Também ocorre campo de dunas costeiras na foz do rio São Francisco (Figura 3.6 F; Dominguez et al., 1983; Barbosa e Dominguez, 2004; Bittencourt et al., 2005). Compreende dunas simples (lobadas) e compostas (aninhadas) estabilizadas e diferentes feições eólicas ativas, incluindo interdunas, dunas isoladas (barcanas, transversais), dunas compostas (superimpostas) e lençol de areia (Barbosa e Dominguez, 2004).

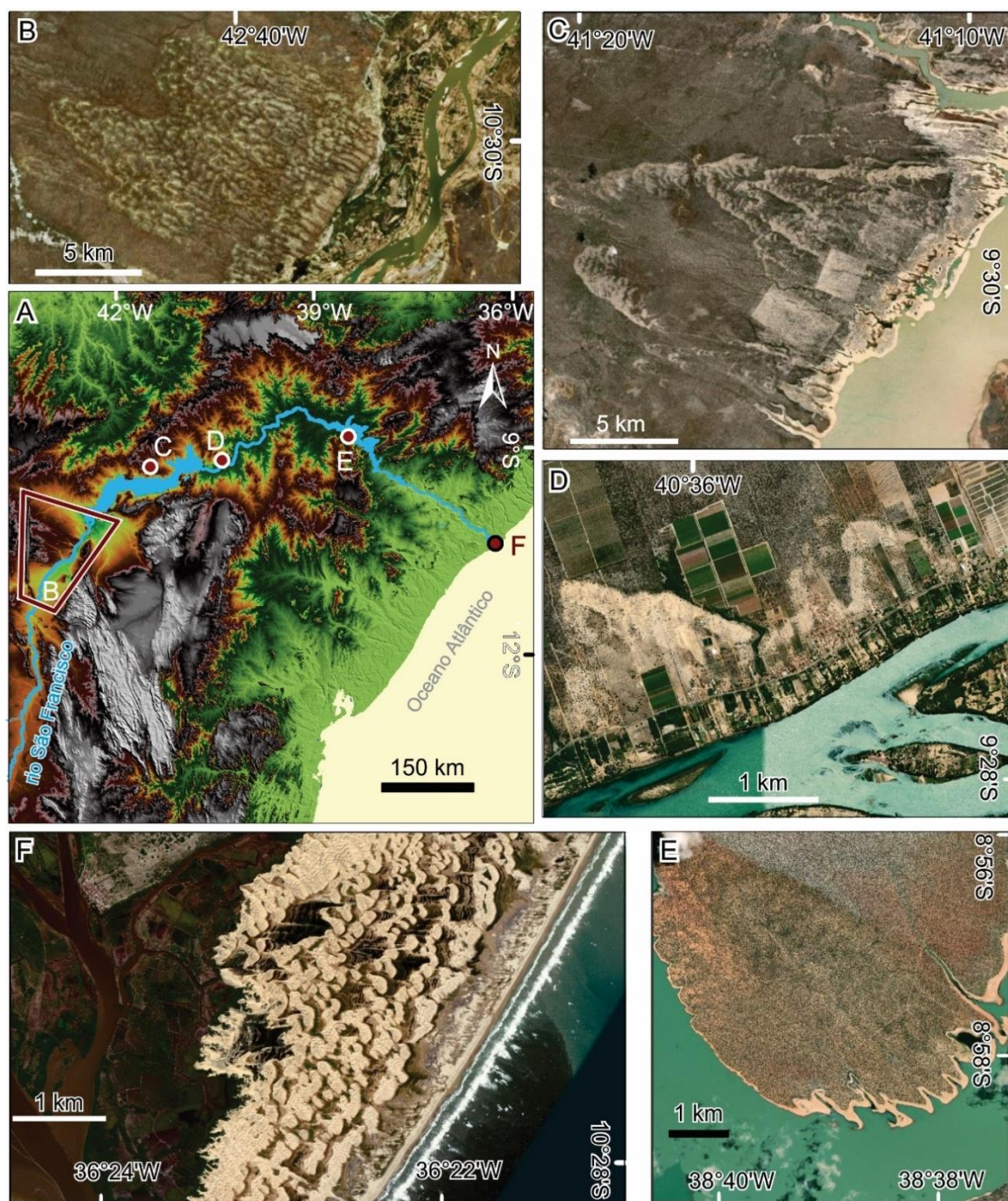


Figura 3.6 A) Dunas na planície aluvial do rio São Francisco (Modelo Digital de Elevação – MDE 90 m, SRTM; o polígono vermelho é a área de estudo). B) Área estudada; C) Dunas na margem do reservatório de Sobradinho – PE (Campo de Dunas de Casa Nova; Recoder and Rodrigues, 2020); D) Dunas próximas à Petrolina (estudado por Lira, 2014 e Cabral, 2014); E) Dunas no município de Floresta – PE (estudado por Ferreira et al., 2013); F) Campo de dunas na foz do rio São Francisco (estudado por Barbosa et al., 2004 e Bittencourt et al., 2005). As imagens aéreas das figuras B até F foram retiradas do *plug-in World Imagery* do ArcGIS online.

3.3 Caracterização da área de estudo

A área estudada neste trabalho pertence ao médio rio São Francisco, e se localiza no noroeste da Bahia, estendendo-se pelos municípios de Barra, Xique-Xique e Pilão Arcado (Figura 1.1). A área está a montante de um dos maiores lagos artificiais do planeta, o reservatório da hidrelétrica de Sobradinho, construída em 1979 (Santos et al., 2013). No trecho estudado, a planície aluvial apresenta-se bem desenvolvida, com faixa de sedimentação fluvial orientada aproximadamente na direção N40E, com canal atual predominantemente na margem esquerda da planície (Figura 1.1). Na área estudada, o rio tem descarga fluvial anual média de cerca de $2,500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e o principal afluente do rio São Francisco na área é o rio Grande, com sua foz na cidade de Barra, sendo os demais tributários intermitentes ou de baixa vazão (rio Icatu; Figura 1.1).

A planície fluvial na área de estudo está inserida na porção norte-noroeste do Cráton São Francisco (Almeida, 1977; Figura 3.7). A planície é limitada a leste por rochas metassedimentares proterozóicas do planalto da Chapada Diamantina (predominantemente metarenitos e metaconglomerados de baixo grau; Schobbenhaus et al., 1984; Moraes e Amaral; 2001), e a oeste por uma crista de quartzito estreita e alongada de direção NS denominada Serra do Estreito (Espinhaço Setentrional, Neoproterozóico; Figura 3.7). O norte da área é limitado por rochas metamórficas de alto grau (migmatitos e gnaisses arqueanos) e por rochas graníticas paleoproterozóicas. Os principais afluentes do médio rio São Francisco na área nascem na Chapada Urucuia da Bacia Sanfranciscana, constituída por rochas sedimentares siliciclásticas do Cretáceo (Campos e Dardenne, 1997; Figura 3.7).

A região caracteriza-se como uma *dryland*, devido a suas taxas de P/E (± 50) (*sensu* Thornthwaite, 1948), e como semiárida (Bsh) segundo classificação de Köppen, com precipitação anual média inferior à 700 mm, concentrada entre dezembro e março (Figura 3.8). A precipitação no verão (dez., jan. e fev.) correspondem a 50% do acumulado total de precipitação na área, com o outono sendo a segunda estação mais chuvosa (29%). A região de Xique-Xique apresenta padrão sazonal de ventos, com maiores velocidades de vento nos períodos secos, que abrange o inverno e a primavera (Amarante et al., 2001; Santos et al., 2013; Neiva et al., 2017; Figura 3.9). Devido às elevadas velocidades de vento, a região apresenta grande potencial eólico para geração de energia. As direções médias anuais dos ventos para a área são E e NE (Santos et al., 2013).

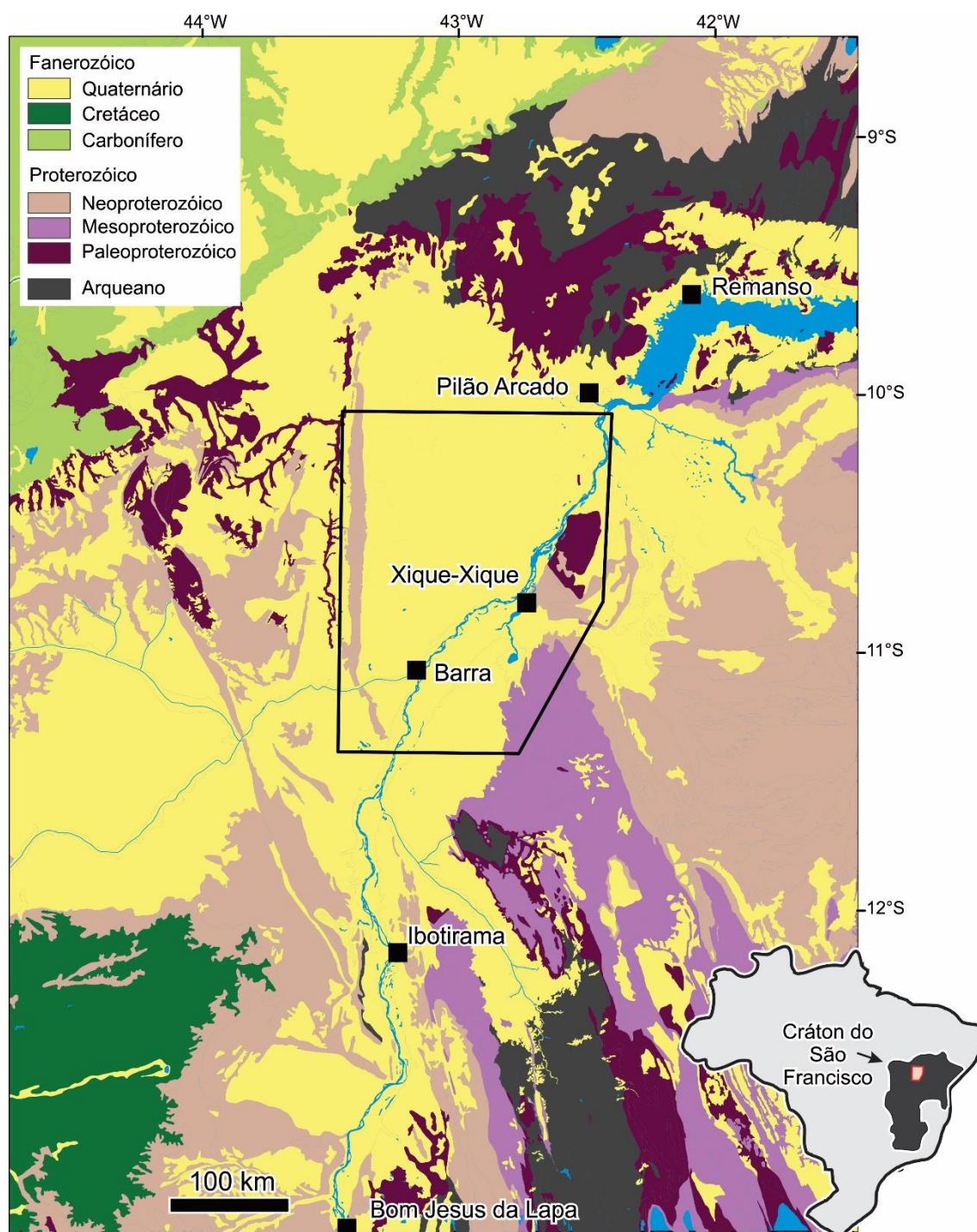


Figura 3.7. Mapa geológico da área de estudo (polígono preto). Áreas de ocorrência das unidades geológicas conforme mapa CPRM/Brasil ao milionésimo, 2006.

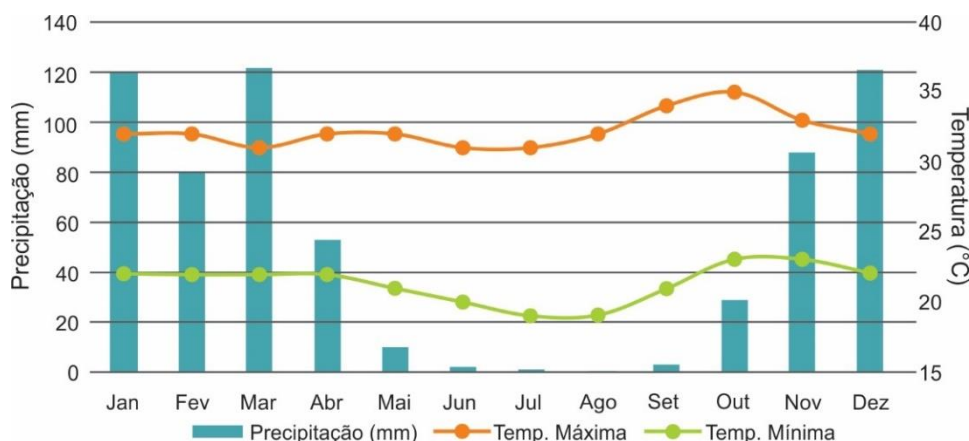


Figura 3.8. Distribuição pluviométrica mensal e temperatura máxima e mínima na estação meteorológica de Barra – BA. Média climatológica de uma série de dados de 30 anos, dados INMET (Instituto Nacional de Meteorologia).

A vegetação da área é típica de vegetação de caatinga (cactáceas, arbusto e árvores espinhosas e bromélias), com *Mauritia vinifera palm swamp* (veredas) encontradas próximas às porções mais úmidas da área (planícies das drenagens, Oliveira et al., 1999). Atualmente o clima da região é influenciado principalmente pelas atividades da monção Sul-americana de verão (MSA), ou seja, pela atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante o verão (Chaves e Cavalcanti, 2001). O deslocamento para norte e sul da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) também afeta as variações de precipitação na região, principalmente durante o outono (Figura 3.10).

O campo de dunas quaternárias de Xique-Xique ocorre associado à planície aluvial do rio São Francisco na área estudada, com até 150 m de espessura de areias eólicas (Barreto et al., 2002; Diniz e Lima, 2008) e área superior a 7,000 km² (Barreto et al., 2002). Campos de dunas menores também ocorrem na margem direita do rio São Francisco, próximo à Lagoa de Itaparica (Xique-Xique) e em Alagoado (Giannini et al., 2005).

Este importante campo eólico continental compreende dunas parabólicas estabilizadas e de elevadas dimensões, formadas por ventos provenientes de SE-E (Barreto, 1996; Giannini et al., 2005) e por dunas parabólicas ativas (Mescolotti et al., 2021; Santos e Latrubesse, 2021). O “paleodeserto” de Xique-Xique destaca-se por ser o maior campo de dunas interiores do Quaternário do Brasil (Ab’Sáber, 2006). Barreto et al. (2002) distinguiram cinco domínios geomorfológicos na região de Xique-Xique: fluvial, lençóis de areia, dunas com morfologia nítida, dunas com morfologia nítida a tênue e eólico sem forma definida. Atribuiu-se os depósitos da planície do rio São Francisco como única área fonte para a formação do campo de dunas (Barreto et al., 2002; Bartorelli et al., 2010). A Serra do Estreito (Espinhaço Setentrional) serviu como uma barreira

topográfica significativa para as dunas, acumulando as maiores espessuras de sedimentos eólicos junto à serra (Barreto, 1996).

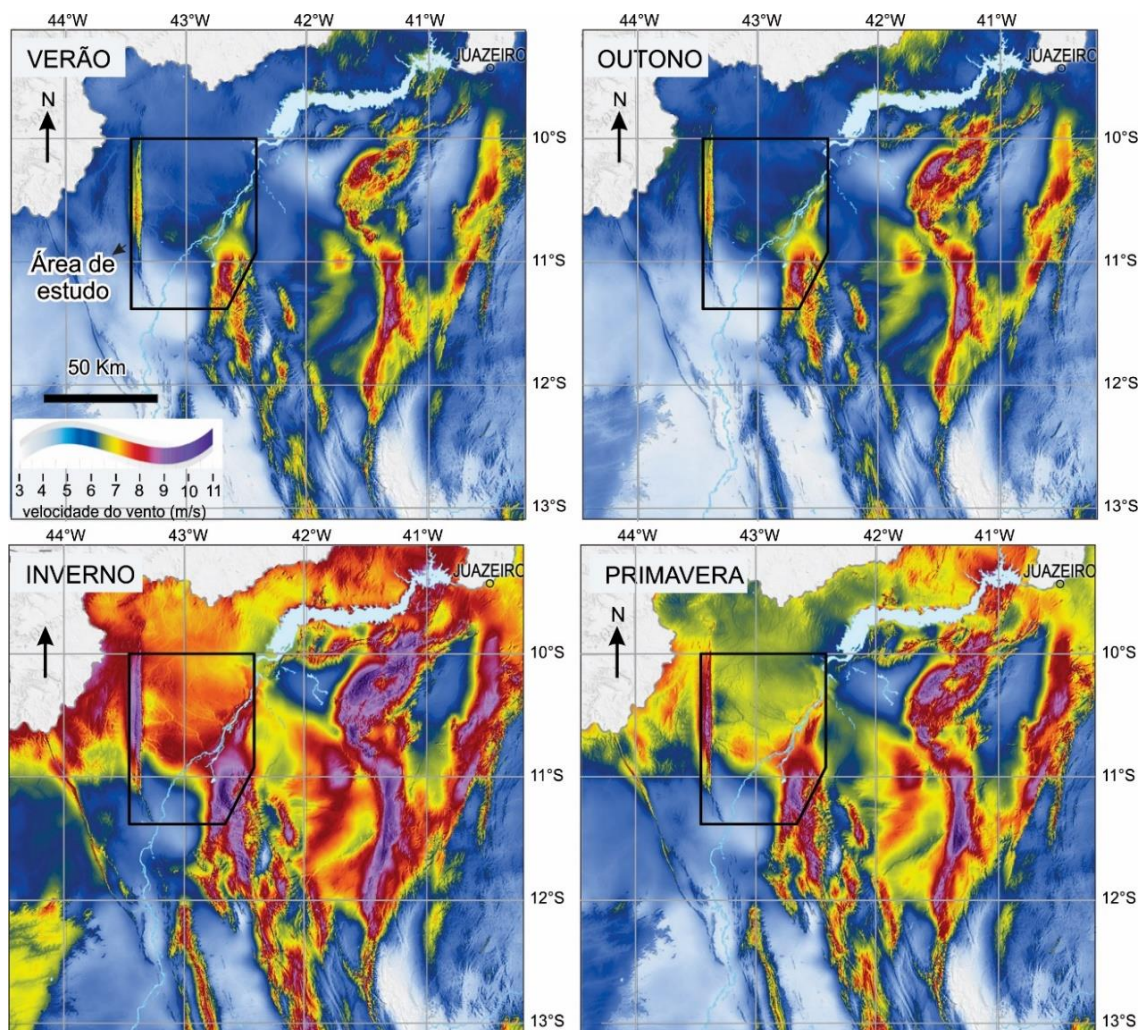


Figura 3.9. Potencial eólico anual sazonal a 100 m de altura para as quatro estações na área de estudo (modificado de Santos et al., 2013; Verão: dez., jan., fev.; Outono: mar., abr., maio; Inverno: jun., jul., ago.; Primavera: set., out., nov.)

Datações por termoluminescência das dunas forneceram idades de 0.9 a 28 ka, com predomínio de idades no Holoceno superior (1.7 a 3.3 ka), e secundariamente no Pleistoceno tardio e Holoceno Inferior (10.5 a 14.4 ka; Barreto, 1996; Tatumi et al., 1998). Barreto et al. (2002) reconheceu três gerações de dunas eólicas e considerou suas fases de atividades em 28 a 15 ka, 9 a 4 ka e 4 a 0,9 ka. Os autores compararam os momentos de atividade e estabilidade do campo de dunas do médio São Francisco com os dados palinológicos de turfeiras na região (Oliveira et al.; 1999), considerando os momentos mais secos como picos de atividade eólica.

No entanto, as idades TL têm baixa exatidão e precisão devido às desvantagens bem reconhecidas dos métodos de datação de TL de múltiplas alíquotas, um problema resolvido pelo protocolo da dose regenerativa de alíquota única (SAR) com base em luminescência opticamente estimulada (OSL) de quartzo (Murray e Wintle, 2000). Além disso, as idades TL disponíveis são restritas ao topo dos depósitos eólicos (menos de 1 m de profundidade), o que dá apenas uma estimativa de idade mínima para o início do campo de dunas (Barreto & Suguio, 1993; Giannini et al., 2005). Desta forma, a idade correta da deposição das dunas ainda é controversa, sendo o início do campo de dunas provavelmente muito mais antigo (Barreto e Suguio, 1993; Giannini et al., 2005).

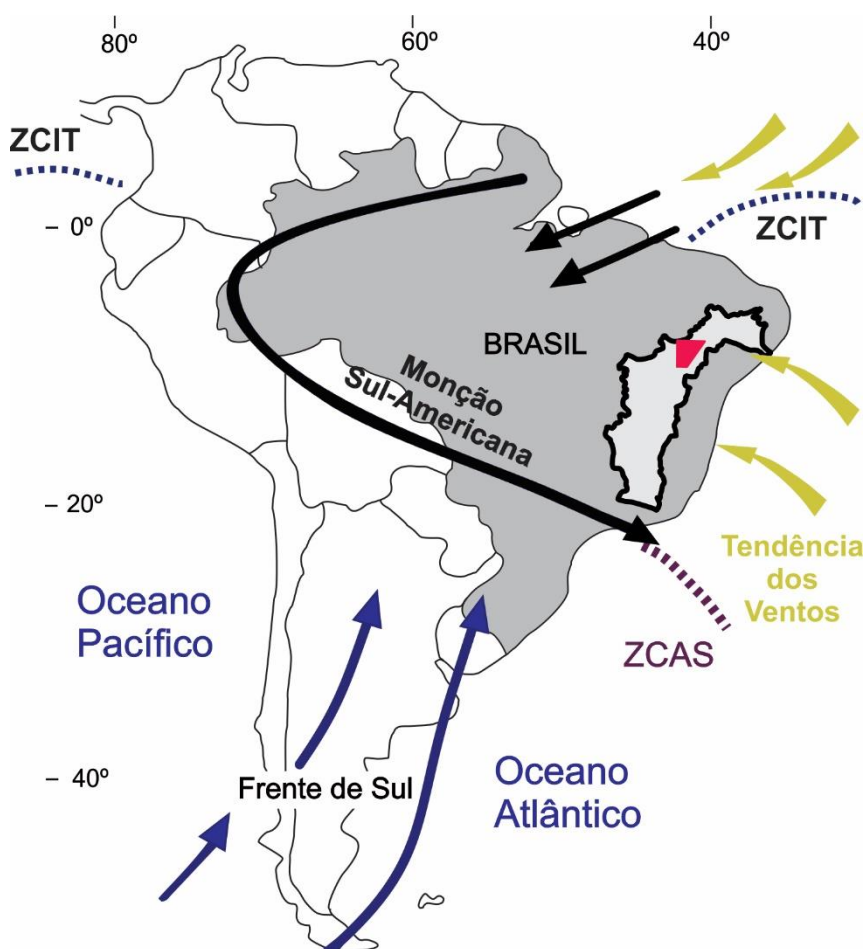


Figura 3.10. Localização da bacia do rio São Francisco e da área de estudo (polígono vermelho) e os atuais padrões climáticos regionais. Principais componentes da Monção Sul-Americana (MSA; setas pretas) e a posição das zonas de convergência Intertropical e do Atlântico Sul (ZCIT e ZCAS; linhas tracejadas em azul e roxo, respectivamente) durante o verão austral na América do Sul (DJF). As setas azuis mostram a posição mais ao norte das frentes sul durante todo o ano. As setas amarelas indicam a direção do vento predominante.

4 MÉTODOS E MEIOS

Este trabalho compreende a aplicação de diversas técnicas de investigação, cada uma utilizando métodos e meios próprios. Inicialmente foi realizado levantamento bibliográfico sobre sistemas eólicos e sistemas deposicionais mistos flúvio-eólicos e literatura sobre o rio São Francisco. Progressivamente, e concomitantemente, foram realizadas diversas atividades de campo e laboratório, detalhadas abaixo.

4.1 Mapeamento geomorfológico

O mapeamento geomorfológico foi realizado por meio do reconhecimento e a caracterização dos elementos de relevo e drenagem, a partir da interpretação visual de produtos de sensoriamento remoto, orientada por critérios fotointerpretativos descritos por Soares & Fiori (1976) e Veneziani & Anjos (1982). Estes procedimentos possibilitaram a identificação de padrões e a delimitação de zonas com elementos morfológicos semelhantes, posteriormente interpretadas como compartimentos geomorfológicos. O reconhecimento prévio de diferentes padrões morfológicos de dunas dentro de um sistema eólico é essencial para guiar a amostragem para estudos geocronológicos (Stone & Thomas, 2008; May, 2013; Thomas, 2013).

Imagens de sensores ópticos (Landsat 8 OLI/TIRS Level-2) e modelos digitais de elevação (MDE) provenientes de produtos da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM/C-band) foram usadas para o reconhecimento e mapeamento dos elementos morfológicos, todas obtidas no website <https://earthexplorer.usgs.gov/>. O processamento dos MDEs foi realizado a partir da customização das paletas de cores com intervalos variando de 1 a 15 m, visando realçar feições geomorfológicas com baixa amplitude topográfica (Merino et al., 2015). As imagens Landsat OLI foram processadas para obtenção de mosaicos com composições coloridas falsa-cor das bandas 743, 753 e 432 (RGB) para imagens de novembro de 2017.

4.2 Validação de campo e caracterização sedimentológica

As campanhas de campo objetivaram validar as feições geomorfológicas reconhecidas através do sensoriamento remoto e caracterizar os elementos morfológicos, descrever as fácies sedimentares e sua sucessão vertical e coletar amostras de interesse dos depósitos sedimentares para posterior análise em laboratório.

A descrição sedimentológica foi feita em afloramentos, como barrancos dos rios e cortes de estrada, e trincheiras (Figura 4.1 e Apêndice 2), totalizando 51 pontos descritos

(Anexo 1). Seções sedimentares foram levantadas em ambas as margens do médio rio São Francisco, tanto para depósitos fluviais quanto eólicos, com espessuras variando de 0.7 a 13 m. Amostras para datação por OSL, para granulometria e para análise pedogenética (química) foram coletadas nos perfis sedimentares. Para os depósitos de dunas, as trincheiras foram feitas sobre elementos morfológicos eólicos previamente reconhecidos por mapeamento geomorfológico, buscando caracterizar a sedimentologia e as idades de deposição dessas formas. A tabela com a localização dos pontos de amostragem e idades OSL estão no Anexo 1.

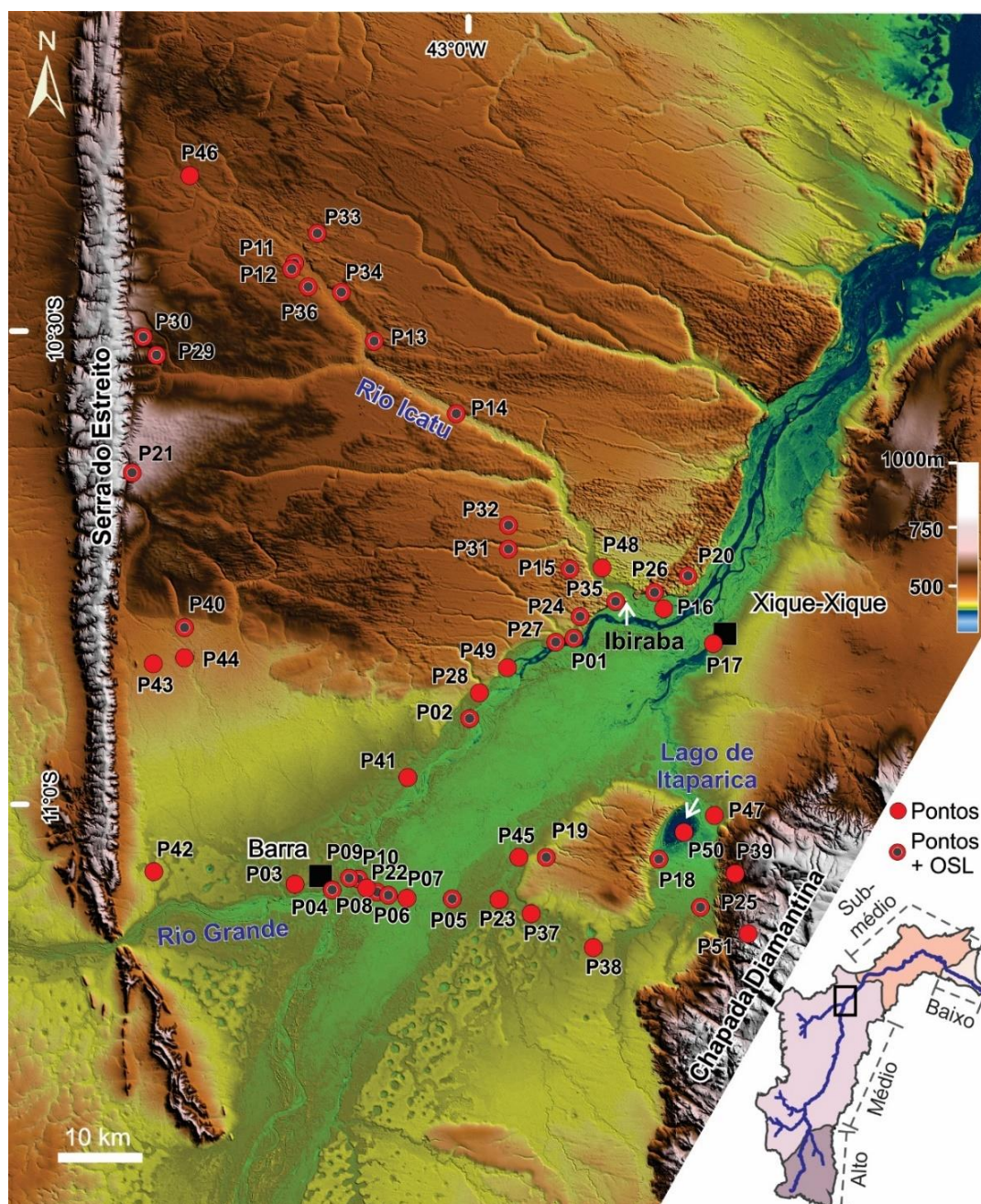


Figura 4.1. Localização dos pontos estudados na área (círculo vermelho) e locais com datação OSL (círculo interno preto); MDE ALOS-Palsar – 30m

Perfis de paleossolos foram descritos associados a todos os níveis de depósitos fluviais (*sensu* [Retallack, 2001](#); [Schoeneberger et al. 2012](#)), seguindo os procedimentos de identificação dos horizontes e de suas espessuras e transições, descrição das cores, descrição de bioturbação e estruturas pedológicas; observação da consistência e cimentação, além de feições pedogenéticas, como nódulos e cerosidade. Análises mais detalhadas, como química e granulometria, foram feitas apenas em perfis pedológicos de maior interesse, especificamente naqueles que poderiam auxiliar mais diretamente no entendimento paleoclimático da área.

A análise química para rotina pedológica foi feita no Instituto de Geociências – Unicamp, e envolveu a determinação de pH, alumínio trocável (Al^{+3}), saturação por alumínio, sódio, cálcio, magnésio e potássio trocáveis (Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+) e saturação por bases (valor V), seguindo os procedimentos de [Camargo et al. \(2009\)](#). As análises granulométricas dos depósitos foram feitas no Instituto de Geociências – Unicamp. Foi feita a granulometria na fração de terra fina seca ao ar (TFSA) com jogo de peneiras inferiores a 2 mm para determinação da distribuição percentual das partículas primárias do solo. As amostras passaram por desagregação mecânica, dispersão e avaliação da proporção relativa das partículas primárias por sedimentação em meio aquoso. Foi aplicado o método da pipeta para determinação das frações argila e silte ([Camargo et al., 2009](#)).

4.3 Morfometria das dunas e análise do regime eólico

A análise dos parâmetros morfométricos das dunas seguiram [Ewing et al. \(2006\)](#) e [Tripaldi et al. \(2018\)](#). A quantificação morfométrica das dunas incluiu a medição do comprimento dos braços e largura (distância da linha transversal que une os dois pontos mais distantes) ([Figura 3.1](#)). A direção do transporte foi medida de acordo com seu azimute (linha média do lobo deposicional) ([Figura 3.1](#)). Além disso, uma estimativa do volume total dos depósitos eólicos de Xique-Xique foi calculada utilizando o *software* ArcGIS. Para esse cálculo, utilizamos a superfície superior do modelo SRTM (30 m) como topo, e a superfície plana do terraço aluvial mais alto do São Francisco (c. 410 m de elevação; [Mescolotti et al., 2021](#)), que ocorre logo abaixo das areias eólicas, como base.

Para a análise do regime eólico em Xique-Xique foram utilizados dados horários de direção e velocidade dos ventos da Estação meteorológica de Remanso obtidos no Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Apesar da Estação de Remanso não estar

inserida dentro do campo eólico aqui estudado (70 km a noroeste da área), é a estação meteorológica mais próxima, e em contexto geomorfológico similar ao da área aqui estudada. Os dados usados compreenderam o período de setembro de 2011 a setembro de 2021, com onze dados por dia (das 11h às 21h). Foram gerados diagramas denominados “Rosas dos Ventos”, utilizando o software WRPLOT, que representam o percentual de tempo que o vento soprou em cada direção de proveniência e sua intensidade. Elaboramos diagramas para todas as estações do ano, buscando identificar variações na velocidade e direção do vento. Também foram gerados diagramas, para um período de 5 anos (2016 a 2021), para estações meteorológicas ao longo do rio São Francisco (estações de Pirapora, São Romão, Mocambinho, Curaça, Floresta e Piranhas), buscando identificar como o padrão do vento se comporta ao longo da bacia de drenagem.

4.4 Luminescência Opticamente Estimulada (OSL)

A cronologia dos depósitos sedimentares foi estabelecida por meio da técnica de datação absoluta por Luminescência Opticamente Estimulada (OSL) em grão de quartzo. Essa técnica possibilita estimar a idade de soterramento de grãos minerais por meio da determinação da dose equivalente (ou natural) armazenada na estrutura cristalina dos minerais e a taxa de dose ambiental experimentada por cada amostra, abrangendo uma faixa de tempo entre 10 anos e 200 ka ([Rhodes, 2011](#)). Ao todo foram datadas 47 amostras, em 28 pontos distintos ([Figura 4.1; Anexo 1](#)). Como a área estudada apresenta grandes dimensões, o critério de coleta de amostras foi buscar seções transversais que passassem por diversas zonas geomorfológicas previamente reconhecidas e mapeadas. Também buscou-se datar depósitos mais profundos que 0.6 m, evitando assim bioturbação superficial por raízes e formigas. A coleta se deu em diversas profundidades, principalmente em seções sedimentares que, em campo, notou-se camadas com características sedimentológicas e pedogenéticas distintas, buscando assim entender a evolução sedimentar no tempo. A datação OSL foi realizada em grãos de areia de quartzo no Laboratório de Espectrometria de Gama e Luminescência (LEGaL), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP).

A coleta de amostras de sedimentos para a determinação da dose equivalente foi realizada em exposições naturais ou trincheiras com o uso de tubos de PVC opacos e em blocos indeformados, evitando o contato dos grãos com a luz. Para a determinação da taxa de dose, foram coletados ~500 g de sedimentos em sacos plásticos, conservando as condições de umidade de campo das amostras.

A preparação da amostra para medições de dose equivalente (De) seguiu

procedimentos padrão (Aitken, 1985). As amostras foram peneiradas por via úmida para isolar a fração de tamanho de grão de 180 e 250 μm . A fração alvo foi tratada com peróxido de hidrogênio (H_2O_2 , 27%) e ácido clorídrico (HCl , 10%) para remover a matéria orgânica e os minerais carbonáticos, respectivamente. Os grãos de minerais pesados ($> 2,75 \text{ g/cm}^3$) e feldspato ($< 2,62 \text{ g/cm}^3$) foram removidos por separação líquida pesada com solução de metatungstato de lítio. Em seguida, os concentrados de quartzo (2,62 e $2,75 \text{ g/cm}^3$) foram atacados com ácido fluorídrico (HF , 40%) por 40 minutos para remover os grãos remanescentes de feldspato e remover a camada externa ($\sim 10 \mu\text{m}$) dos grãos de quartzo, removendo a contribuição das partículas alfa para a taxa de dose de radiação.

Foram montadas alíquotas de grãos de quartzo (~ 100 e 200 grãos) em discos de alumínio para medições de luminescência em dois equipamentos Risø TL / OSL DA-20 equipados com fontes beta $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ com taxas de dose de $0,075 \pm 0,001$ e $0,109 \pm 0,001 \text{ Gy/s}$, LEDs azuis ($470 \pm 20 \text{ nm}$) operados com 90% de potência ($\sim 40 \text{ mW/cm}^2$) para estimulação e um filtro Hoya U-340 com um tubo PM bialcalino (Thorn EMI 9635QB) para detecção de luz na faixa ultravioleta (290 e 340 nm). O protocolo da dose regenerativa de alíquota única (SAR) (Murray e Wintle, 2000; 2003) foi utilizado para estimar a dose equivalente de radiação (De) (Tabela 4.1).

Tabela. 4.1. Sequência de passos utilizados no protocolo SAR (Murray e Wintle, 2000) para estimar a dose equivalente das amostras datadas neste trabalho

Passos	Tratamento ¹
1	Dose (D_i) (<i>para sinal natural, $i = 0$ e $D_0 =$ dose natural</i>)
2	Pré-aquecer a 240°C ou 260°C por 10s
3	Estimular com LED azul a 125°C por 40s (L_i)
4	Dose teste
5	Aquecer a 160°C
6	Estimular com LED azul a 125°C por 40s (T_i)
7	Retornar ao passo 1

¹ Di: $D_1 < D_2 < D_3 < D_4$; $D_5 = 0 \text{ Gy}$, $D_6 = D_1$, com estimulação por infravermelho antes da estimulação OSL

O sinal OSL foi calculado usando a integral inicial de 0,8 s de emissão de luz, com subtração dos últimos 10 s normalizados como emissão de luz de fundo. Somente alíquotas com valores de razão de reciclagem entre 0,90 e 1,10, recuperação inferior a 5% e sinal de IR desprezível foram usadas nos cálculos de dose equivalente. As De foram calculadas através do Modelo de Idade Central (Galbraith et al., 1999).

Os testes de recuperação de dose foram realizados em amostras eólicas e fluviais, com no mínimo 4 alíquotas por teste, com doses de 5, 15 e 70 Gy para amostras eólicas e 5, 10 e 50 Gy para amostras fluviais. Temperaturas de pré-aquecimento de 200°C, 240°C e 260°C foram testadas usando o protocolo SAR ([Murray e Wintle, 2003](#)). O melhor resultado de recuperação de dose para amostras eólicas foi obtido para um pré-aquecimento de 240°C. Razões entre dose calculadas e dose dadas usando esta temperatura de pré-aquecimento foram $1,00 \pm 0,02$ para dose de 5 Gy, $0,99 \pm 0,02$ para dose de 15 Gy e $0,88 \pm 0,02$ para 70 Gy. Os melhores resultados de recuperação de dose para amostras fluviais foram obtidos com um pré-aquecimento de 260°C. Razões entre dose calculadas e dose dadas foram de $1,03 \pm 0,02$, $0,94 \pm 0,02$ e $0,98 \pm 0,03$, respectivamente para as doses de 5, 10 e 50 Gy. Informações adicionais sobre os testes de recuperação de dose podem ser encontrados nos anexos ([Anexo 2](#)).

Para o cálculo da taxa de dose de radiação, as concentrações naturais de radionuclídeos foram medidas por espectrometria de raios gama em um detector de germânio de alta pureza (HPGe; eficiência relativa de 55%; resolução de energia de 2,1 keV) envolto em um escudo de fundo ultrabaixo (Canberra Industries). As concentrações de U, Th e K foram convertidas em doses usando os fatores propostos por [Guérin et al. \(2011\)](#). A saturação de água foi determinada pela razão entre o peso da água e o peso da amostra seca $[(\text{peso da água} / \text{seco peso da amostra}) \times 100]$. Usamos uma incerteza de saturação de água relativamente alta, de $\pm 10\%$ de erro, para cobrir possível variação no conteúdo de água ao longo do tempo. A contribuição da taxa de dose cósmica foi calculada usando a profundidade de coleta, elevação, latitude e longitude da amostra, conforme descrito por [Prescott e Hutton \(1994\)](#). A tabela com todas as amostras datadas está no [Anexo 1](#). O resumo dos dados dos testes de recuperação e exemplos de curvas respostas e gráficos de dispersão para as amostras datadas encontram-se no [Anexo 2](#).

5 AGRADAÇÃO E INCISÃO FLUVIAL NO SEMIÁRIDO TROPICAL BRASILEIRO: CONTROLE CLIMÁTICO NA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM NO RIO SÃO FRANCISCO

5.1 Introdução

Em ambientes tropicais, grandes rios são os principais motores naturais da modificação da paisagem, influenciando a distribuição de espécies animais e vegetais (por exemplo, [Nazareno et al., 2019](#); [Thom et al., 2020](#)) e o desenvolvimento das sociedades humanas (por exemplo, [Singh et al., 2017](#)). A influência de grandes rios vai além das configurações continentais, uma vez que seus sedimentos e nutrientes são essenciais para a manutenção dos ecossistemas costeiros e marinhos (por exemplo, [Aufdenkampe et al., 2011](#); [Tamura et al., 2020](#)). A América do Sul abriga seis dos dez maiores rios do mundo em termos de descarga de água ([Latrubesse et al., 2005a,b](#); [Latrubesse, 2008](#)). No entanto, todos esses rios drenam regiões úmidas na Amazônia ou no sul da América do Sul. O rio São Francisco é o maior rio mais oriental da América do Sul e se destaca como o maior rio que flui sobre a região semiárida do nordeste do Brasil.

O rio São Francisco é um dos principais rios que drenam exclusivamente o Brasil, com extensão de 2.900 km e uma bacia hidrográfica com área de 631.133 km², correspondendo a 7,4% do território brasileiro ([Figura 5.1](#); [Knoppers et al., 2006](#); [Santos; et al., 2012](#)). O rio São Francisco é crucial para as atividades humanas porque atravessa cinco estados brasileiros, do sudeste ao nordeste do Brasil, e suas águas estão sendo redirecionadas artificialmente para atingir vários outros estados com escassez de abastecimento de água. O rio tem suas nascentes na transição entre a Mata Atlântica e os biomas Cerrado no planalto da Serra da Canastra, sudeste do Brasil, mas a maior parte do curso do rio drena paisagens altas e dissecadas no domínio das florestas tropicais secas da Caatinga. Assim, o rio São Francisco também desempenha papel importante para os ecossistemas neotropicais do Brasil. Apesar de sua importância para os ecossistemas e populações humanas, a dinâmica sedimentar de longo prazo do rio São Francisco e sua resposta às variações climáticas têm sido pouco estudadas até o momento.

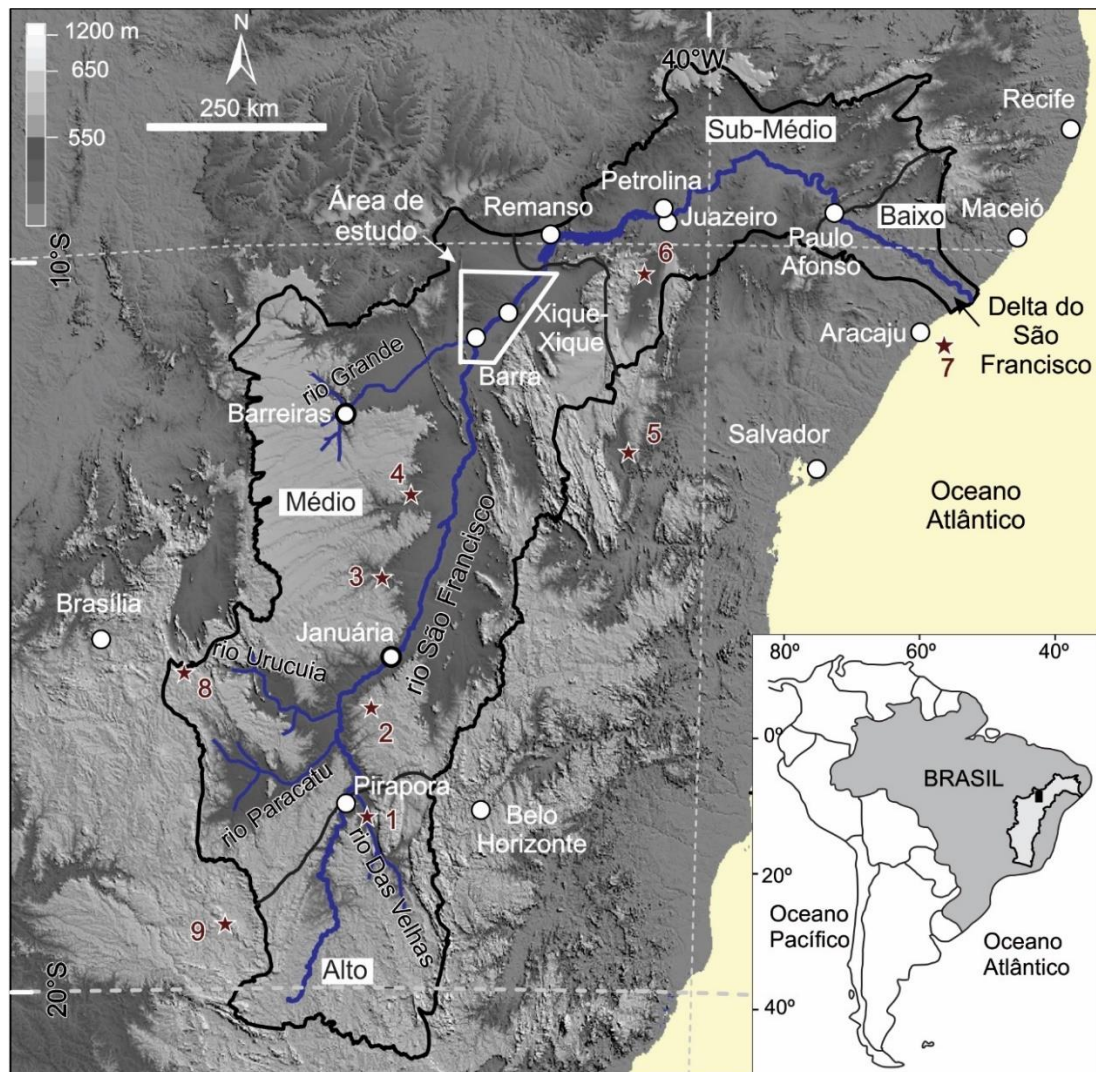


Figura 5.1. A) Modelo SRTM (Shuttle Radar Topography Mission products - 90 m) com a delimitação da Bacia do rio São Francisco e dos seus setores (polígono preto), com a localização da área estudada e localização de cavernas, lago e *core* marinho na foz do rio São Francisco (estrelas) 1. Rio das Velhas, tributário do alto rio São Francisco (Magalhães Jr. et al., 2011); 2-3. Cavernas do Centro-leste (2- Lapa Sem Fim, 3-Lapa Grande) (Strikis et al., 2015 e 2018); 4. Caverna do Padre (Wang et al., 2007); 5. Cavernas Paixão e Marota (Strikis et al., 2015 and 2018); 6. Cavernas e travertinos depositados no Nordeste do Brasil (Wang et al., 2004); 7. Core M125-9503 (Campos et al., 2019); 8. Lagoa Feia no Cerrado central (Cassino et al., 2020); 9. Lagoa Campestre em Salitre (Ledru et al., 1996).

Mudanças geológicas e paleoclimáticas na bacia de drenagem do rio São Francisco foram inferidas de estudos sobre seu setor costeiro e do registro sedimentar da zona marinha *offshore* (Campos et al., 2019). Uma questão importante para entender a evolução do rio São Francisco é compreender se as mudanças na região costeira estão acopladas ou dissociadas de toda a bacia hidrográfica. Dois fatores podem promover diferentes histórias evolutivas nos cursos médio e baixo do rio. Em primeiro lugar, o rio São Francisco flui em direção ao norte na maior parte de sua extensão, desde cabeceiras localizadas em uma região tropical úmida no sudeste do Brasil até áreas semi-áridas no nordeste do Brasil. Portanto, a vazão do rio no médio e baixo curso não é influenciada

apenas pelas condições climáticas locais, mas também pelas chuvas na região de suas nascentes. Em segundo lugar, o rio São Francisco é um rio de planalto na maior parte de seu curso, com níveis de base locais controlados por cachoeiras. Assim, o controle eustático do nível de base da erosão fica restrito ao seu curso mais inferior.

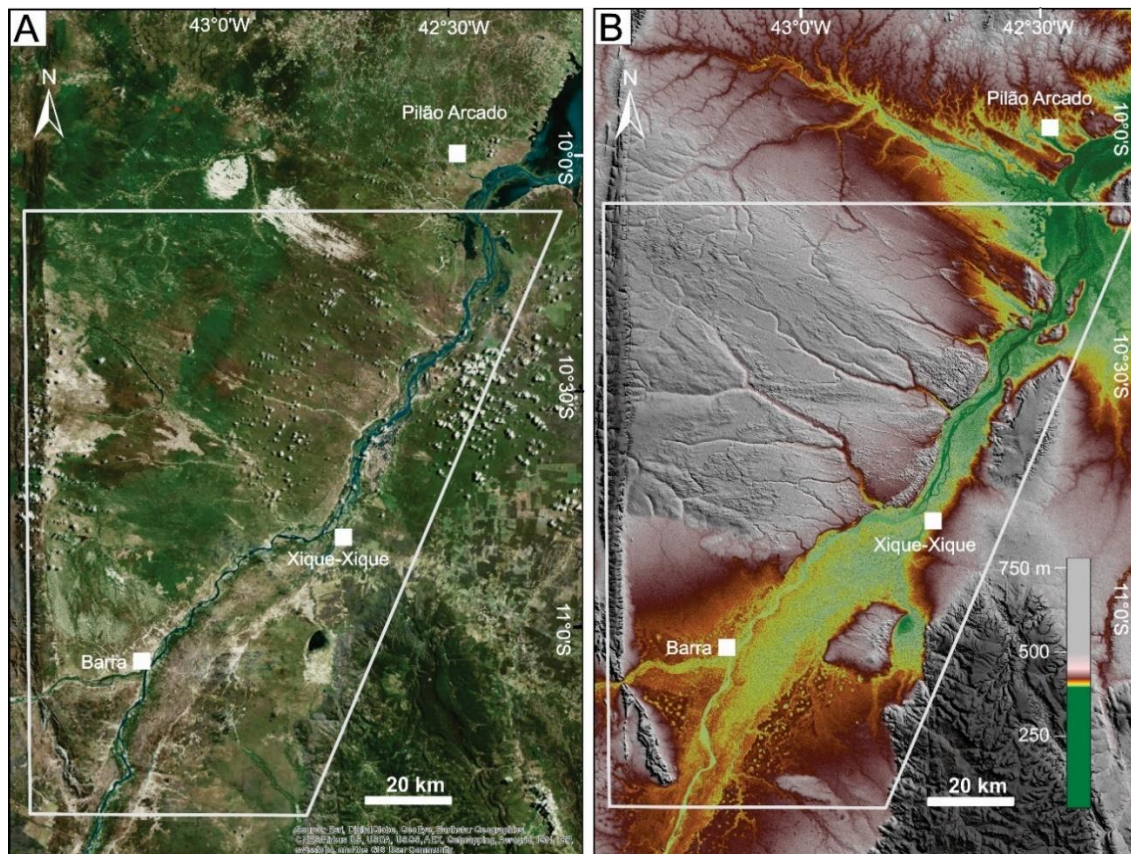


Figura 5.2. Área estudada (polígono em branco). A) Imagem aérea extraída do *plug-in World Imagery* do ArcGIS online; B) MDE - SRTM (30 m).

Para entender os controles das fases de sedimentação e erosão na área do planalto, foi investigado um trecho de 200 km do curso médio do rio São Francisco no estado da Bahia (Figura 5.2). Este trecho é caracterizado pela presença de terraços sedimentares, cinturões de meandros bem desenvolvidos e o notável campo de dunas eólicas de Xique-Xique (Oliveira et al., 1999; Barreto et al., 2002; Ab'Saber, 2006). Neste trabalho, várias zonas geomorfológicas foram caracterizadas e mapeadas, e os depósitos sedimentares descritos e datados por luminescência opticamente estimulada (OSL). Este conjunto de dados nos permitiu interpretar os eventos erosivos e deposicionais que moldaram a planície fluvial no Quaternário Superior. Um esboço evolutivo é apresentado aqui, buscando reconstruir as mudanças geomorfológicas do Pleistoceno Superior ao Holoceno que resultaram de variações hidroclimáticas anteriores registradas em arquivos paleoclimáticos da literatura. Discute-se também a correspondência entre eventos de

deposição-erosão e informações paleoclimáticas disponíveis na literatura, bem como a comparação com estudos realizados no curso inferior e superior do rio São Francisco.

5.2 Resultados

5.2.1 Cronologia OSL

Grãos de quartzo com alta sensibilidade à luminescência predominam nos sedimentos datados, com curvas de dose-resposta bem descritas por uma única função exponencial de saturação ([Anexo 2](#)). As doses equivalentes calculadas para as 25 amostras variaram de $0,3 \pm 0,1$ a $62,8 \pm 3,2$ Gy, e a taxa de dose total variou de $0,3 \pm 0,1$ a $1,4 \pm 0,1$ Gy / ka ([Tabela 5.1](#)). As amostras fluviais apresentaram distribuição de dose equivalente com valores dispersão relativamente baixos a moderados (13-36%; [Anexo 2](#)), o que permitiu o uso do Modelo de Idade Central. De acordo com [Arnold e Roberts \(2009\)](#), sedimentos bem branqueados sem mistura pós-deposicional significativa podem apresentar distribuições de doses equivalentes com dispersão de até 35%. A única exceção é a amostra fluvial P13, que apresentou dispersão de 93%. Assim, sua idade deve ser considerada com cautela, apesar de ser consistente com a estratigrafia baseada em idades com menor dispersão.

Quatro amostras eólicas apresentaram distribuições de dose equivalente com dispersão relativamente alta, com valores variando de 42% a 67%. Assumindo que os sedimentos eólicos são expostos a luz solar antes da deposição, apresentando assim branqueamento completo, os altos valores de dispersão estão provavelmente associados à mistura pós-deposição por bioturbação ou heterogeneidades de dose beta. Sedimentos com baixa taxa de dose, como nossas amostras eólicas estudadas, são mais propensos a serem afetados por heterogeneidades de taxa de dose beta devido à presença da concentração pontual de radionuclídeos ([Smedley et al., 2020](#)). Apesar de cinco amostras terem distribuições de dose equivalente com alta dispersão, a maioria das amostras estudadas são consideradas sedimentos bem fotoesvaziados, sem evidência de mistura pós-deposicional significativa ou heterogeneidades de taxa de dose afetando distribuições de dose equivalente. Os depósitos estudados apresentam idades de deposição sedimentar variando de $87,7 \pm 12,7$ a $0,3 \pm 0,1$ ka, podendo ser considerados precisos. Essas idades ([Tabelas 5.1 e 5.2](#)) foram usadas para distinguir fases de acumulação e erosão de sedimentos registradas nas zonas geomorfológicas descritas nas próximas seções.

Tabela 5.1. Doses equivalentes em grãos de quartzo, taxas de dose de radiação e idades OSL do rio São Francisco, Bahia, Brasil. * A amostra P10 apresenta concentração de potássio abaixo do limite de detecção (0,001%), que foi considerado para o cálculo da taxa de dose.

Zona	Amostra ID	Lab code	Prof. (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Taxa de dose cósmica (Gy/ka)	Sat. água (%)	Taxa de dose total (Gy/ka)	Dose Equivalente (Gy)	N	OD (%)	Idade OSL (ka)
TA	P04	L1030	1.1	0.55±0.02	2.86±0.11	0.138±0.007	0.18±0.08	0.21±10	0.65±0.09	57.1±2.2	32	21	87.7±12.7
TB	P01 D	L1029	3.8	0.52±0.02	2.09±0.06	0.217±0.008	0.12±0.01	0.78±10	0.62±0.04	36.1±1.6	17	18	58.6±4.9
	P02 C	L1287	2.7	1.03±0.04	6.80±0.24	0.311±0.014	0.18±0.09	0.71±10	1.22±0.13	47.8±1.5	22	14	39.3±4.3
	P02 D	L1286	3.2	1.11±0.05	8.24±0.28	0.405±0.018	0.16±0.05	0.87±10	1.42±0.12	62.8±3.2	18	21	44.4±4.3
	P02 E	L1284	5.2	0.75±0.03	3.60±0.14	0.173±0.009	0.16±0.02	0.74±10	0.77±0.06	32.2±1.0	22	13	41.6±3.4
	P05	L1283	7	0.41±0.02	1.36±0.07	0.192±0.009	0.12±0.01	0.11±10	0.51±0.04	33.6±1.2	22	16	65.5±5.3
CMA	P06 A	L1019	1.2	0.69±0.02	3.07±0.08	0.338±0.011	0.17±0.03	0.51±10	0.88±0.07	16.3±0.7	22	19	18.1±1.6
CMJ	P14	L1292	1.2	1.17±0.05	2.08±0.10	0.033±0.004	0.17±0.03	0.23±10	0.60±0.05	6.1±0.3	22	20	9.6±0.9
	P13	L1297	0.7	0.31±0.02	0.84±0.05	0.013±0.003	0.19±0.05	0.22±10	0.32±0.06	5.0±1.2	40	93	15.0±4.4
	P12	L1296	1.6	0.48±0.02	1.02±0.06	0.009±0.003	0.17±0.02	4.94±10	0.35±0.03	5.5±0.3	22	28	15.5±1.5
	P02 A	L1289	0.7	0.61±0.03	1.94±0.09	0.100±0.006	0.18±0.05	0.04±10	0.54±0.06	5.4±0.2	24	21	9.5±1.0
	P02 B	L1288	1	0.72±0.03	3.31±0.13	0.193±0.009	0.18±0.08	0.21±10	0.73±0.09	7.9±0.6	23	36	10.1±1.5
CCM	P10	L1478	0.9	3.28±0.10	10.51±0.46	<0.001±0.001	0.18±0.06	11.31±10	1.53±0.12	0.4±0.1	18	14	0.3±0.1
	P09 A	L1023	3.6	0.63±0.02	3.15±0.08	0.310±0.010	0.13±0.01	0.70±10	0.77±0.06	0.3±0.1	12	17	0.4±0.1
	P09 B	L1022	4.7	0.46±0.02	1.76±0.06	0.392±0.012	0.11±0.01	0.43±10	0.71±0.05	0.3±0.1	9	31	0.4±0.1
CDE	P11	L1369	0.6	0.24±0.02	0.55±0.04	0.001±0.001	0.19±0.06	0.47±10	0.29±0.06	1.5±0.2	13	42	5.2±1.4
	P15	L1402	0.5	0.37±0.02	1.16±0.07	0.076±0.006	0.18±0.07	0.03±10	0.43±0.08	3.3±0.5	22	64	7.5±1.8
	P18 B	L1403	1.5	0.43±0.02	1.42±0.08	0.021±0.003	0.17±0.02	0.04±10	0.39±0.03	3.0±0.1	19	16	7.6±0.7
	P20	L1295	1.6	0.22±0.02	0.66±0.05	0.154±0.008	0.17±0.02	0.03±10	0.42±0.03	5.8±0.2	22	13	13.7±1.2
	P06 B	L1018	0.4	0.38±0.01	1.49±0.05	0.282±0.009	0.19±0.09	0.24±10	0.68±0.11	9.7±0.9	23	46	14.3±2.6
	P19	L1293	1.6	0.27±0.02	1.24±0.07	0.019±0.003	0.17±0.02	0.05±10	0.34±0.03	8.6±1.3	20	67	25.5±4.4
	P01 A	L1278	0.3	0.33±0.02	1.07±0.06	0.077±0.005	0.20±0.13	0.02±10	0.42±0.13	4.9±0.4	21	34	11.5±3.7
	P01 B	L1279	2.9	0.31±0.02	0.91±0.06	0.077±0.005	0.14±0.01	0.03±10	0.36±0.02	13.0±1.2	10	28	36.2±4.1
	P01 C	L1014	3.1	0.21±0.01	0.63±0.03	0.052±0.003	0.15±0.02	0.03±10	0.30±0.02	12.3±0.6	17	19	41.4±3.6
	P21	L1372	1.4	1.14±0.05	5.64±0.20	0.324±0.015	0.18±0.03	0.26±10	1.18±0.09	53.2±4.5	18	31	45.1±5.2

5.2.2 Zonas Geomorfológicas e fácies sedimentares

Sete zonas geomorfológicas distintas foram reconhecidas e definidas na área de estudo (Figura 5.3 e Tabela 5.2). Duas zonas são superfícies degradadas mais antigas, topograficamente mais altas e formando terraços fluviais constituídos por depósitos aluviais mais antigos. São superfícies com baixas variações de relevo e declividade suave, seguindo aproximadamente o gradiente do rio, com direção NNE (Figuras 5.4 e 5.5). Três zonas compreendem a planície de agradação do rio São Francisco, confinada a um vale inciso delimitado pela encosta dos terraços marginais. Dois cinturões de meandros abandonados amalgamados (mais velhos e jovens) com morfologias fluviais originais

preservadas funcionam como a planície de inundação do cinturão de canais moderno. Os campos de dunas eólicas constituem outra zona de sedimentação ativa. Um conjunto de leques aluviais coalescentes presentes na parte sul da margem esquerda do rio constitui a sétima zona morfológica reconhecida (Figura 5.6). Os canais que formaram os leques têm origem na Serra do Estreito, têm padrão efêmero e retrabalham as areias dos depósitos eólicos localizados ao norte. Os depósitos dos leques compreendem areias finas quartzosas, muito bem selecionadas. Os leques têm um padrão típico de drenagem distributiva e avançam sobre a superfície dos terraços mais antigos (Figura 5.6 A). Os leques atualmente estão em processo de degradação, com drenagens superimpostas erodindo, e com a superfície dos leques sofrendo retrabalhamento eólico. Apesar de reconhecidos e mapeados, os leques aluviais não foram detalhados.

Tabela 5.2. Zonas geomorfológicas, feições sedimentares e idades OSL do rio São Francisco, Bahia, Brasil

Zonas Geomorfológicas		Morfologia	Sedimentologia	Processos e feições pedológicas	Idades (ka)
Superfícies Degradacionais	Terraço Alto (TA)	Paisagem de baixa amplitude, com lagos de dezenas de metros a 1,2 km de diâmetro	Areias acinzentadas, média a muito grossa; Níveis delgados de cascalhos, com clastos subarredondados e matriz arenosa, ocorrem intercalados às areias. Estratificação cruzada observada em algumas camadas.	Gleização intensa, bioturbação abundante e manchas e película de argila. Cimentação de CaCO_3 nos horizontes basais.	87.7±12.7
	Terraço Baixo (TB)	Lagos circulares não perenes (diâmetro <100 m) menos frequentes do que no Terraço Alto	Areia branca fina / muito fina com intervalos siltoso-argilosos, por vezes em sequências com padrão de empilhamento granodrecrescente ascendente. Estratificação cruzada raramente presente nas areias e / ou obliterada por feições pedogenéticas.	Pedogênese intensa, com gradiente textural. Película de argila, nódulos carbonáticos e marcas de raízes e rizolitos com CaCO_3 . A parte superior do perfil está calcificada.	39.3±4.3 41.6±3.4 44.4±4.3 58.6±4.9 65.5±5.3
Planícies Fluviais Agradacionais	Cinturão Meandrante Antigo (CMA)	Grande número de paleocanais e <i>scroll bars</i> ; inundada durante os períodos de inundação do rio	Camadas de areia de 1-2 m de espessura, às vezes com estratificação cruzada, intercaladas com camadas de sedimentos siltico-argilosos.	Os solos são argilosos, com cerosidade e com horizontes mosqueados, com pedogênese bem desenvolvida; bioturbação é rara.	18.1±1.6
	Cinturão Meandrante Jovem (CMJ)	<i>Scroll bars</i> são as feições deposicionais dominantes, destacada pela vegetação arbórea nas <i>scroll ridges</i>	Predominância de depósitos finos (silte e argila), com algumas camadas de areia de granulação fina	Os solos são argilosos, com horizontes mosqueados e com cerosidade. A coexistência de filmes de manganês e nódulos de ferro com nódulos de carbonato indicam condições de poligênese.	9.5±1.0 9.6±0.9 10.1±1.5 15.0±4.4 15.5±1.5
	Cinturão de Canal Moderno (CCM)	O canal tem 300-900 m de largura e baixa sinuosidade (~ 1,1), com barras de areia laterais e centrais ativas.	Sets decimétricos de areias de granulação média a grossa com estratificação cruzada e areias finas com <i>climbing ripples</i> , formando sequencias com padrão granodrecrescente para o topo, intercalados com camadas de sedimentos siltico-argilosos	Pedogênese incipiente, com bioturbação e manchas de Fe e Mn, principalmente nos depósitos de argila	0.3±0.1 0.4±0.1 0.4±0.1
Campo de dunas eólicas (CDE)		Lençóis de areia e dunas parabólicas (dunas simples e compostas), com extensão de braço oscilando entre 0,4-19,8 km	Areias de quartzo de granulação fina / média, bem selecionadas; estratificação cruzada e concentrações de fragmentos de carvão de tamanho milimétrico são ãobservadas	Depósitos com pedogênese incipiente e com bioturbações radiculares e depósitos sem pedogênese	5.2±1.4 7.5±1.8 7.6±0.7 11.5±3.7 13.7±1.2 14.3±2.6 25.5±4.4 36.2±4.1 41.4±3.6 45.1±5.2

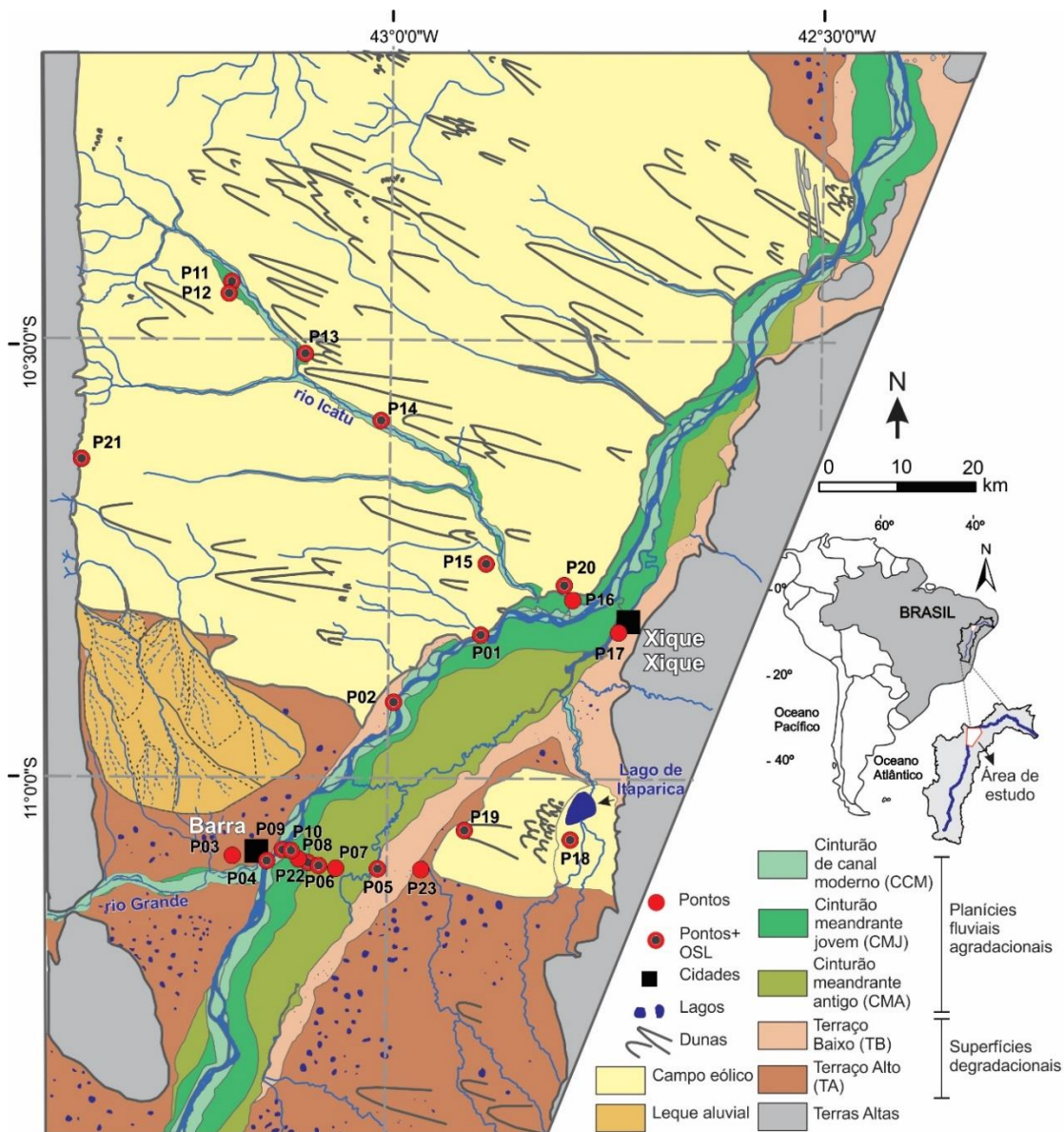
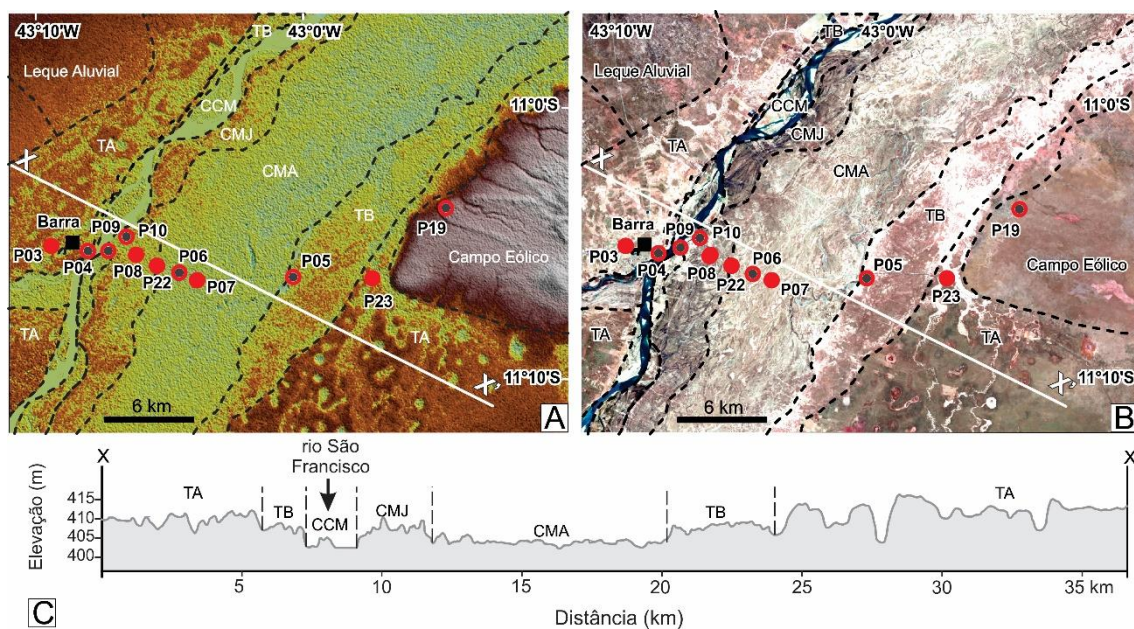
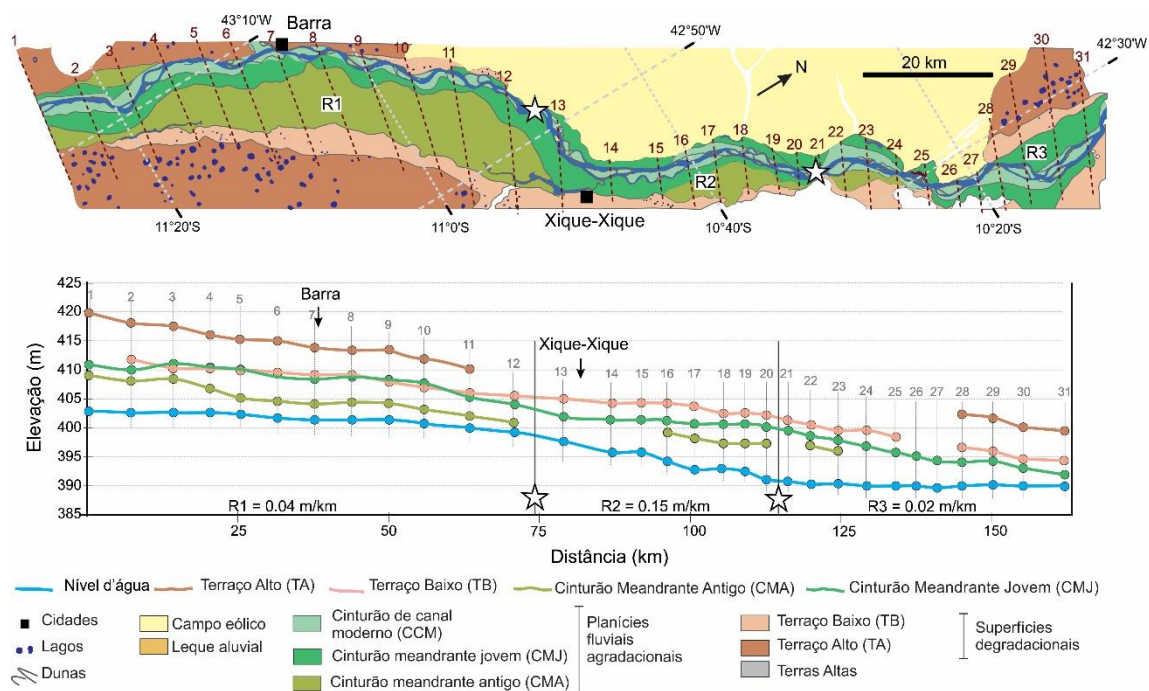


Figura 5.3. Mapa geomorfológico da área de estudo, com localização dos pontos estudados.

Os seis compartimentos analisados foram validados em campo, com observação de suas formas deposicionais e descrição de fácies sedimentares (Tabela 5.2). Por se tratar de uma área com baixo relevo topográfico, os afloramentos são escassos, dificultando o reconhecimento de elementos da arquitetura de fácies. As exposições ocorrem principalmente nas margens erosivas do atual canal do rio, especialmente em sua margem esquerda. Algumas exposições verticais menos expressivas foram encontradas nos pequenos canais tributários presentes em algumas zonas, complementadas pela abertura de trincheiras rasas.



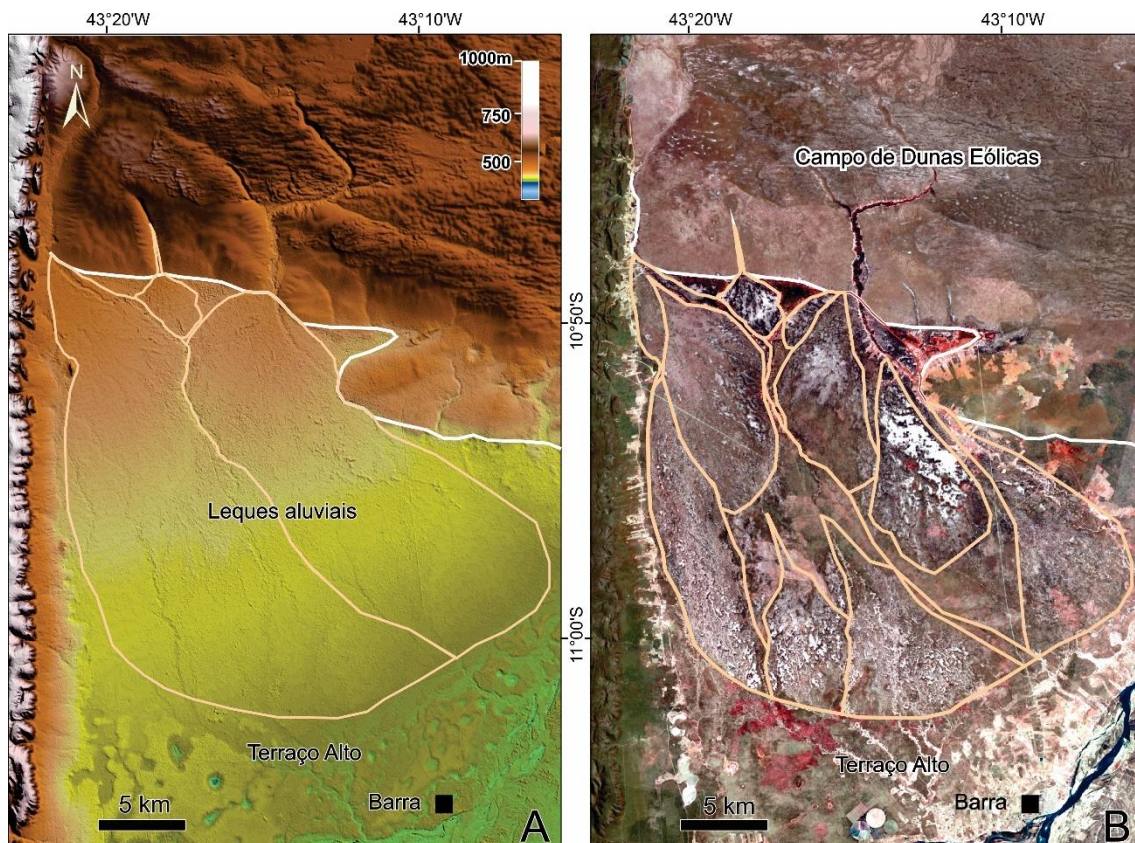


Figura 5.6. Leques aluviais retrabalhando os depósitos eólicos. A. MDE ALOS-Palsar – 30m; destaque para a delimitação geral dos leques (traçado rosa) e a incisão das drenagens que formam os leques sobre os depósitos eólicos; B. Imagem LANDSAT 8 OLI, composição colorida falsa cor RGB (743), com o traçado dos lobos deposicionais dos leques (traçado rosa).

5.2.2.1 Terraço Alto (TA)

O Terraço Alto (TA) é uma superfície degradacional que não tem relação genética com as planícies agradacionais relacionadas à evolução do rio atual, pois sua área é muito mais ampla e se estende para leste e oeste até os sopés dos relevos altos (*uplands*) que limitam as planícies da bacia do São Francisco (Figura 5.3). Esta superfície apresenta variações altimétricas de relevo de baixa amplitude, que variam de 405 a 415 m, ligeiramente inclinada para nordeste na direção de jusante (Figura 5.4). Elevada 10-20 m acima do rio, esta zona morfológica não é inundada pelas águas do rio São Francisco durante as cheias.

A degradação da superfície é irregular, com maior dissecção na margem oeste do rio (Figura 5.5). Processos erosivos resultam do escoamento das águas pluviais e canais efêmeros das terras altas adjacentes, que formam uma rede tributária incipiente e drenam as águas para a planície do rio São Francisco. Essa rede de drenagem sobreposta é formada por riachos intermitentes, cujo nível de base da erosão é o atual canal do rio.

Não existem formas deposicionais aluviais na superfície da unidade, que se

caracteriza pela presença de feições deprimidas, circulares e semicirculares que formam lagos com dimensões variáveis, de dezenas de metros a 1,2 km de diâmetro (Figura 5.7). Os lagos são na sua grande maioria efêmeros, secando completamente durante prolongados períodos de seca, comuns nesta região semi-árida do Nordeste do Brasil.



Figura 5.7. Feições geomorfológicas do médio rio São Francisco. A) Relação morfológica entre o campo de dunas eólicas, o TA (destaque para lago), o TB (lago menor), o CMJ e o CCM; B) Destaque para o terraço alto, com lagos coalescentes; C) Terraço baixo, com lago menor que os de TA; D) Meandro abandonado no CMA; E) Leque aluvial retrabalhando os depósitos eólicos; F e G) Relação de corte do CMJ sobre o CMA; H) Cinturão de canal moderno com baixa sinuosidade incidindo sobre o CMJ, com *scroll* meandantes preservados. Abreviações usadas: TA (terraço alto), TB (terraço baixo), CMA (cinturão meandrante antigo), CMJ (cinturão meandrante jovem), CCM (cinturão de canal moderno). Imagens aéreas extraídas do *plug-in World Imagery* do ArcGIS online.

Os depósitos são predominantemente constituídos por areias acinzentadas de granulação média a muito grossa ([Figura 5.8](#)). Níveis delgados de cascalhos, com clastos subarredondados e matriz arenosa, ocorrem intercalados às areias. Estruturas sedimentares são comumente obliteradas pela pedogênese, mas é possível reconhecer estratificação cruzada em algumas camadas. Apenas uma amostra recuperada da parte superior do terraço no ponto P04 foi datada, com idade OSL de $87,7 \pm 12,7$ ka ([Tabela 5.1](#)).

Os sedimentos são cimentados localmente por sílica, formando arenitos e conglomerados sustentados por clastos (Ponto P03). A pedogênese é comum, com muitos horizontes com forte gleização, intensa bioturbação, manchas e películas argilosas. Os paleossolos podem atingir espessuras de até 3 m e os horizontes não possuem limites definidos, com cimentação característica de CaCO_3 nos horizontes basais. Os topos dos solos são truncados, provavelmente eliminados pela erosão na superfície em degradação.

5.2.2.2 *Terraço Baixo (TB)*

O Terraço Baixo (TB) não tem formas deposicionais preservadas. Está presente em quase toda a margem direita do rio São Francisco e ocorre como depósitos restritos e descontínuos na margem esquerda ([Figura 5.3](#)), formando superfícies elevadas ($\sim 4\text{m}$) em ambos os lados do vale NE das planícies agradacionais do rio. Esta zona ocorre 4-6 m abaixo da encosta da superfície mais antiga (TA) ([Figuras 5.4 e 5.5](#)). Sua superfície também possui lagos circulares não perenes; no entanto, são menores (diâmetro < 100 m) e em quantidade significativamente menor do que no TA ([Figura 5.7](#)).

Esta unidade é formada por camadas de areia branca, fina/muito fina, com intervalos siltico-argilosos, por vezes constituindo sequências de fácies com padrão de empilhamento granodescrescente para o topo. Estruturas sedimentares, como estratificação cruzada, estão presentes nas areias, mas são comumente mal preservadas e / ou obliteradas por feições pedogenéticas. Os depósitos típicos desta unidade ocorrem na parte inferior do perfil vertical P02, caracterizados por camadas intercaladas de areias e sedimentos de granulação fina, com intensa cimentação de CaCO_3 que aumenta em direção ao topo ([Figura 5.8 e 5.9](#)). Cinco idades OSL, entre $65,5 \pm 5,3$ e $39,3 \pm 4,3$ ka ([Tabela 5.1](#)), indicam que os depósitos preservados neste terraço foram depositados durante o Pleistoceno Superior.

exposições, a parte superior do perfil é calcificada, com rizolitos CaCO_3 . Localmente, a calcificação foi tão intensa que não foram observadas características originais do depósito ou estruturas pedológicas, como é o caso da margem esquerda do rio na cidade de Xique-Xique (P17; Figura 5.10). Nestes locais de extrema calcificação nota-se dissolução do carbonato (Figura 5.10). Os dados químicos mostram saturação de bases bastante elevada na base dos perfis pedogenéticos e correlação de Ca e Mg com horizontes carbonáticos e / ou com rizoconcreções (Figura 5.9).

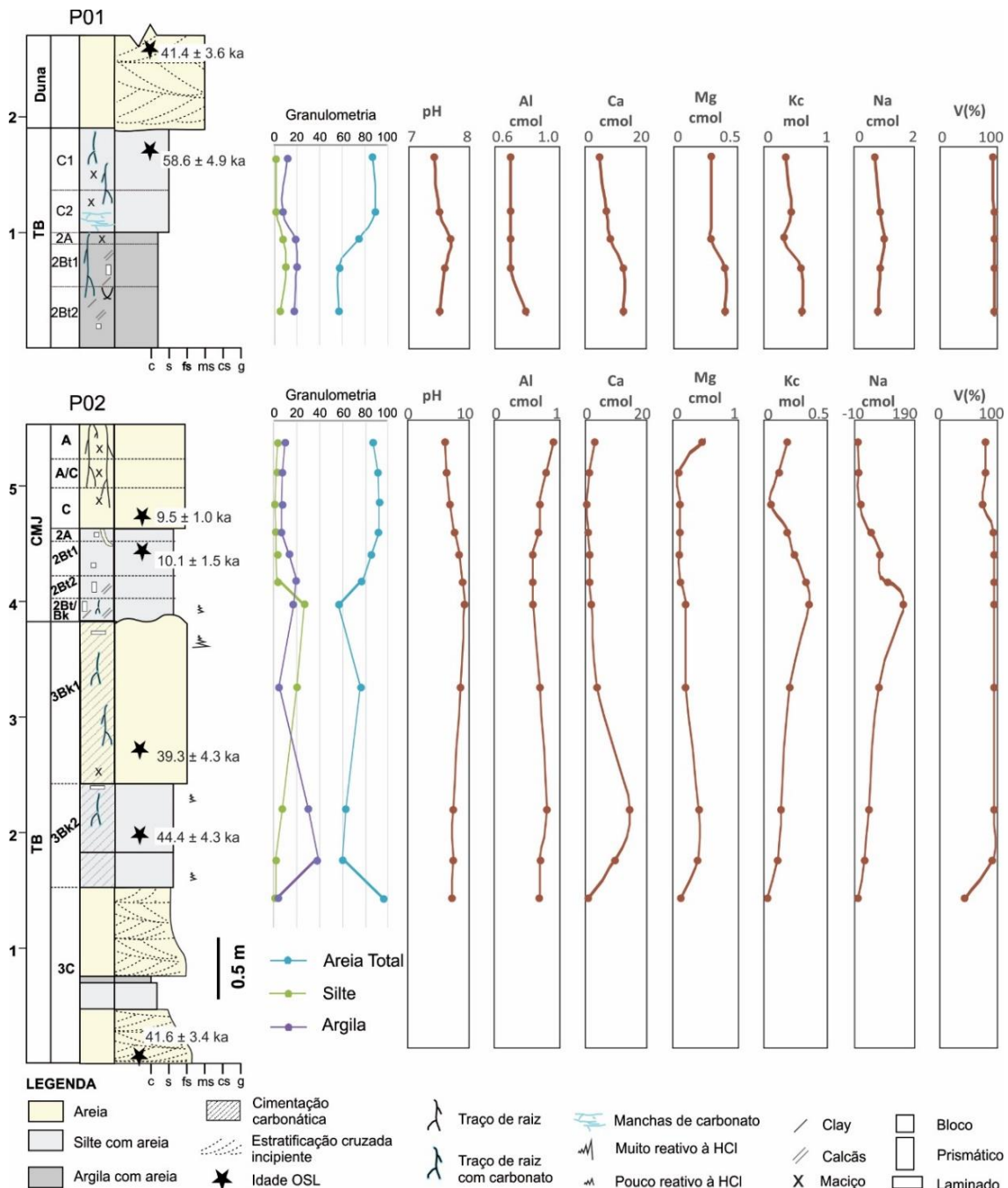


Figura 5.9. Seções sedimentares verticais do terraço baixo, com detalhamento pedológico (horizontes e feições pedológicas), granulometria e química. Tb – Terraço baixo; CMJ – Cinturão Meandrante Jovem.



Figura 5.10. A) Depósito do Terraço Baixo intensamente cimentados por carbonato, cidade de Xique-Xique (P17); B) Detalhe do TB; notar ausência de feições sedimentares devido a intensa pedogênese; C) Dissolução do carbonato no arenito intensamente cimentado.

5.2.2.3 Cinturão Meandrante Antigo (CMA)

O Cinturão Meandrante Antigo (CMA) registra uma planície fluvial com diferença altimétrica média de 4 m abaixo em relação ao TB. Este cinturão de paleomeandros é mais desenvolvido na parte sul da área, onde a planície do rio é mais larga (Figura 5.3). Por ser apenas 1-3 m topograficamente mais alto que o rio atual, grande parte desta zona morfológica é inundada durante os períodos de cheias do rio, com escoamento superficial para o norte da área, acompanhando o gradiente do terreno em direção ao rio.

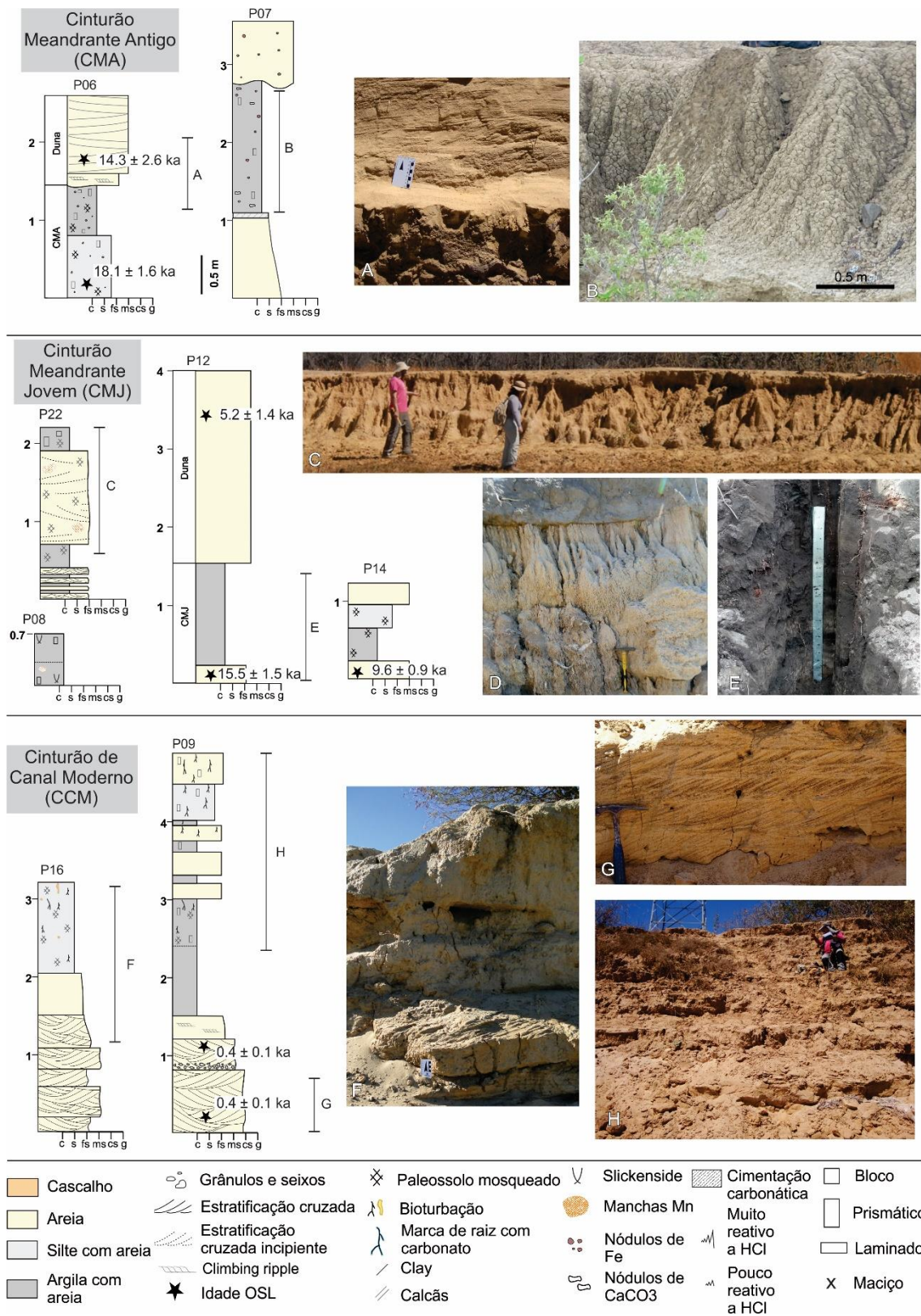


Figura 5.11. Seções sedimentares verticais e fotos dos depósitos da planície fluvial agradacional.

Scroll bars predominam em todo o comprimento deste paleocinturão de meandros. As formas de canais abandonados preservados em sua superfície têm 100-300 m de largura, larguras inferiores que o canal atual apresenta. Eles apresentam

características de bifurcações e junções sugerindo que o rio apresentava um padrão *anabranching* antes do abandono. Muitos deste paleocanais funcionam como condutos durante as enchentes, drenando as águas do nordeste da área em direção ao rio. Pequenos canais tributários efêmeros, que existem na superfície truncando as *scroll bars*, também funcionam como canais de drenagem após as cheias (Figura 5.7).

As exposições de depósitos desta unidade são escassas e com espessuras delgadas, predominantemente com camadas de areia de 1-2 m de espessura, às vezes com estratificação cruzada, intercaladas com camadas de sedimentos siltico-argilosos. As estruturas sedimentares são frequentemente obliteradas pela pedogênese, que afeta os níveis arenosos e pelíticos (Figura 5.11). Os solos têm cores variadas e são argilosos, cerosos e com horizontes mosqueados. As estruturas pedogenéticas são sempre de médio a grande porte e bem desenvolvidas, indicando pedogênese bem desenvolvida. Quando presentes, os horizontes A são bastante arenosos, constituindo Planossols. A bioturbação é pouco desenvolvida nos paleossolos devido às condições hidromórficas prevalentes.

Uma idade OSL de $18,1 \pm 1,6$ ka foi obtida de uma amostra recuperada no ponto P06, cerca de um metro abaixo do contato com depósitos eólicos sobrepostos, com idade de $14,3 \pm 2,6$ ka (Figura 5.11; Tabela 5.1). Esta idade única permite apenas o estabelecimento da idade mínima para o CMA, uma vez que os depósitos mais profundos da unidade não foram datados.

5.2.2.4 Cinturão Meandrante Jovem (CMJ)

O Cinturão Meandrante Jovem (CMJ) também é um cinturão de meandros abandonado, contínuo e margeando o canal atual em toda a área investigada. *Scroll bars* são as características deposicionais dominantes nesta zona morfológica, melhor preservadas do que as do CMA e destacadas pela vegetação arbórea que se desenvolve nas *scroll ridges*. Canais abandonados preservados nas partes convexas das *scroll* mostram que os canais dos rios tinham 100-300 m de largura, semelhantes aos do CMA.

Embora em partes da área os *scroll* de meandro sejam topograficamente mais altos do que aqueles do CMA (Figura 5.5), as relações de contato mostram claramente que os canais tributários do CMA são cortados por *scroll* do CMJ, interrompendo a conexão que esses canais tinham anteriormente com o rio (Figura 5.7). Além disso, também não há sobreposição de pequenos canais tributários no CMJ como os existentes no CMA. Cinco idades OSL variando de $15,5 \pm 1,5$ a $9,5 \pm 1,0$ ka (Tabela 5.1) indicam idades mais jovens para este cinturão, sugerindo sedimentação contínua do Pleistoceno Superior ao Holoceno Inferior.

Nas poucas exposições desta unidade, as areias do canal podem ser vistas truncando depósitos de granulação fina da própria unidade ou em diastema sobre depósitos de unidades mais antigas (Figura 5.8). Tal como acontece com o CMA, condições hidromórficas dominam a maior parte do tempo. Os solos desta unidade também são comumente argilosos, com horizontes cerosos e mosqueados. Em alguns locais, foi observada a coexistência de filmes de manganês e nódulos de ferro com nódulos de carbonato, indicando condições de poligênese. Os horizontes A são bastante arenosos.

Os sedimentos desta unidade se sobrepõem aos depósitos mais antigos do TB em inconformidade (P02). Este hiato deposicional é confirmado pela datação OSL de amostras das duas unidades (hiato de ~20 ka) e corroborado por dados químicos (Figura 5.9). O rio Icatu, um dos principais afluentes do rio São Francisco em sua margem esquerda na área, apresentam depósitos de areias e argilas de cor cinza cronocorrelatos a esta unidade.

5.2.2.5 Cinturão de Canal Moderno (CCM)

O Cinturão de Canal Moderno (CCM) do rio São Francisco é estreito (0,5-2,5 km) e ligeiramente entrincheirado no CMJ (Figura 5.3). O canal tem 300-900 m de largura e baixa sinuosidade (~ 1,1), com barras de areia laterais e centrais ativas. O rio corre na área em três trechos diferentes, caracterizados por diferentes gradientes topográficos: R1 (~ 0,04 m / km), R2 (~ 0,15 m / km) e R3 (~ 0,02 m / km) (Figura 5.4). No trecho a montante (R1), o CMA é largo e o rio corre na margem esquerda do vale do rio, muitas vezes formando margens erosivas na encosta dos terraços, com um declive baixo de ~ 0,04 m / km.

O rio desvia para leste na cidade de Ibiraba, 15 km a oeste da cidade de Xique-Xique, e entra no trecho intermediário (R2) onde a declividade aumenta para ~ 0,14 m / km. Neste trecho mais íngreme, o vale do rio está confinado entre terrenos elevados na margem direita, onde as rochas cristalinas do Proterozóico estão expostas, e o campo de dunas de Xique-Xique na margem esquerda (Figura 5.3).

A partir do início do trecho intermediário, o rio começa a fluir dentro do domínio CMJ, com planícies de inundação em ambas as margens. O canal apresenta bifurcações e junções frequentes, comumente com a existência de dois canais com ilhas estáveis. No trecho a jusante (R3) a declividade diminui para ~ 0,02 m / km e o rio apresenta tendência para *anabranh*, com reocupação de canais abandonados do CMJ. O cinturão de canais

torna-se mais largo neste trecho distal, onde as *scroll bars* do CMA não são preservadas.

Os depósitos sedimentares descritos para esta zona apresentam *sets* decimétricos de areias de granulação média a grossa com estratificação cruzada e areias finas com *climbing ripples*, formando sequencias com padrão granodescrescente para o topo, intercalados com camadas de sedimentos siltico-argilosos (Figura 5.11). A pedogênese é limitada, caracterizada pela presença de fluvisolos, bioturbação e manchas de Fe e Mn, principalmente nos depósitos de argila. Três idades OSL, de $0,4 \pm 0,1$ a $0,3 \pm 0,1$ ka (Tabela 5.1) indicam deposição durante o século 17, mas a idade de início da sedimentação do CCM não pôde ser estabelecida porque a amostra datada foi recuperada da parte superior dos depósitos nesta zona.

5.2.2.6 Campo de Dunas Eólicas (CDE)

O Campo de Dunas Eólicas (CDE) é uma zona morfológica dominada por dunas eólicas parabólicas, que formam uma extensa área a oeste da margem esquerda do rio e outra menor na margem direita (Figura 5.3). Dunas de dimensões variadas e estabilizadas por vegetação da Caatinga, com direção de migração predominante em direção a WNW, são as principais feições deposicionais (Figura 5.12). Megadunas parabólicas se destacam na paisagem, com alturas no nariz de até 30 m e braços de arrasto com comprimento de até 19,8 km. Dunas parabólicas compostas de menor dimensão, com comprimento de braço de 0,4-1,2 km, ocorrem de forma extensiva na área recobrindo inclusive parte das megadunas parabólicas. Algumas dunas estão ativas, especialmente nas proximidades da margem esquerda do rio onde há dunas coalescentes recentes pequenas com lobos coalescentes.

Os depósitos eólicos são compostos por areias quartzosas bem selecionadas, de granulação fina / média, com poucos grãos de minerais pesados e feldspato, e não consolidadas. Em algumas trincheiras rasas foi possível reconhecer estratificação cruzada e concentração de fragmentos milimétricos de carvão até dois metros do topo. Os depósitos eólicos ocorrem sobrepostos principalmente sobre a superfície do TA, mas também podem ocorrer sobre os depósitos pedogenizados do TB (por exemplo, em P01; Figura 5.8).

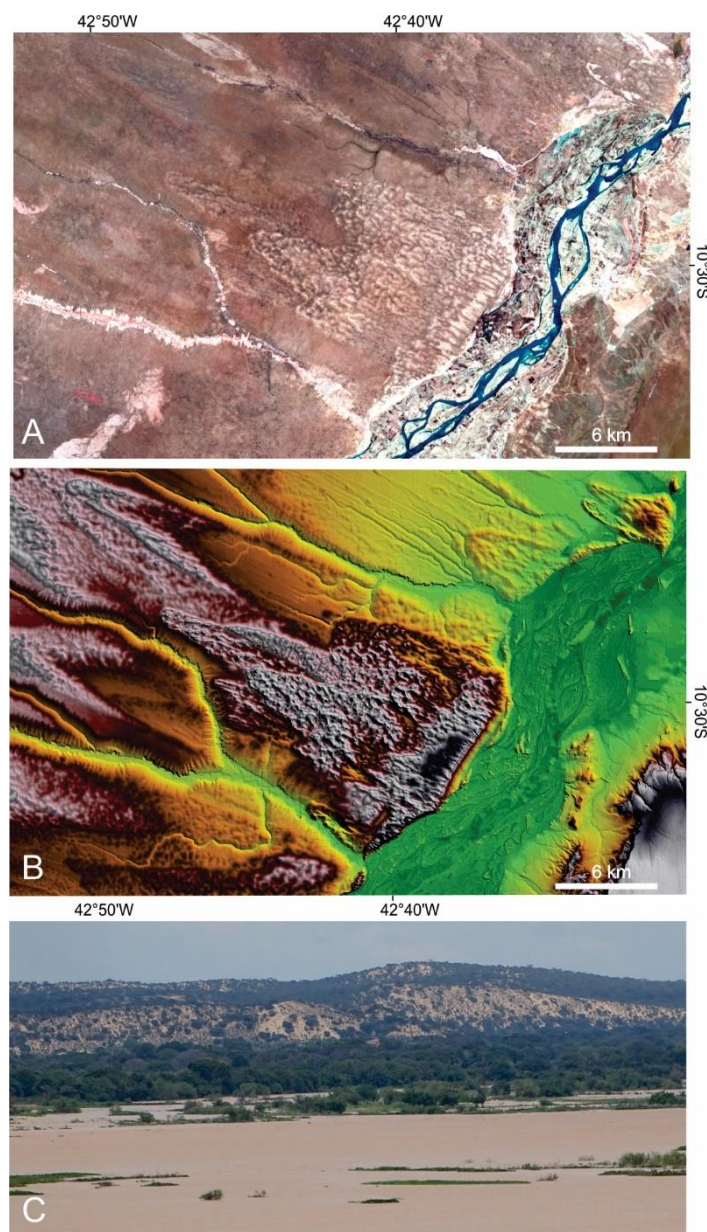


Figura 5.12. Dunas do campo eólico de Xique-Xique. A) Imagem LANDSAT 8 OLI, composição colorida falsa cor RGB (743); B) Modelo Digital de Elevação; C) Dunas estabilizadas na margem do rio São Francisco.

As idades mais antigas dos depósitos eólicos foram obtidas a partir de datação OSL ([Tabela 5.1](#)) em areias de uma megaduna parabólica (P19) e de depósitos eólicos expostos na margem esquerda do rio São Francisco (P01), revelando que o campo de dunas estava ativo durante o Pleistoceno Superior ($45,1 \pm 5,2$ a $25,5 \pm 4,4$ ka). As outras cinco idades, obtidas em amostras de areia recuperadas em trincheiras escavadas no topo das dunas (<1,5 m de profundidade), revelaram idades entre $14,3 \pm 2,6$ e $5,2 \pm 1,4$ ka.

Dados mais aprofundados do CDE, como mapeamento das morfologias eólicas, seções estratigráficas verticais e cronologia OSL mais detalhada, serão apresentados no **capítulo 6**. A discussão destes dados, com ênfase na interpretação dos momentos de atividade e estabilização eólica, também será apresentada no próximo capítulo.

5.3 Discussão

5.3.1 Interpretação dos eventos de agradação e incisão fluvial

As diferenças de elevação, relações de contato e idades dos depósitos das zonas geomorfológicas mapeadas permitiram estabelecer a sucessão de eventos que deram origem à configuração atual da planície do médio rio São Francisco (Figura 5.13). Os depósitos que compõem o TA são os depósitos mais antigos; a única idade que obtivemos indica sedimentação ativa durante o MIS 5 ($87,7 \pm 12,7$ ka), mas a sedimentação começou muito antes porque a amostra datada foi recuperada da parte superior do terraço. Como a superfície do TA está degradada, sem elementos morfológicos originais preservados e pontuados por inúmeros lagos formados após a deposição, a reconstrução do paleoambiente deposicional apresenta muitas incertezas.

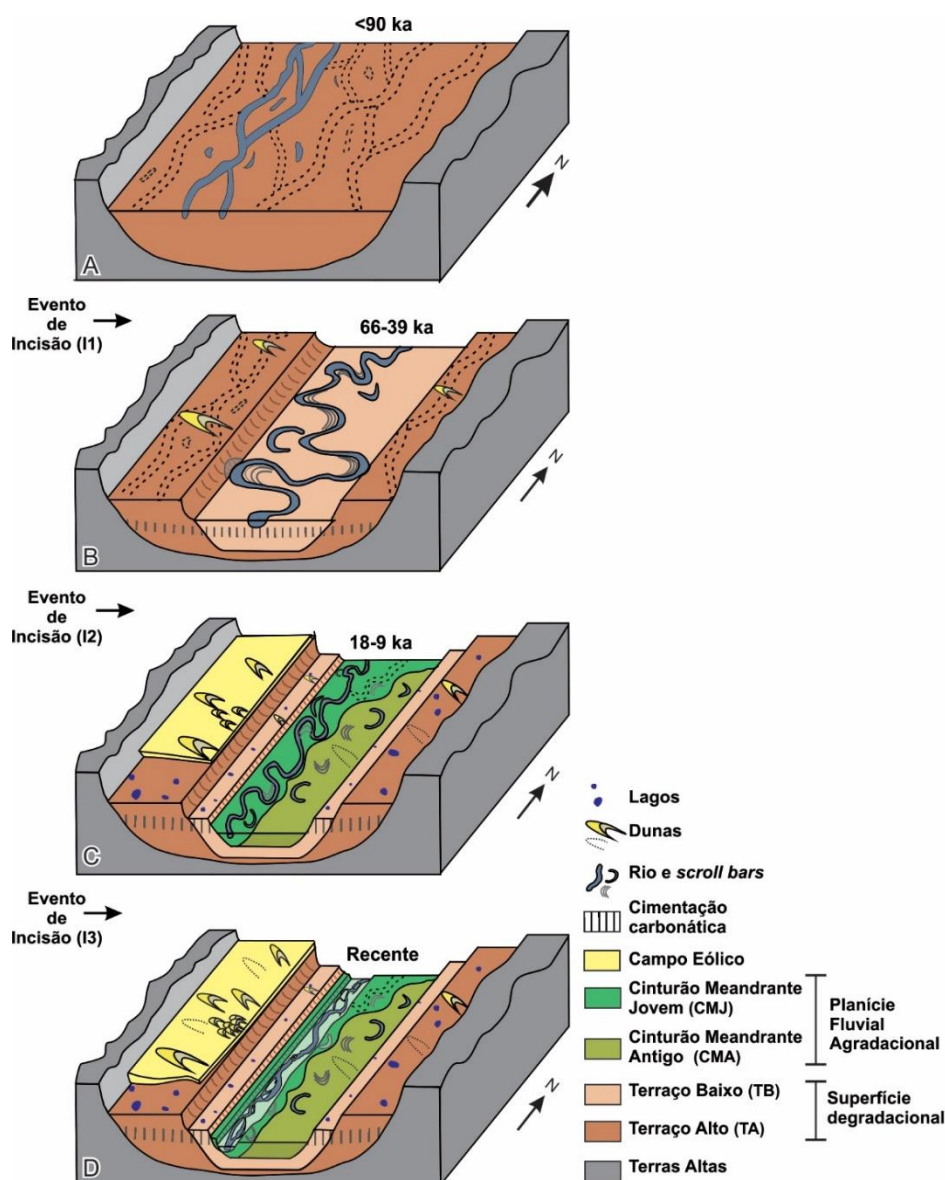


Figura 5.13. Modelo esquemático de evolução geomorfológica e sedimentar do médio rio São Francisco no Quaternário tardio.

Com base no fato de que o TA tem área de ocorrência se estendendo até a base de relevos rochosos das terras altas do entorno, a interpretação mais plausível é a de que a sedimentação ocorreu numa planície aluvial não confinada, formada pela coalescência de um rio tronco e de rios afluentes do planalto, sem relação genética com a planície fluvial moderna ([Figura 5.13](#)). A existência de afloramentos com camadas de até 3 m de espessura de cascalho clastos-sustentados e intercalados com areias, e a raridade de fácies de granulação fina, permite a interpretação de que os rios tinham padrão entrelaçados no passado, com um trato deposicional diferente em comparação com as planícies fluviais posteriores. Com a agradação da planície aluvial, os depósitos sofreram pedogênese generalizada, com desenvolvimento de perfis espessos com vários horizontes de paleossolos. Solos com características hidromórficas indicam que a planície estava sujeita a frequentes inundações.

A primeira incisão (I1), limitada por idades entre $87,7 \pm 12,7$ ka e $65,5 \pm 5,3$ ka, criou uma planície confinada nos depósitos anteriores e registra o rebaixamento regional do nível de base da erosão. Como o vale era largo, visto que existem terraços do TA em ambos os lados da planície do São Francisco, a incisão também foi marcada por significativa erosão lateral causada pela migração do canal durante a formação da planície entrincheirada.

O TB não tem formas deposicionais preservadas, mas seus depósitos de fácies de granulação fina, muitas vezes com padrão granodescrescente para o topo, permitem a tentativa de interpretar a deposição dessa unidade como um sistema fluvial meandrante. Depósitos com idades entre $65,5 \pm 5,3$ e $39,3 \pm 4,3$ ka atualmente preservados no TB registram um longo período de agradação em uma planície fluvial entrincheirada, do médio MIS 4 ao médio MIS 3. Este período de agradação também é registrado no alto curso do rio São Francisco, conforme indicado por depósitos de terraços fluviais no afluente rio das Velhas ([Magalhães Jr. et al., 2011; Figuras 4.14 e 5.15](#)).

Os depósitos do TB, assim como os do TA, foram afetados pela pedogênese carbonática, mas uma característica importante diferencia a pedogênese nos depósitos sedimentares dos dois terraços. Paleossolos carbonáticos bem desenvolvidos, com rizoconcreções carbonáticas, ocorrem próximo da superfície nos depósitos do TB. Diferentemente, os níveis carbonáticos são menos expressivos e ocorrem alguns metros abaixo da superfície nos depósitos do TA, indicando que o lençol freático durante a pedogênese era raso no TB e mais profundo no TA. Os lagos, característicos das planícies degradacionais, ocorrem sobre depósitos siliciclásticos intensamente cimentados por

carbonatos. O mecanismo de formação dessas lagoas está hipoteticamente associado à dissolução do cimento carbonático dos depósitos e solos desses terraços, observada em diversas exposições (Figura 5.10). Santos e Castro (2016) dataram por C^{14} os sedimentos pelíticos dos lagos na planície do rio Grande, principal afluente do São Francisco na área, em superfície degradacional muito similar ao descrito no TA, conseguindo idade máxima de 8.41 ka.

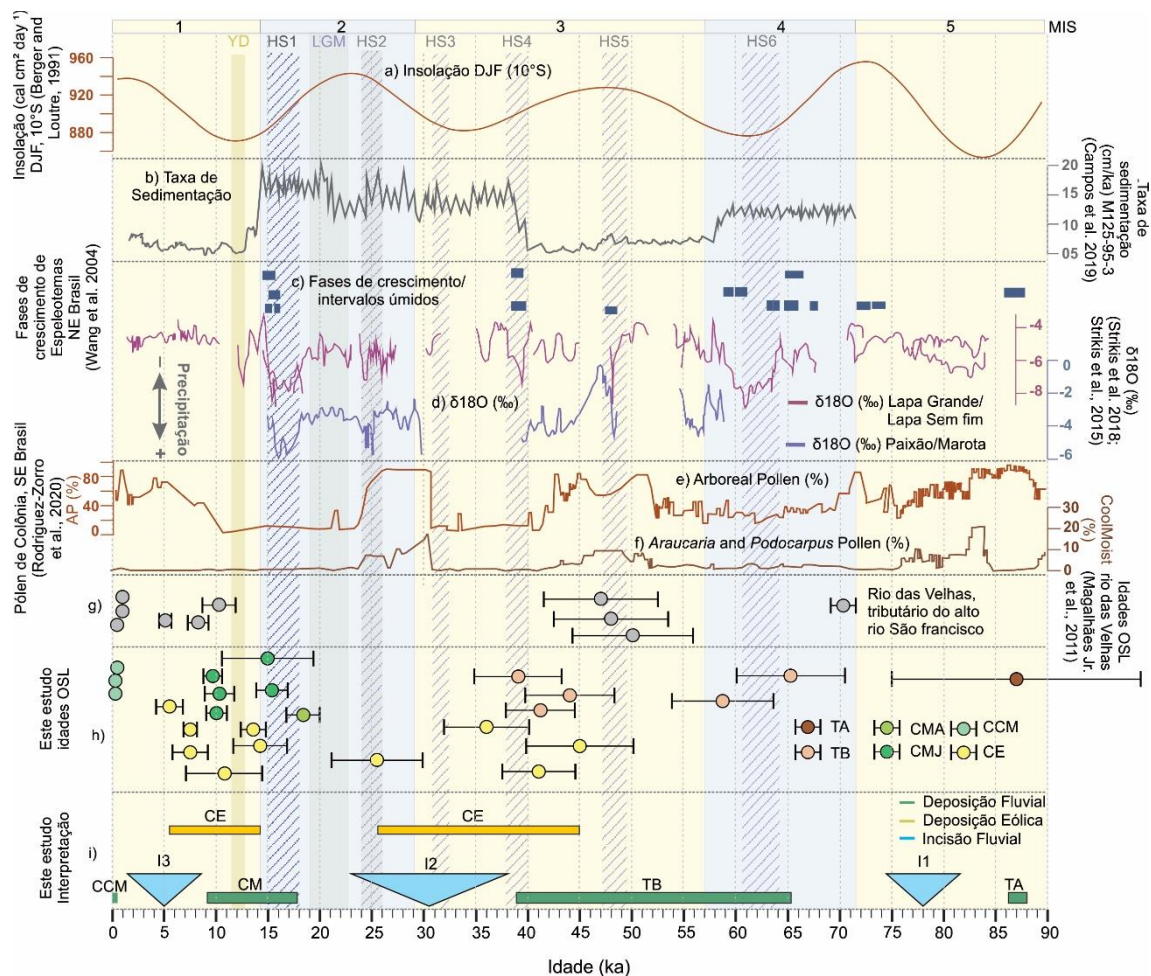


Figura 5.14. Ciclos globais e *proxy* climáticos regionais correlacionados com eventos de agradação e incisão fluvial no rio São Francisco. A) Curva de insolação em 10°S para os meses de dezembro a fevereiro (Berger e Loutre, 1991); B) Taxa de sedimentação do rio São Francisco no *core* marinho M125-95-3 (Campos et al., 2019); C) Fases de crescimento de espeleotemas e tufas calcárias no NE do Brasil (Wang et al., 2004); D) Dados isotópicos ($\delta^{18}O$) de espeleotemas de cavernas do centro-este (cavernas Lapa Grande e Lapa Sem Fim) e nordeste (cavernas Paixão e Marota) do Brasil (Strikis et al., 2015 e 2018); E) Percentagem de pólen arbóreo (AP) de Colônia (CO3 e CO14; Rodríguez-Zorro et al., 2020); F) Curva de percentagem da soma das coníferas úmidas e frias *Araucaria* and *Podocarpus* de Colônia (Rodríguez-Zorro et al., 2020); G) Datações OSL do rio das Velhas, tributário do alto rio São Francisco (Magalhães Jr. et al., 2011); H) Datações OSL em sedimentos eólicos e fluviais do médio São Francisco (este trabalho); I) Interpretação dos eventos de sedimentação e incisão para o médio São Francisco (este trabalho); idade dos depósitos do TA foi baseada em apenas uma datação. Barras azuis e amarelas marcam os MIS – *Marine Isotope Stage* (Lisiecki and Raymon, 2005). Eventos LGM (*Last Glacial Maximum*), HS (*Heinrich Stadials*) e YD (*Younger Dryas*) de acordo com Mix et al. (2001), Sanches Goñi and Harrison (2010) e Rasmussen et al. (2014), respectivamente.

O segundo evento de incisão (I2) é mais jovem que $39,3 \pm 4,3$ ka, ocorrendo após a formação dos paleossolos carbonáticos. Esse evento deu origem aos cinturões de meandros na planície de agradação onde se localiza o atual canal do rio. A incisão é anterior à $18,1 \pm 1,6$ ka, obtida da única idade OSL disponível dos depósitos do CMA. Com apenas esta idade, não foi possível estabelecer o início da queda do nível de base de erosão regional. Concomitantemente ao aprofundamento do canal por incisão vertical (corte descendente), o rio alargou o vale pela erosão lateral, formando depósitos de *scroll bars* em um rio meandrante. A incisão fluvial correspondente a I2 também é registrada no afluente a montante, no rio das Velhas (Magalhães Jr. et al., 2011).

O CMA possui pequenos canais incisos em sua superfície formando uma drenagem tributária incipiente truncada pelas *scroll bars* do CMJ (Figura 5.7), que indicam um evento de rebaixamento do canal antes da formação do cinturão mais jovem. No entanto, a agradação é evidente na parte sul da área durante a formação do CMJ, onde suas *scroll* truncam e são topograficamente mais altas do que as *scroll bars* do CMA, mostrando que essa sedimentação foi contínua desde o Pleistoceno Superior até o Holoceno Inferior ($18,1 \pm 1,6$ a $9,5 \pm 1,0$ ka). Terraços estreitos correlacionados foram reconhecidos nas margens do rio Icatu, um afluente da margem esquerda do São Francisco, com idade semelhante ($15,5 \pm 1,5$ ka). Depósitos correlacionáveis a montante, no rio das Velhas (Magalhães Jr. et al., 2011), sugerem que a agradação se estendeu até o Holoceno Médio.

Não foram encontradas idades OSL inferiores à $9,5 \pm 1,0$ ka nos sedimentos dos cinturões de meandros. Essa ausência sugere que o rio permaneceu em equilíbrio como *bypass* de sedimentos no Holoceno Médio / Tardio, possivelmente funcionando como fonte de grande parte das areias que formaram dunas eólicas em sua margem esquerda ($14,3 \pm 2,6$ a $5,2 \pm 1,4$ ka).

O CCM é estreito e encaixado, e o rio apresenta barras arenosas laterais e centrais, apresentando um novo padrão de canal completamente diferente dos cinturões de meandros. O índice de sinuosidade é extremamente baixo (1,1), e o canal é duas vezes mais largo do que os canais abandonados dos cinturões de meandros. As fácies sedimentares também são diferentes, com areias mais grossas que as dos cinturões de meandros abandonados (CMA e CMJ) e do terraço baixo (TB). O rebaixamento do nível da base do rio São Francisco causou a degradação do leito do rio Icatu. Como o vale do Icatu corta depósitos eólicos de $7,6 \pm 0,7$ a $5,2 \pm 1,4$ ka, é plausível que o regime hidráulico do São Francisco tenha mudado durante o Holoceno Superior. O rio São

Francisco está encaixado e resultou da degradação do leito do rio, o que implica a existência de um evento de incisão no Holoceno Tardio (I3). Os depósitos datados do CCM são jovens ($\sim 0,4$ ka), não permitindo definir quando o padrão atual do canal foi estabelecido.

5.3.2 Resposta fluvial das mudanças climáticas do Quaternário

Interpretações paleoclimáticas baseadas em depósitos fluviais devem ser feitas com grande cautela em extensas bacias hidrográficas, especialmente em áreas tectonicamente estáveis no interior de continentes e controladas por níveis de base locais. Eventos de incisão fluvial podem resultar do rebaixamento do talvegue (degradação do leito do rio) devido a mudanças hidrológicas, frequentemente relacionadas ao aumento da vazão do rio e diminuição da cobertura vegetal (Tucker e Slingerland, 1997). Para compreender os eventos de agradação / incisão fluvial no semiárido da bacia do rio São Francisco, é necessário compará-los com dados de *proxy* paleoclimáticos locais e regionais da literatura (espeleotemas e palinomorfs). Nossos resultados, os dados *proxy* da literatura e ciclos climáticos quaternários estão resumidos na Figura 5.14. Os intervalos aproximados das fases de agradação e incisão discutidos nesta seção são derivados das idades OSL apresentadas na Tabela 5.1.

As comparações paleoclimáticas revelou-se difícil porque o curso médio do rio São Francisco está em uma zona de transição, entre as regiões Sudeste e Nordeste do Brasil, que estavam paleoclimaticamente em antifase em alguns períodos (Wang et al., 2006; Cruz et al., 2009; Cheng et al., 2013). O curso médio do São Francisco é considerado em fase com o Nordeste do Brasil durante o Último Máximo Glacial (LGM), mas em antifase durante o Holoceno Inferior / Médio (Cruz et al., 2009; Strikis et al., 2018).

Os depósitos do Pleistoceno Superior (MIS 5) do Terraço Alto (TA) registram o evento de agradação sedimentar mais antigo na área da bacia de drenagem e não têm relação genética com a planície fluvial moderna. A idade desta unidade (~ 88 ka) mostra deposição contemporânea a um período úmido registrado por fase de crescimento de espeleotemas no Nordeste do Brasil (Wang et al., 2004).

Os dados de paleoprecipitação obtidos em espeleotemas de cavernas próximas revelam um período predominantemente seco, com curtos intervalos úmidos, durante o primeiro evento de incisão fluvial (I1, ~ 85 a 66 ka) (Wang et al., 2004; Strikis et al., 2015; 2018). Do médio MIS 4 ao médio MIS 3 (~ 66 a 39 ka) o rio São Francisco apresentou longo período de agradação sedimentar registrada nos depósitos do Terraço Baixo (TB),

e também registrada em depósitos de terraços no alto curso do rio (Magalhães Jr. et al., 2011; Figura 5.13). Os dados de espeleotemas descontínuos mostram condições predominantemente seco com curtos intervalos úmidos durante esta longa agradação fluvial, com os momentos úmidos associados a eventos *Heinrich* (Wang et al., 2004; Strikis et al., 2015; 2018). Flutuações do lençol freático em um ambiente aluvial predominantemente seco são interpretadas com base na pedogênese carbonática (Kelson et al., 2020), que afetou os depósitos de ambos os terraços, e pela atividade eólica aproximadamente entre 45 e 25 ka.

O segundo evento de incisão (I2) ocorreu entre 39 e 18 ka, durante a transição do MIS 3 para o MIS 2, também registrado a montante (Magalhães Jr. et al., 2011). Durante este intervalo de tempo, as curvas de paleoprecipitação e dados geoquímicos de sedimentos marinhos *offshore* do Nordeste do Brasil mostram condições predominantemente secas com curtos períodos de chuva, particularmente durante HS4 e HS2 (Arz et al., 1998; 1999; Behling et al., 2000; Strikis et al., 2015; Mulitza et al., 2017; Campos et al., 2017; Strikis et al., 2018; Campos et al., 2019; Mendes et al., 2019). O início do evento I2 (HS4) está correlacionado com momentos mais úmidos na bacia do São Francisco, marcados por fases de crescimento de espeleotema (Wang et al., 2004; Figura 5.15) e por composição de isótopos estáveis de hidrogênio (δD_{wax}) em n-alcenos de cadeia longa estudados na foz do rio São Francisco (core M125-95-3; Ferreira, 2021).

Após um período de condições relativamente mais secas durante o LGM (Cruz et al., 2009; Mulitza et al., 2017; Strikis et al., 2018; Mendes et al., 2019), o HS1 foi o evento úmido mais significativo na bacia do médio São Francisco (Wang et al., 2004; Strikis et al., 2018). A área possivelmente funcionou como um corredor para as florestas de montana derivadas do Sul para alcançar áreas do Norte do país (Pinaya et al., 2019). A gênese dos dois cinturões de meandros (CMA e CMJ) foi após o LGM (~18 a 9 ka). Dados *proxy* de paleoprecipitação de espeleotemas e palinomorfs indicam que a fase de agradação começou sob condições locais muito úmidas durante HS1, mas continuou sob condições predominantes de seca no Holoceno Inferior (Oliveira et al., 1999; Strikis et al., 2018). Esta mudança climática para condições mais áridas aumentou a eficácia dos processos do vento e permitiu a reativação das dunas durante o Holoceno Inferior / Médio. Assim como observado hoje na área, os ventos alísios foram dominantes, causando a migração das dunas em direção a WNW (Figuras 5.12 e 5.15).

O canal moderno do rio está encaixado e resultou da degradação do leito do rio. No entanto, este evento de aumento da descarga fluvial que resultou no evento de incisão

(I3) não está relacionado ao aumento da precipitação local porque o Holoceno Tardio foi um período de aridez na bacia do médio rio São Francisco (Oliveira et al., 1999; Strikis et. al., 2018).

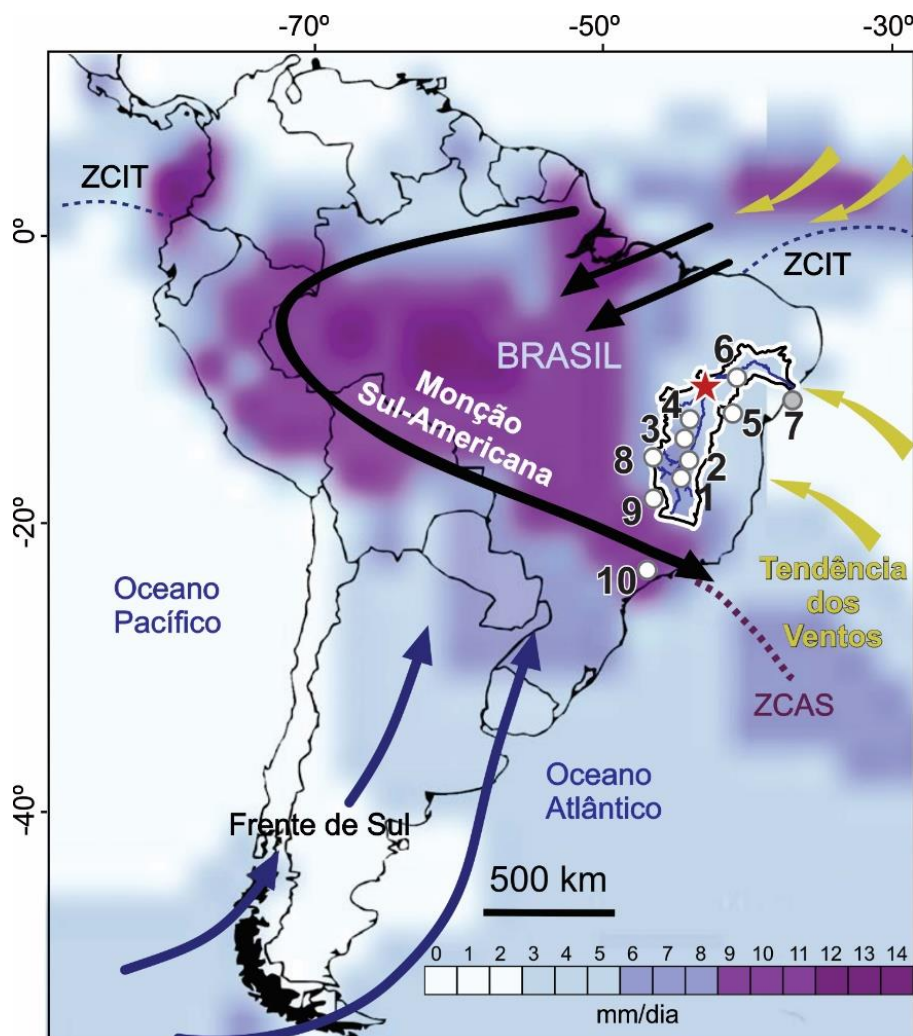


Figura 5.15. Mapa da distribuição da precipitação da América do Sul, com a precipitação média anual de longo prazo de 1981 a 2010 usando dados do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (modificado de Rodríguez-Zorro et al., 2020). A monção de verão da América do Sul (SASM; setas pretas) e a posição das zonas de convergência Intertropical e do Atlântico Sul (ZCIT e ZCAS; linhas tracejadas em azul) durante o verão austral na América do Sul (DJF) também são representadas. As setas azuis mostram a posição mais ao norte das frentes sul durante todo o ano. As setas amarelas indicam a direção do vento predominante. O polígono preto refere-se à bacia do rio São Francisco e os números referem-se aos conjuntos de dados regionais a serem comparados com este estudo (estrela vermelha); 1. Rio das Velhas (Magalhães Jr. et al., 2011); 2-3. Cavernas Lapa Sem Fim e Lapa Grande (Strikis et al., 2015 e 2018); 4. Caverna do Padre (Wang et al., 2007); 5. Cavernas Paixão e Marota (Strikis et al., 2015 e 2018); 6. Cavernas e depósitos de travertino do nordeste do Brasil (Wang et al., 2004); 7. Core M125-9503 (Campos et al., 2019); 8. Lagoa Feia (Cassino et al., 2020); 9. Lagoa Campestre em Salitre (Ledru et al., 1996); 10. Colônia (Rodríguez-Zorro et al., 2020).

Esta sequência de eventos mostra que os períodos de aumento da descarga fluvial necessários para incisões causadas pelo clima não têm correlação com o clima local. Isso porque os dados de paleoprecipitação de espeleotemas de cavernas próximas mostram

períodos predominantemente secos, com curtos intervalos úmidos, durante esses eventos de incisão. Alternativamente, as mudanças na descarga fluvial podem ser controladas pelas mudanças climáticas na zona de captação superior (nas nascentes). Os climas úmidos e o aumento da descarga fluvial no curso superior causam o rebaixamento do leito do rio em longas distâncias a jusante (Knighton, 1998) e o ajuste para um perfil mais côncavo (Zaprowski, 2005). A incisão é mais eficaz se acompanhada pela redução da produção de sedimentos, causada por mudanças na vegetação que protege o solo e reduz a erosão das encostas. Após a degradação inicial do leito do rio e o rebaixamento do talvegue, a erosão lateral devido à migração do canal pode causar o alargamento do vale. Inversamente, o retorno às condições de agradação resulta da redução da descarga fluvial ou do aumento da oferta sedimentar, ou uma combinação dos dois fatores.

O rio São Francisco, que flui para o norte, atravessa diferentes zonas climáticas controladas latitudinalmente, desde as cabeceiras semi-úmidas (17-20° S) até o baixo curso semi-árido (10-11° S). Quase 65% da descarga fluvial no curso médio / baixo é derivada da área de captação no alto curso do rio (Figura 3.1), região que é influenciada pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS; Figura 5.15). A ZCAS migra para o norte e sul pela influência dos ciclos de insolação / precessão (Bernal et al., 2016). Os três eventos de incisão fluvial reconhecidos se adaptam bem aos ciclos de energia da radiação solar, coincidindo com os momentos de aumento da radiação (Figura 5.14). Uma vez que os ciclos de insolação / precessão influenciam as variações na atividade da ZCAS, hipotetizamos que eles são o principal controle dos eventos de incisão fluvial e aumento da descarga fluvial.

Um local importante para compreender o papel da ZCAS nas cabeceiras do rio é o lago Campestre, em Salitre (19° S, cota 970 m), localizado no alto curso do São Francisco (Ledru, 1993; Ledru et al., 1996). O intervalo ~ 50-40 ka foi árido naquele local, mas deslocamentos para o norte das frentes polares mudaram o clima local e a vegetação se adaptou ao frio e alta umidade no período entre 40 e 30 ka, com o desenvolvimento de florestas de várzea de 33 a 28 ka (Ledru et al., 1996), que provavelmente persistiu até 23 ka (Ledru, 1993). Esse período úmido, caracterizado pela expansão das matas na área-fonte, coincide com a incisão fluvial (I2) desencadeada pelo aumento da descarga fluvial no médio curso. Novos dados mostram mudanças climáticas globais em torno de 42 ka, causadas pela combinação dos mínimos do campo geomagnético e do Grande Mínimo Solar (Evento Adams; Cooper et al., 2021). Essas mudanças podem ter sido o gatilho global para este período mais úmido registrado por

proxies palinológico (Ledru, 1993; Ledru et al., 1996) e espeleotema (Strikis et al., 2015; 2018) no meio de MIS3, e a mudança do padrão de agradação para incisão registrada no rio São Francisco. A proporção de pólenes arbóreos no sítio Salitre diminuiu entre 17 e 10 ka, um período instável caracterizado por rápidas mudanças climáticas e vegetacionais (Ledru, 1993), e concomitante a formação dos cinturões de meandros no médio curso do rio São Francisco. Durante o Holoceno, o clima tornou-se quente e úmido (após 9 ka), com expansão de Araucárias e florestas semidecíduais no sítio Salitre, coincidindo com o término da evolução dos cinturões de meandros e a incisão do Holoceno (I3) no médio curso do São Francisco.

Existem poucas informações de paleoclima ao longo da ZCAS para corroborar nossa hipótese, mas existe boa correlação entre os eventos de incisão e os períodos úmidos registrados no sítio Colônia (23°52 'S), caracterizado por altas porcentagens de pólenes de Araucária, Podocarpus e pólen arbóreo (Rodríguez-Zorro et al., 2020; Figura 5.14). Esses eventos úmidos ao longo da ZCAS parecem ter controlado o curso superior do rio Paraná, localizado ao sul da bacia de drenagem do São Francisco, onde um evento de incisão (~27-12 ka) parcialmente contemporâneo de I2 foi registrado (Oliveira et al., 2019).

Da fonte à foz, os sedimentos erodidos durante os eventos de incisão foram transportados para jusante e depositados nos sistemas de planície costeira / deltaicos ou, eventualmente, em leques submarinos. Dados do testemunho coletados na encosta continental (lâmina d'água de 1897 m, Campos et al., 2019; Figura 5.14) mostram correlação parcial entre a alta taxa de sedimentação na foz do rio e eventos de incisão no médio São Francisco (Figura 5.14). O início do evento da segunda incisão (I2) está excepcionalmente bem correlacionado com um aumento na taxa de sedimentação registrada no testemunho (Figura 5.14; Campos et al., 2019). No entanto, a maior taxa de sedimentação de 21 a 14 ka parece não ter correspondência com os eventos de incisão no médio São Francisco; em vez disso, se correlaciona com a incisão na plataforma continental exposta durante um período de baixo nível do mar associado ao LGM. Durante o último evento de incisão (I3), a taxa de sedimentação é baixa no testemunho, provavelmente porque o sedimento ficou preso nos sistemas de planície costeira e campos de dunas eólicas próximas à foz (Dominguez, 1996; Barbosa e Dominguez, 2004). Esta correlação mostra que as taxas de sedimentação em configurações submarinas perto da foz dos rios mostram uma correlação clara, mas não refletem apenas a paleoprecipitação na bacia de drenagem continental, particularmente em longos rios de planalto controlados por níveis de base internos, como é o caso do rio São Francisco.

5.4 Conclusões

O método de datação OSL foi usado pela primeira vez nos depósitos sedimentares do médio São Francisco. Isso permitiu a criação de uma robusta cronologia para interpretar a sucessão de eventos de agradação e incisão fluviais e a interação entre a sedimentação aluvial e eólica nos últimos 100 ka. Identificamos sete zonas geomorfológicas na área: (1) Terraço Alto ($87,7 \pm 12,7$ ka); (2) Terraço Baixo ($65,5 \pm 5,3$ a $39,3 \pm 4,3$ ka); (3) Cinturão Meandrante Antigo ($18,1 \pm 1,6$ ka); (4) Cinturão Meandrante Jovem ($15,5 \pm 1,5$ a $9,5 \pm 1,0$ ka); (5) Cinturão de Canal Moderno ($0,4 \pm 0,1$ a $0,3 \pm 0,1$ ka); (6) Campos de Dunas Eólicas ($45,1 \pm 5,2$ a $25,5 \pm 4,4$ ka e $14,3 \pm 2,6$ a $5,2 \pm 1,4$ ka); (7) Leques aluviais. As zonas 1 e 2 são superfícies degradadas mais antigas, formando terraços constituídos por depósitos aluviais mais antigos. As zonas 3 a 5 constituem a planície agradacional confinada moderna. Os campos de dunas eólicas da zona 6 ocupam uma extensa área na margem esquerda do rio.

Antes de ~88 ka, o rio São Francisco tinha vazões mais altas e provavelmente um padrão fluvial tipo entrelaçado. Em ~ 66 ka evoluiu para um padrão meandrante e, finalmente, atingiu a morfologia entrelaçada / retilínea vigente atualmente durante o Holoceno Superior (<1 ka). A cimentação pedogenética carbonática generalizada sobre os terraços indica uma fase climática mais seca na região, provavelmente em torno do final do MIS 3 (~ 37 ka). A dissolução do cimento carbonático é provavelmente o mecanismo responsável pela geração de depressões (lagos) nas superfícies degradadas.

Reconhecemos quatro fases de agradação fluvial (> 90 ka; 65 a 39 ka; 18 a 9,5 ka e 380 anos a recente) e três fases de incisão (I1 - 85 a 65 ka; I2 - 39 a 18 ka e I3 - 9,5 a 1,0 ka). Os eventos de agradação (66 a 39 ka e 18 a 9 ka) e o evento de incisão (I2) também são observados no alto curso do rio São Francisco.

Nossa hipótese é que os eventos de incisão fluvial foram desencadeados pelo aumento da descarga fluvial na área de captação do alto curso do rio São Francisco, resultado de variações na atividade do ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), controlado por ciclos de precessão. Os eventos de alta taxa de sedimentação na foz do rio São Francisco estão parcialmente correlacionados com as fases de incisão em seu curso médio. Isso sugere que a sedimentação pode ser desacoplada ao longo da bacia de drenagem, especialmente em rios de planalto com níveis de base internos e grandes extensões.

6 ATIVAÇÃO E ESTABILIZAÇÃO DO CAMPO DE DUNAS DO XIQUE-XIQUE DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO

6.1 Introdução

Pesquisa em sistemas eólicos quaternários costeiros do Brasil progrediu significativamente nos últimos anos ([Giannini et al., 2007](#); [Hesp et al., 2009](#); [Tsoar et al., 2009](#); [Mendes et al., 2015](#); [Hilbert et al., 2016](#); [Guedes et al., 2017](#); [Rodrigues et al., 2020](#); [Zular et al., 2020](#)). No entanto, além dos campos de dunas da Amazônia ([Carneiro Filho et al., 2002](#); [Teeuw e Rhodes, 2004](#); [Zular et al., 2019](#)), poucas contribuições foram publicadas sobre as formas deposicionais eólicas em áreas do interior do Brasil ([Giannini et al., 2005](#)).

Cobrando aproximadamente 8.000 km², o sistema eólico Xique-Xique ([Figuras 6.1 e 6.2](#)) abrange o maior campo de dunas interiores do Quaternário no Brasil ([Ab'Sáber, 2006](#)). As dunas de Xique-Xique também têm relevância biológica significativa, com ocorrência de fauna diversa e endêmica de répteis e anfíbios ([Rodrigues, 1996, 2003](#)). A importância deste campo eólico foi apontada anteriormente ([Giannini et al., 2005](#), [Ab'Sáber, 2006](#); [Bartorelli et al., 2010](#); [Tripaldi et al., 2016](#)), entretanto, poucos estudos geocronológicos foram realizados até o momento ([Barreto, 1996](#); [Tatumi et al., 1998](#); [Oliveira et al., 1999](#)). Além disso, a paisagem eólica, dominada por dunas parabólicas, está associada à evolução da planície aluvial do rio São Francisco ([Mescolotti et al., 2021](#)); assim, oferece uma excelente oportunidade para investigar o tipo de interação entre os sistemas fluviais e eólicos em um sistema moderno ([Langford, 1989](#); [Langford & Chan, 1989](#); [Bullard & McTainsh, 2003](#); [Cohen et al., 2010](#); [Kadlec et al., 2015](#); [Mehl et al., 2018](#); [Zular et al., 2018](#)).

Apesar da reativação das dunas em alguns locais causada pela ocupação humana durante as últimas décadas, a maioria das dunas de Xique-Xique estão estabilizadas. O início e a estabilização dos campos de dunas continentais são geralmente suscetíveis às mudanças climáticas ([Sun & Muhs, 2007](#); [Zular et al., 2019](#)), incluindo variações na velocidade dos ventos ([Tsoar, 2005](#); [Yizhaq et al., 2009](#); [Roskin et al., 2011a,b](#)). Em escala de bacia, o suprimento de areia para o sistema deposicional é outro fator essencial para ativação/estabilização do sistema eólico. Em campos de dunas parabólicas, esta sensibilidade às mudanças climáticas é ainda mais significativa devido à estreita relação entre a morfodinâmica deste tipo de duna e a vegetação e a relação entre vegetação e clima ([Hugenholtz & Wolfe, 2005](#); [Yizhaq et al., 2009](#); [Hugenholtz et al., 2008, 2010](#);

Yan & Baas, 2015). As dunas parabólicas ocorrem preferencialmente em áreas com lençóis freáticos próximos à superfície e, quando isoladas, nas planícies de deflação a barlavento dos campos de dunas (Giannini et al., 2014). Poucos estudos em paleodunas parabólicas interiores foram publicados, sendo a maioria na América do Sul e do Norte (Lancaster et al., 2016). A ocorrência de megadunas parabólicas também é incomum no registro quaternário (Tripaldi et al., 2018), com poucos exemplos relatados em sistemas costeiros (Pye, 1993; Bailey & Bristow, 2004) e interiores (Tripaldi et al., 2018).

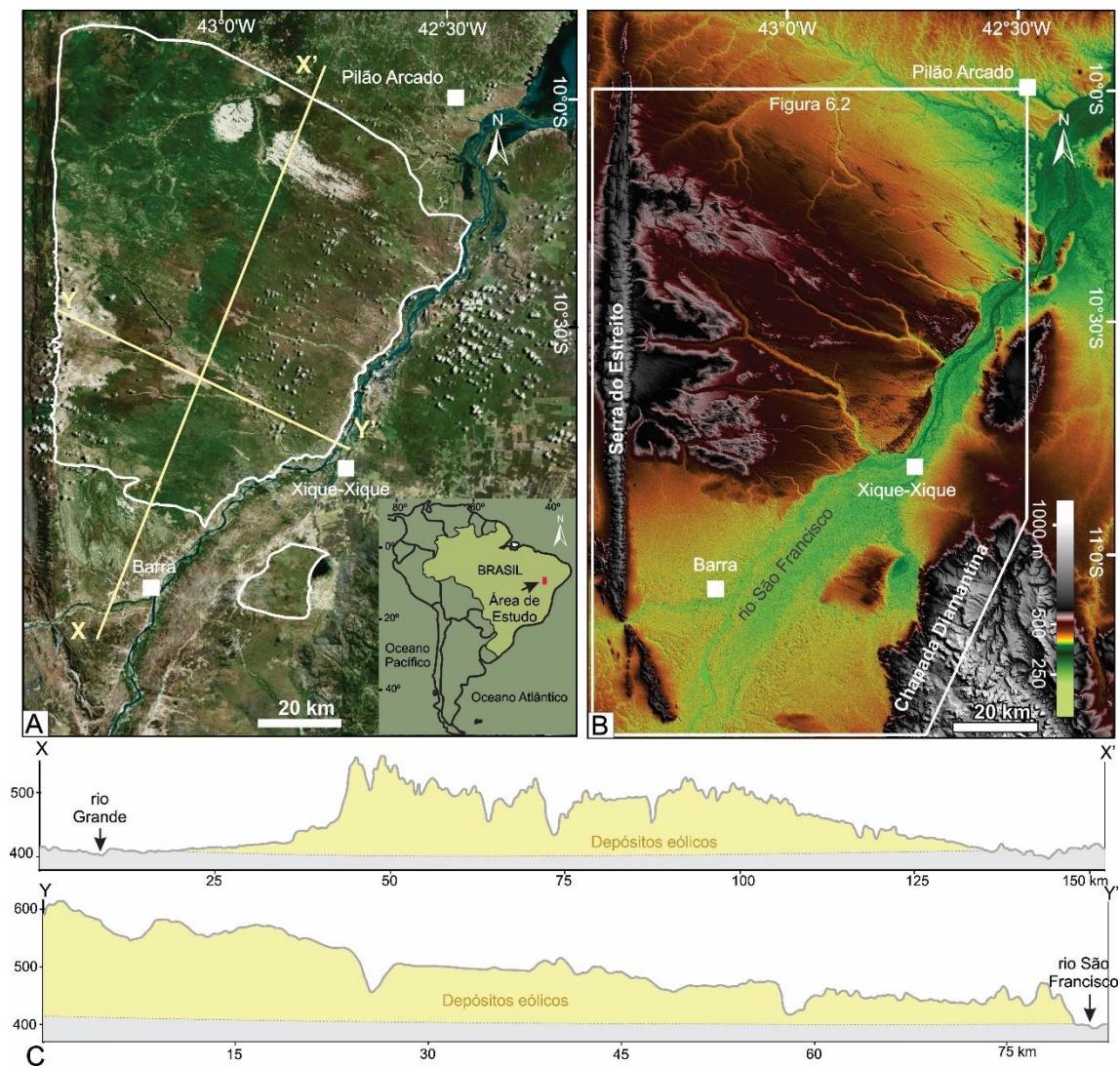


Figura 6.1. A) Localização do campo eólico de Xique-Xique (polígono branco) e perfis topográficos (linhas amarelas). Imagem aérea extraída do plugin *World Imagery* do ArcGIS online; B) Localização da área de estudo (polígono branco) detalhada na Figura 2. MDE - SRTM (30 m); C) Perfis topográficos atravessando todo o sistema eólico Xique-Xique. Nos perfis topográficos, a base do campo de dunas (cinza claro) é interpretada de acordo com a superfície plana do terraço mais alto do rio (TA - capítulo 5).

Nesse contexto, os depósitos eólicos de Xique-Xique são um arquivo geológico essencial das possíveis variações climáticas no Nordeste do Brasil, incluindo mudanças nos padrões de paleoventos e paleoprecipitação que levaram a estabilizações e reativações

eólicas. Datações absolutas com controle morfoestratigráfico e paleopedológico são necessárias para revelar essa história. No entanto, a falta de um quadro cronológico adequado para os depósitos de sedimentação eólica e aluvial ainda é um obstáculo significativo para avaliar as interações entre o campo de dunas de Xique-Xique e o rio São Francisco e sua resposta às mudanças climáticas do final do Quaternário.

Apresentamos neste trabalho novos dados das morfologias das dunas, perfis estratigráficos verticais, fácies sedimentares e um conjunto robusto de idades de luminescência opticamente estimulada (OSL) para interpretar as fases de ativação e estabilização do campo eólico de Xique-Xique. Também comparamos nossos resultados com outros depósitos eólicos ao longo das planícies do rio São Francisco e os correlacionamos com eventos paleoclimáticos quaternários relatados para as regiões Central e Nordeste do Brasil.

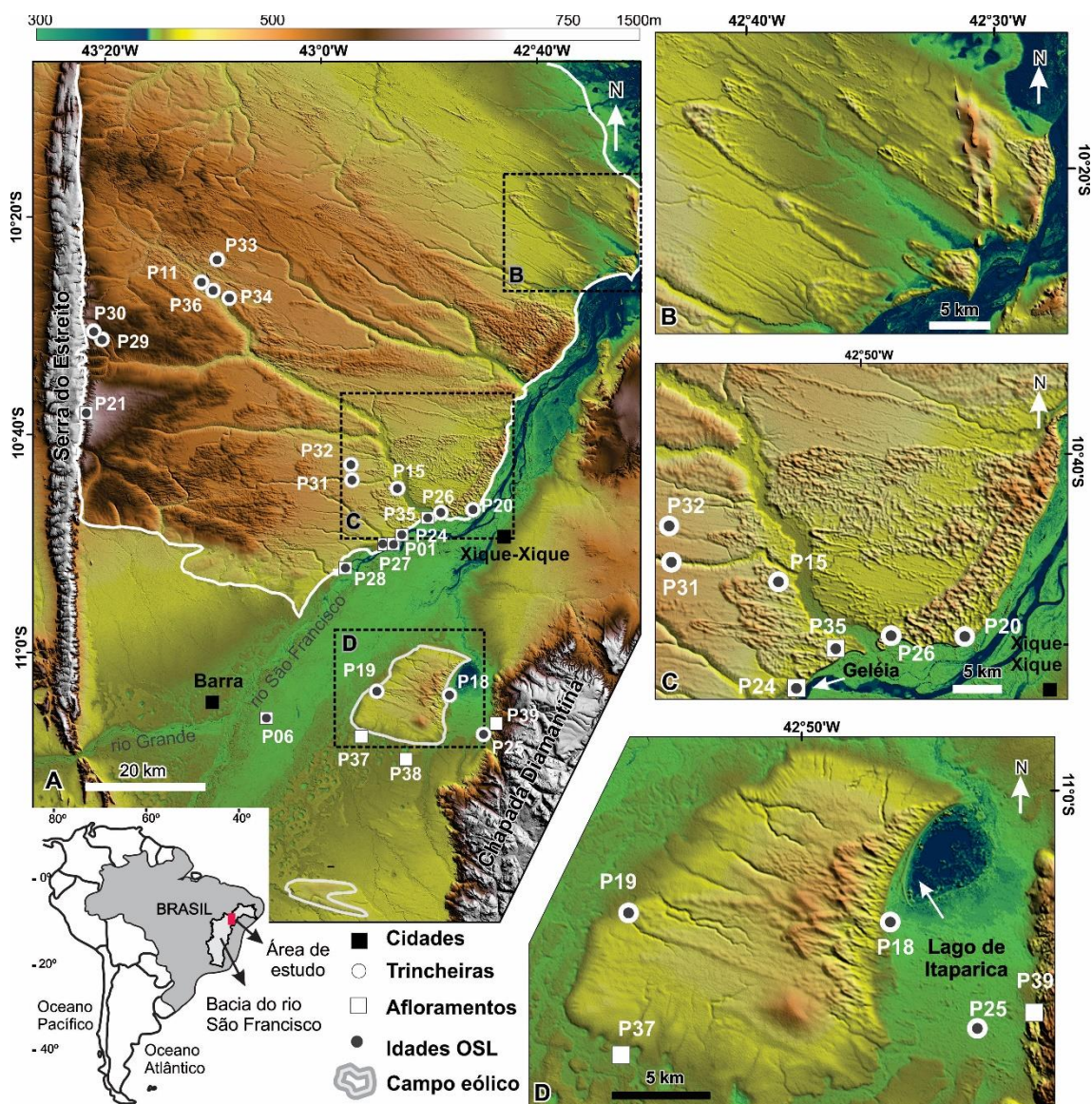


Figura 6.2. Modelo Digital de Elevação (30 m, ALOS-Palsar) do campo eólico de Xique-Xique e localização dos locais visitados (A). Visão detalhada das áreas do campo de dunas na margem esquerda (B e C) e na margem direita (D) do rio São Francisco.

6.2 Resultados

O sistema deposicional eólico interior de Xique-Xique é formado principalmente por depósitos de campos de dunas estabilizadas, sobrepondo depósitos aluviais do Pleistoceno do rio São Francisco (Mescolotti et al., 2021; Figura 6.2). Os depósitos ocorrem principalmente na margem esquerda do rio, estendendo-se para oeste até o sopé da Serra do Estreito, onde acumula maiores espessuras de sedimentos eólicos (Figuras 6.2 e 6.3 A e B), cobrindo uma área de 7.843 km² e volume de areia estimado em 665 km³. A ocorrência na margem direita do rio São Francisco é bem menos expressiva, formando um pequeno campo de dunas ao redor do Lago de Itaparica com área de 196 km² e volume de areia estimado em 1 km³ (Figuras 6.2 D e 6.3 C).

A velocidade média anual do vento (10 m acima do solo) próximo à área (em Remanso) é de 3,5 m/s, com direção dos ventos unimodais e dominando ventos de SEE-E (Figura 6.4). Apresenta padrão sazonal de ventos, com velocidades médias mais elevadas no inverno (4,1 m/s) e na primavera (3,7 m/s) (Figura 6.5). Essas velocidades podem ser ainda mais elevadas na área estudada, principalmente ao compararmos o potencial eólico anual sazonal a 100 m de altura para a área do sistema eólico de Xique-Xique e para região de Remanso (estação aqui usada; Figura 3.9).

As velocidades do vento são maiores nesta área do que nas outras regiões ao longo do rio São Francisco (Figura 6.4). A montante da área ocorrem as menores velocidades, com média anual de 1.3 m/s no curso superior (estação de Pirapora) e média de 1.3 m/s e 1.0 m/s no médio curso do rio (estações de São Romão e Mocambinho, respectivamente). As velocidades médias do vento vão diminuindo para jusante de Xique-Xique, com 3.1 m/s e 3.0 m/s no curso submédio (respectivamente estações de Curaça e Floresta) e 2.8 m/s no baixo curso do rio São Francisco (estação de Piranhas).



Figura 6.3. Dunas estabilizadas na área de estudo. A) Megadunas Simples na margem esquerda do rio São Francisco, no município de Xique-Xique - BA; B) Dunas Compostas na vila de Ibiraba - BA, com destaque para as feições de dunas escalonadas; C) Lago Itaparica com dunas compostas na margem direita do rio São Francisco; D) Vegetação mais densa nas megadunas; E) Vegetação esparsa nas dunas compostas; F) Afloramento do depósito eólico indiferenciado apresentando estratificação cruzada. O depósito ocorre isolado sobre depósito fluvial na margem direita, não identificado nas imagens aéreas; G) Dunas sobre o embasamento Proterozóico, na margem direita do rio São Francisco.

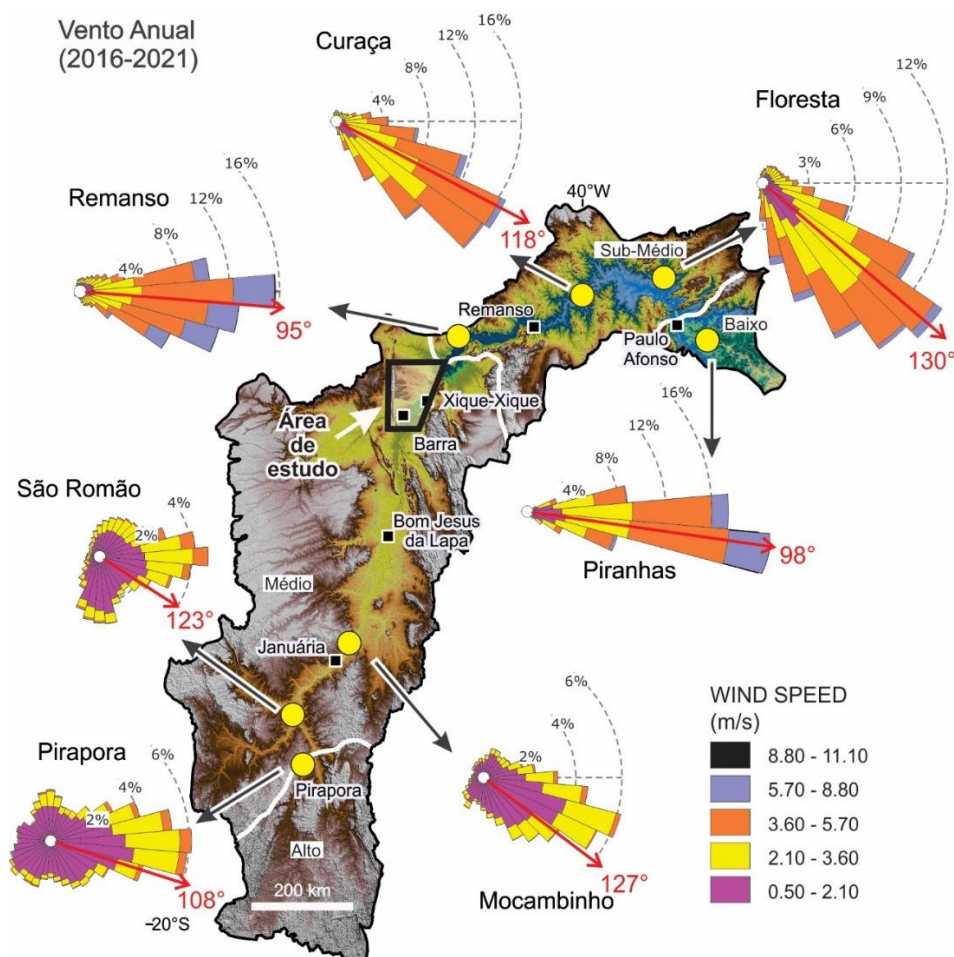


Figura 6.4. Distribuição das velocidades médias anuais e das direções médias de vento ao longo da Bacia do rio São Francisco; Notar a localização da estação de Remanso, a estação meteorológica mais próxima da área de estudo. Dados diários (onze medidas / dia), para o período de 2016 a 2021, obtidos no INMET (Instituto Nacional de Meteorologia).

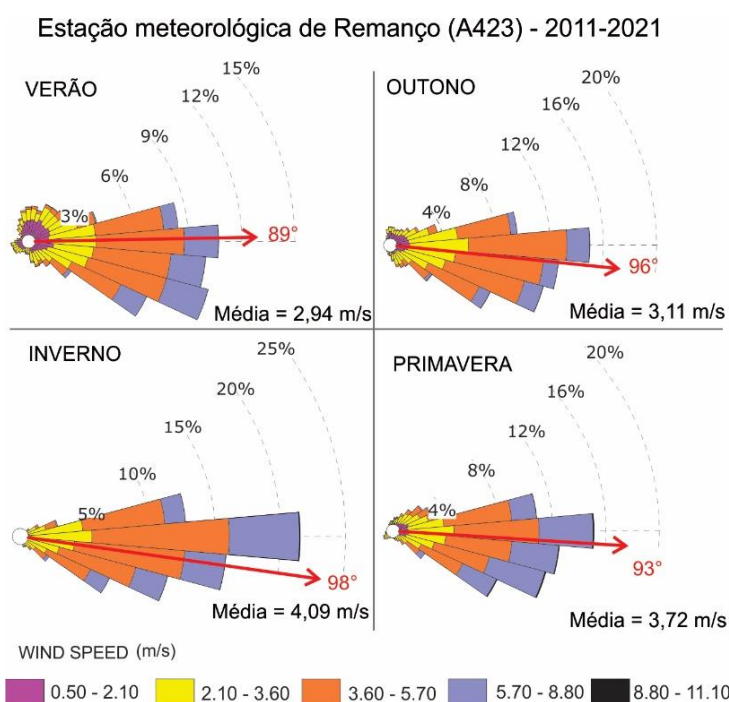


Figura 6.5. Variação da velocidade média do vento por estações do ano para a estação de Remanso – BA. Dados diários (onze medidas / dia), para o período de 2011 a 2021, obtidos no INMET.

6.2.1 Cronologia OSL

Grãos de quartzo com alta sensibilidade OSL predominam nos sedimentos eólicos datados, com curvas de dose-resposta bem descritas por uma única função exponencial de saturação ([Anexo 2](#)). De acordo com [Arnold e Roberts \(2009\)](#), sedimentos bem branqueados sem mistura pós-deposicional significativa podem apresentar distribuições de doses equivalentes com até 35% de dispersão. A maioria das amostras eólicas (18 em 32) mostra distribuições de dose equivalente com valores de dispersão relativamente baixos a moderados (9-34%). As outras 14 amostras eólicas mostraram distribuições de dose equivalente com valores de dispersão relativamente altos, variando de 39% a 89%. Assumindo que os sedimentos eólicos experimentam o branqueamento completo dos sinais OSL de quartzo antes da deposição, os altos valores de dispersão observados nas distribuições de algumas amostras estão provavelmente associados à mistura pós-deposição por bioturbação ou heterogeneidades da taxa de dose beta. Sedimentos com baixas taxas de dose, como nossas amostras eólicas estudadas, são mais propensos a serem afetados por heterogeneidades de taxa de dose beta devido à presença de concentração pontual de radionuclídeos ([Smedley et al., 2020](#)). Assim, na ausência de evidências significativas de branqueamento parcial nas amostras estudadas, escolhemos usar o Modelo Central de Idade (CAM) para estimar as doses equivalentes ([Galbraith et al. 1999](#)). As doses equivalentes calculadas para as 32 amostras variaram de $0,7 \pm 0,1$ a $80,6 \pm 3,1$ Gy, e a taxa de dose total de $0,2 \pm 0,1$ a $1,2 \pm 0,1$ Gy / ka ([Tabela 6.1](#)). As idades OSL obtidas variam de 247 a 1 ka, revelando atividade eólica de longa duração no sistema Xique-Xique desde, pelo menos, o Pleistoceno Médio. As altas dispersões observadas nas 14 amostras reflete em maiores ranges de erro na datação, como por exemplo na amostra P33 ($5.8 \pm 2,1$ ka, OD=70%)

Tabela 6.1. Doses equivalentes em grãos de quartzo, taxas de dose de radiação e idades OSL do sistema eólico Xique-Xique, Bahia, Brasil. * As amostras P14, P15 e P08 apresentam concentração de potássio abaixo do limite de detecção (0,001%), que foi considerado para o cálculo da taxa de dose.

		Amostra ID	Lab cod.	Prof. (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Taxa de dose cosmica (Gy/ka)	Sat. água (%)	Taxa de dose total (Gy/ka)	Dose equivalente (Gy)	N	OD (%)	Idade OSL (ka)
Morfologias eólicas	Lençol de areia	P18	L1397	2.5	0.48±0.03	1.66±0.09	0.035±0.004	0.15±0.02	0.04±10	0.42±0.03	6.6±0.2	18	10	15.8±1.2
			L1403	1.5	0.43±0.02	1.42±0.08	0.021±0.003	0.17±0.02	0.04±10	0.39±0.03	3.0±0.1	19	16	7.6±0.7*
		P29	L1370	1.3	0.33±0.02	1.74±0.09	0.052±0.005	0.17±0.03	0.10±10	0.43±0.04	2.8±0.2	23	26	6.5±0.7
		P30	L1371	0.6	0.36±0.02	1.36±0.07	0.003±0.003	0.19±0.07	0.10±10	0.38±0.07	3.8±0.4	11	31	10.0±2.2
		P31	L1480	1.9	0.32±0.02	0.67±0.07	0.003±0.003	0.16±0.03	0.03±10	0.28±0.03	4.0±0.4	17	45	14.0±2.1
	Megadunas Simples	P32	L1285	1.7	0.27±0.02	1.00±0.06	0.032±0.004	0.16±0.02	0.09±10	0.33±0.03	3.8±0.5	20	59	11.4±1.8
			L1405	0.4	0.21±0.02	0.59±0.05	0.013±0.003	0.18±0.09	0.05±10	0.29±0.09	1.0±0.2	16	54	5.8±2.0
		P19	L1293	1.6	0.27±0.02	1.24±0.07	0.019±0.003	0.17±0.02	0.05±10	0.34±0.03	8.6±1.3	20	67	25.5±4.4*
		P33	L1368	1.1	0.18±0.02	0.46±0.04	0.007±0.003	0.18±0.03	0.2±10	0.26±0.04	4.4±0.7	25	75	16.8±3.5
			L1401	0.2	0.18±0.02	0.45±0.04	<0.001±0.001	0.18±0.07	1.10±10	0.26±0.08	1.5±0.3	16	70	5.8±2.1
		P34	L1373	0.7	0.26±0.02	0.79±0.05	0.004±0.003	0.19±0.05	1.30±10	0.31±0.06	4.1±0.8	21	89	13.3±3.5
	Dunas Compostas	P35	L1021	1.8	0.21±0.01	0.71±0.04	0.095±0.004	0.16±0.02	0.40±10	0.36±0.03	3.4±0.2	18	30	9.5±0.9
		P15	L1294	1.6	0.40±0.02	1.76±0.08	0.132±0.007	0.17±0.02	0.07±10	0.52±0.04	7.3±0.6	22	38	14.0±1.6
			L1402	0.5	0.37±0.02	1.16±0.07	0.076±0.006	0.18±0.07	0.03±10	0.44±0.08	3.3±0.5	22	64	7.5±1.8*
		P36	L1399	0.6	0.31±0.02	0.54±0.05	<0.001±0.001	0.18±0.06	0.04±10	0.29±0.06	1.9±0.2	16	49	6.5±1.5
		P11	L1369	0.6	0.24±0.02	0.55±0.04	0.001±0.001	0.19±0.06	0.40±10	0.29±0.06	1.5±0.2	13	42	5.2±1.4*
	Dunas Perched	P26	L1017	1.2	0.64±0.02	2.08±0.06	0.131±0.005	0.17±0.07	0.04±10	0.61±0.08	0.7±0.01	17	0.0	1.1±0.2
		P20	L1295	1.6	0.22±0.02	0.66±0.05	0.154±0.008	0.17±0.02	0.03±10	0.42±0.03	5.8±0.2	22	13	13.7±1.2*
Depositos eólicos indiferenciados	P01	L1014	3.1	0.21±0.01	0.63±0.03	0.052±0.003	0.15±0.02	0.03±10	0.30±0.02	12.3±0.6	17	19	41.3±3.6*	
		L1278	0.3	0.33±0.02	1.07±0.06	0.073±0.005	0.20±0.13	0.02±10	0.42±0.13	4.9±0.4	21	34	11.5±3.7*	
		L1279	2.9	0.31±0.02	0.91±0.06	0.077±0.005	0.14±0.01	0.03±10	0.36±0.02	13.0±1.2	10	28	36.2±4.1*	
	P24	L1393	1.8	0.23±0.02	0.61±0.06	0.060±0.006	0.16±0.02	0.03±10	0.32±0.03	3.4±0.2	21	24	10.6±1.1	
		L1015	0.8	0.17±0.01	0.53±0.03	0.073±0.004	0.18±0.05	0.03±10	0.34±0.05	2.6±0.4	16	57	7.7±1.6	
		L1395	1.4	0.26±0.02	0.73±0.05	0.071±0.005	0.17±0.03	0.04±10	0.36±0.03	11.6±0.3	24	12	32.7±3.1	
		L1394	0.3	0.30±0.02	0.80±0.06	0.076±0.005	0.19±0.08	0.05±10	0.40±0.08	9.3±0.4	23	22	23.4±4.8	
		L1396	0.6	0.96±0.04	2.89±0.12	0.196±0.009	0.19±0.06	0.07±10	0.83±0.09	15.1±0.3	23	9	18.3±1.9	
	P25	L1020	1.2	0.29±0.02	1.11±0.06	0.016±0.003	0.14±0.04	0.04±10	0.34±0.05	18.4±0.6	23	14	54.3±7.8	
	P06	L1018	0.4	0.38±0.01	1.49±0.05	0.282±0.009	0.19±0.09	0.20±10	0.68±0.11	9.7±0.9	23	46	14.3±2.6*	
	P27	L1400	2.6	0.28±0.02	0.84±0.05	0.061±0.004	0.14±0.01	0.03±10	0.33±0.02	15.6±0.6	23	18	47.4±3.7	
	P28	L1290	7	0.34±0.02	1.47±0.08	0.051±0.004	0.09±0.07	0.05±10	0.33±0.02	80.6±3.1	28	20	246.9±19.3	
		L1479	4	<0.01±0.01	1.08±0.09	<0.001±0.001	0.12±0.01	0.20±10	0.20±0.02	32.0±3.5	13	39	161.1±21.4	
	P21	L1372	1.4	1.14±0.05	5.64±0.20	0.324±0.015	0.18±0.03	0.30±10	1.18±0.09	53.2±4.5	18	31	45.1±5.2*	

6.2.2 Formas eólicas

Quatro zonas geomorfológicas foram reconhecidas e mapeadas: 1 megadunas simples (*sensu* Pye e Tsoar, 2009; Figura 3.1); 2 - dunas compostas (Figura 3.1); 3 - lençol de areia; e 4 - dunas empoleiradas (*perched*). Megadunas são dunas muito grandes, independentemente de sua morfologia (Pye e Tsoar, 2009) e podem atingir 200–300 m de altura e espaçamento de crista > 500 m (Goudie, 2004).

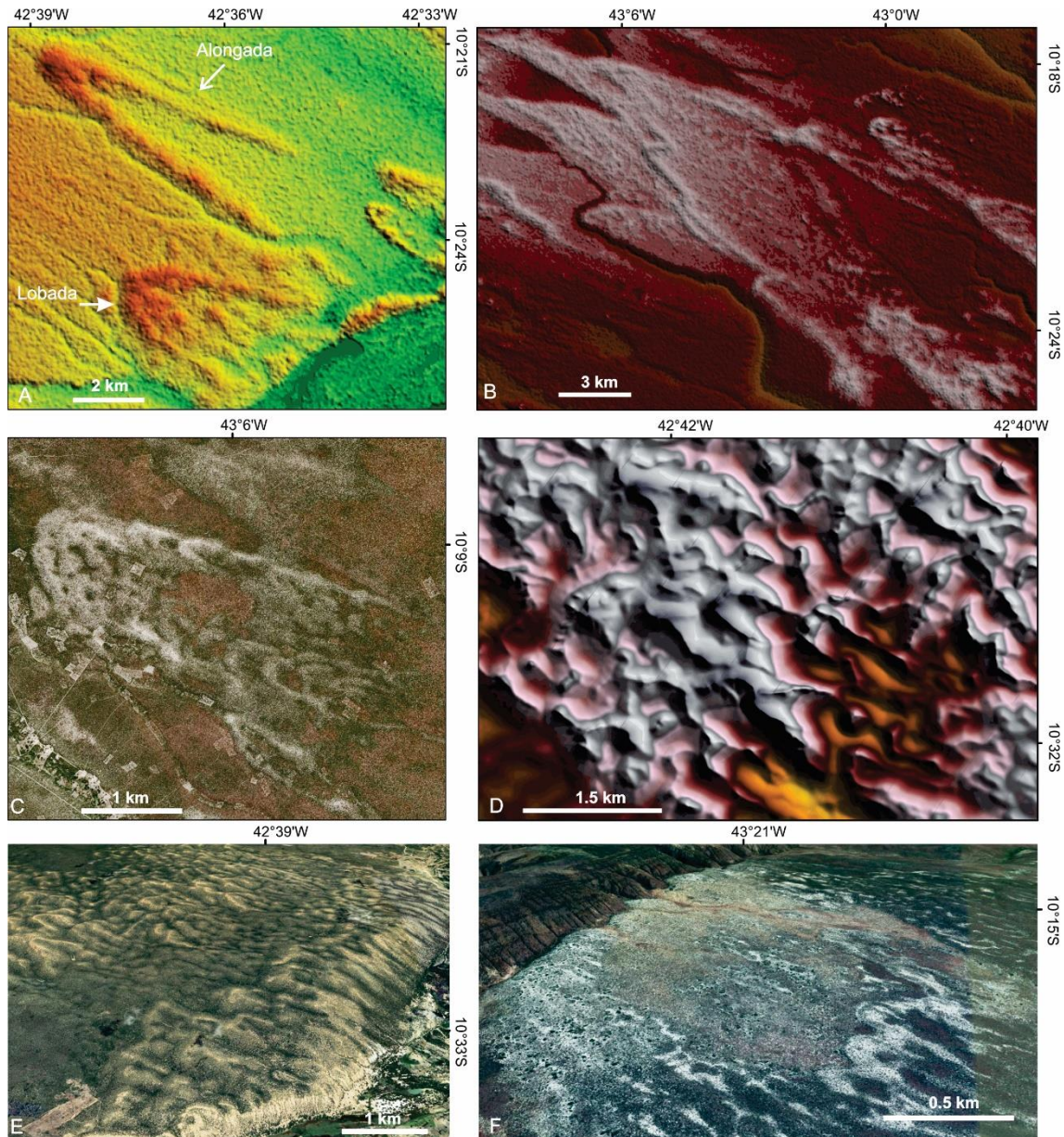


Figura 6.6. Morfologia das dunas parabólicas estabilizadas do sistema eólico de Xique-Xique. A) Megadunas simples alongadas ($C/L = 3,36$) e megadunas lobadas ($C/L = 1,5$); B) Megadunas compostas digitadas; C) Dunas parabólicas compostas aninhadas no nariz das megadunas; D) Dunas compostas escalonadas; E) Dunas empoleiradas (*perched*) próximas ao rio São Francisco, com aumento da espessura de sedimentos e ângulo de inclinação de barlavento (*stoss*) em direção ao rio; F) Dunas compostas migrando sobre depósitos de lençol de areia, próximo à Serra do Estreito. As figuras A e B correspondem ao MDE SRTM (30 m), com escala de cores conforme Figura 6.1. A figura C corresponde à imagem aérea obtida no *World imagery* - ArcGIS online; A imagem D é derivada do modelo de elevação digital processado (5 m); As imagens E e F são imagens aéreas obtidas no Google Earth (exagero vertical de 3x).

As megadunas simples (MS) ocorrem como dunas parabólicas bem preservadas com morfologias simples alongadas ($C / L > 3$) ou lobadas ($C / L = 1-3$) (Figuras 6.3 A, 6.6 e 6.7). Com menor frequência também ocorrem dunas aninhadas, digitadas e sobrepostas (Figura 6.6 B e C). As megadunas simples possuem comprimentos de braço de arrasto (C) de 1,2 a 16,3 km, larguras (L) de 0,9 a 5,7 km (Figuras 6.7 e 6.8) e alturas de até 30 m em seus narizes (perfil topográfico na Figura 6.7). As dunas desta morfologia podem ser reconhecidas em ambos os lados do rio, mas raramente perto da Serra do Estreito, na borda oeste do sistema eólico (Figura 6.9). Os afluentes do rio São Francisco na área raramente cortam as MS (Figura 6.6 A e B). A cobertura vegetal nas megadunas é composta principalmente por árvores e arbustos espinhosos, com vegetação arbustiva densa (Figura 6.3 D). Seis amostras de sedimento foram datadas por OSL, revelando idades de $25,5 \pm 4,4$ ka a $5,8 \pm 2,0$ ka.

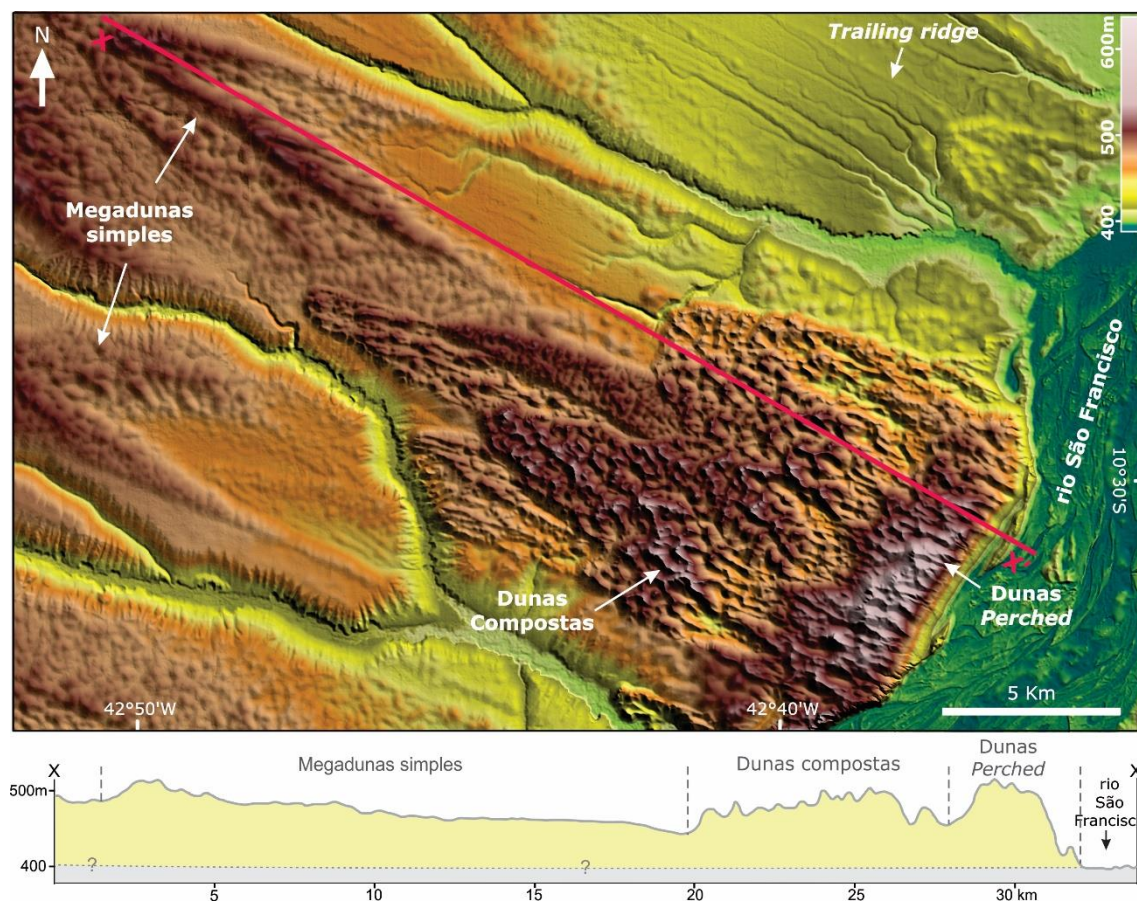


Figura 6.7. Morfologias eólicas do campo de dunas de Xique-Xique (modelo digital de elevação fornecido pelo exército brasileiro) e perfil topográfico mostrando diferentes morfologias eólicas. No perfil topográfico, a base do campo de dunas (cinza claro) é interpretada de acordo com a superfície plana do terraço mais alto do rio (capítulo 5).

As dunas compostas (DC) consistem em formas parabólicas bem preservadas compreendendo predominantemente morfologias escalonadas e aninhadas (Figuras 6.6 e 6.7). As DC apresentam comprimentos de braço (C) de 0,3-2,0 km e larguras (L) de 0,3-1,4 km, com uma relação C / L predominante $<1,7$ e até 50 m de altura (Figura 6.8). Os parâmetros morfométricos foram medidos em três locais, dois na margem esquerda (próximo às localidades de Ibiraba e Saldanha) e um na margem direita (próximo à lagoa de Itaparica) (Figura 6.9). As dunas parabólicas compostas se sobrepõem às megadunas e costumam ocorrer aninhadas perto do nariz das MS. As idades das cinco amostras datadas variam de $14,0 \pm 2,1$ ka a $5,2 \pm 1,4$ ka. Pequenos afluentes do rio São Francisco cruzam essa zona morfológica em alguns pontos, e uma clara relação de incisão fluvial sobre essas morfologias é vista no rio Icatu (Figura 6.9).

Dunas compostas também ocorrem sobrepostas aos lençóis de areia, especialmente próximo a Serra do Estreito (Figura 6.6 F). Em comparação com as megadunas simples, as dunas compostas apresentam cobertura vegetal mais esparsa, composta predominantemente por vegetação rasteira e de baixo porte (cactáceas e bromélias) (Figura 6.3 D e E).

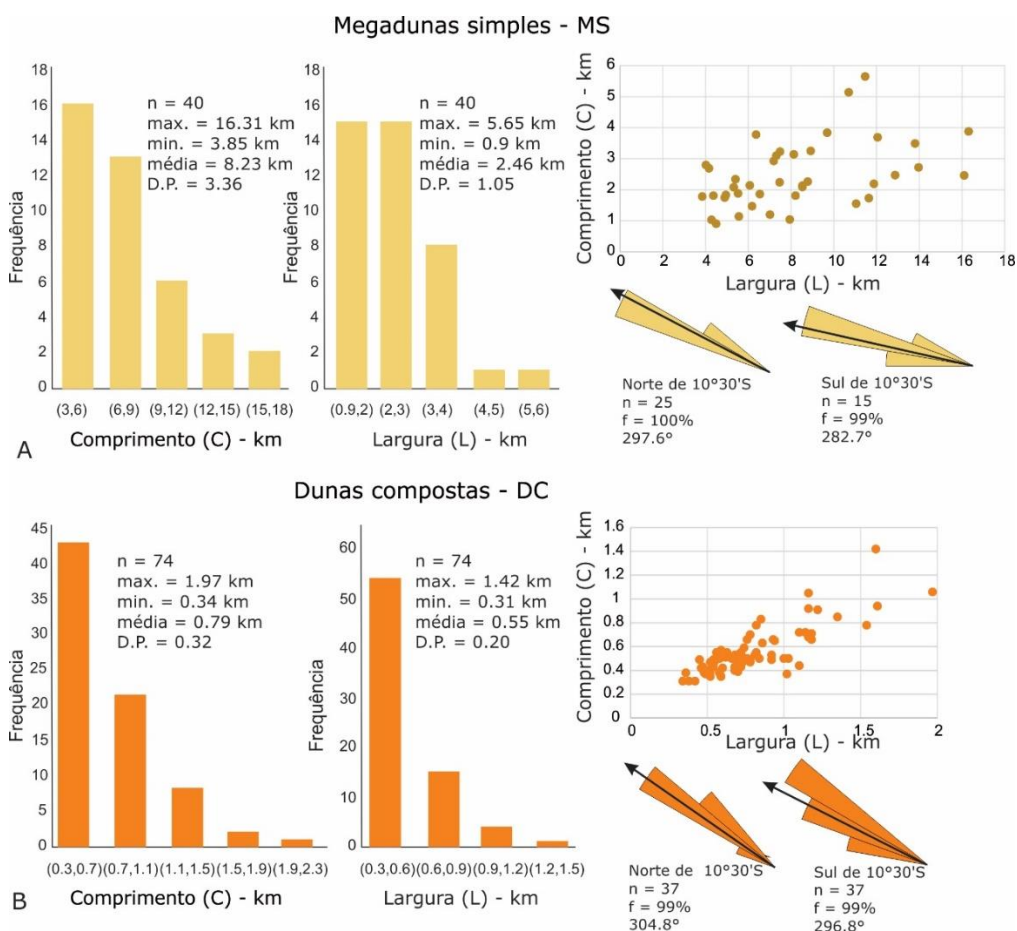


Figura 6.8. Dados morfométricos e direções de migração para as megadunas simples (A) e para as dunas compostas (B) (n = número de medidas, máx. = valor máximo, min. = valor mínimo, D.P. = desvio padrão)

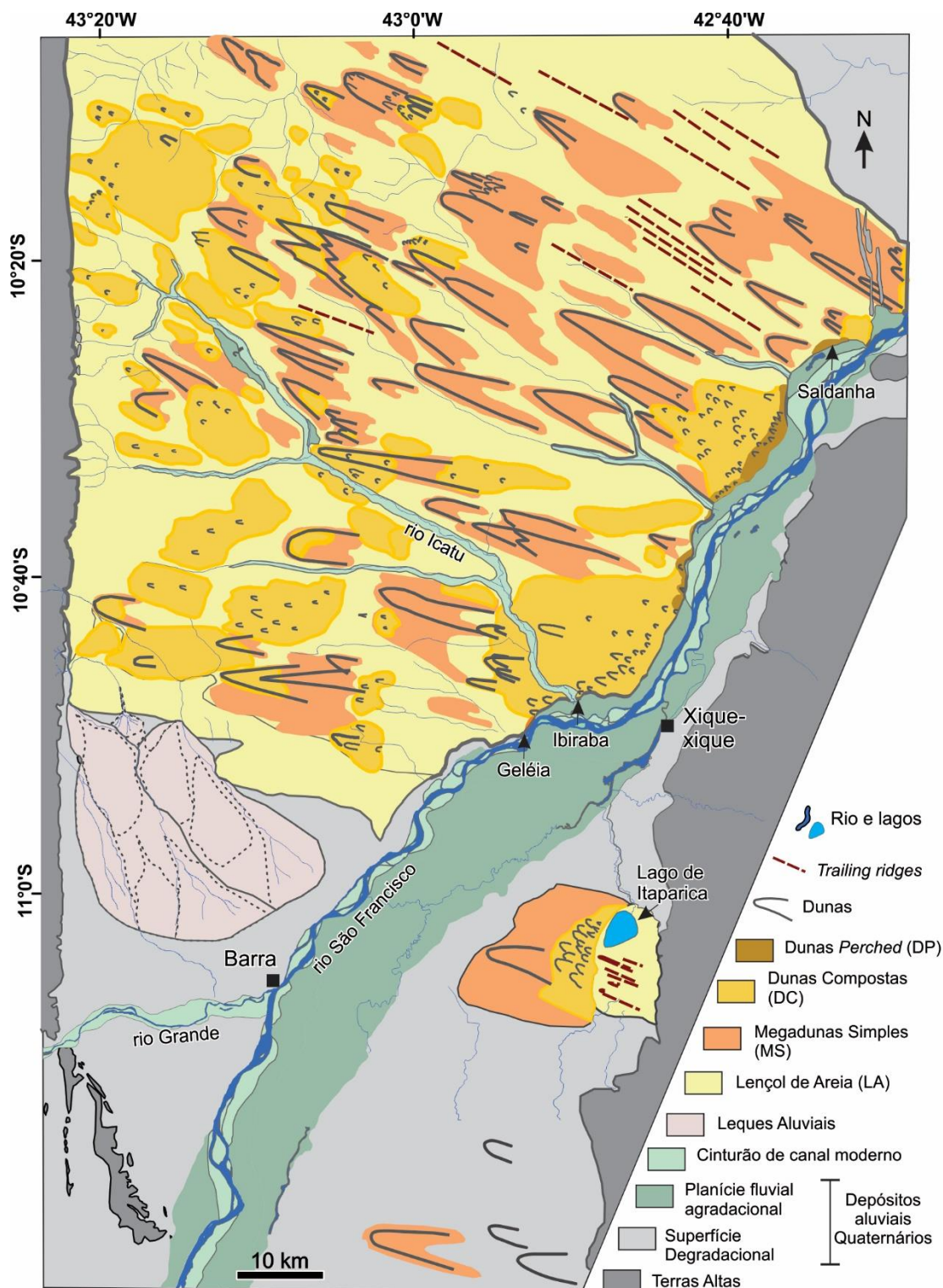


Figura 6.9. Unidades geomorfológicas mapeadas no sistema eólico Xique-Xique. Depósitos aluviais quaternários foram traçados com base no capítulo 5.

As dunas *perched* (empoleiradas; DP) são morfologicamente semelhantes às descritas em áreas costeiras de mares e lagos (Jennings, 1967; Hansen et al., 2010; Blumer et al., 2012). São pequenas dunas parabólicas escalonadas no topo de falésias que formam uma barreira estreita e alta ao longo das margens do rio São Francisco, onde se fundem

para formar um cinturão de dunas com 0,5-1,5 km de largura. Dunas *perched* migram sobre as outras formas de relevo e depósitos eólicos indiferenciados, atingindo alturas de até 160 m acima do nível do rio e formando rampa lateral de *stoss* inclinada em até 30° em direção ao rio (Figuras 6.6 E e 6.7). Duas idades indicam que sua formação teve início no final do Pleistoceno ($13,7 \pm 1,2$ - ponto P20), parcialmente contemporânea às dunas parabólicas (MS e DC). Não há dados disponíveis para avaliar sua atividade durante o Holoceno, mas eles estavam ativos durante o Holoceno Tardio ($1,1 \pm 0,2$ ka - ponto P26).

O lençol de areia (LA) compreende uma superfície eólica estabilizada, quase plana, com predominância de depósitos de lençóis de areia, e subordinadamente interdunas secas e feições eólicas deflacionárias, como *trailing ridges* com quilômetros de extensão (Figuras 6.7 e 6.9). Os *trailing ridges* são cristas vegetadas, alongadas paralelas à direção efetiva do vento, deixada para trás (barlavento) conforme a feição eólica (uma duna parabólica ou um campo de dunas) migra (Martinho et al. 2006, Hilbert et al. 2016). Essas feições deflacionárias são observadas principalmente nos setores ao norte e áreas adjacentes ao Lago Itaparica (margem direita) e os lençóis de areia predominam próximo à Serra do Estreito. Cinco idades OSL foram obtidas a partir de amostras da zona LA, com intervalo de $15,8 \pm 1,2$ ka a $6,5 \pm 0,7$ ka.

Além disso, pequenas dunas isoladas de até 3,0 m de altura também foram encontradas diretamente sobre rochas cristalinas do embasamento Proterozóico (pontos P39 e P51; Figura 6.3 G) ou sobre depósitos fluviais (pontos P37 e P38; Figura 6.3 F). Não foi possível reconhecer esses depósitos por imagens aéreas devido às suas baixas espessuras e localização restrita e, portanto, esta unidade geomorfológica não foi mapeada. Essas dunas não foram datadas.

Os sedimentos das formas eólicas aqui mapeadas e estudadas têm características texturais semelhantes, com areias não consolidadas quartzosas bem selecionadas, predominando granulometria nas modas finas / médias (Figura 6.12). As cores das areias são variadas, indo do bege ao marrom escuro (Figuras 6.10 A e 6.11), geralmente com tons mais escuros nas megadunas simples e lençol de areia (Figura 6.11). Um horizonte com fragmentos de carvão foi observado nos depósitos eólicos em ambas as margens do rio. Esses fragmentos são angulares, predominantemente milimétricos, podendo atingir até 1 cm de comprimento (Figura 6.10 B). Este horizonte geralmente ocorre entre 0,8 e 1,7 m do topo da trincheira (Figura 6.12), aparecendo mais raso apenas nas megadunas simples na margem direita do rio (0,3 a 0,6 m, P19). Não foi encontrado fragmentos de carvão nas camadas mais profundas.



Figura 6.10. Características sedimentares das dunas estabilizadas. A) Exemplo de trincheira na área, com areias quartzosas de granulação fina, maciças e bem selecionadas; B) Fragmentos de carvão encontrados nas trincheiras (foto com lupa); C) Afloramento natural com contato ondulado (linha tracejada) entre os depósitos basais do rio (areia maciça, fina / muito fina com intervalos siltoso-argilosos e cimento carbonático) e depósitos eólicos (bem classificados, areias de quartzo de granulação média com estratificação; ponto P01); D) Depósitos de areias eólicas com estratificação bem preservada; E) Bioturbação cortando areia estratificada.

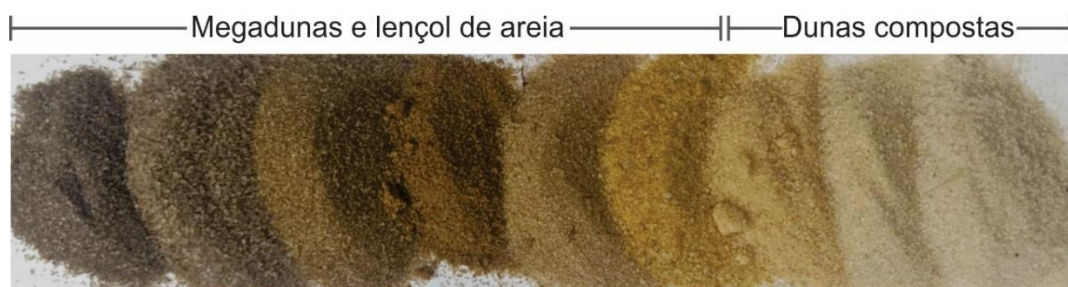


Figura 6.11. Variação de cores dos sedimentos para diferentes morfologias eólicas.

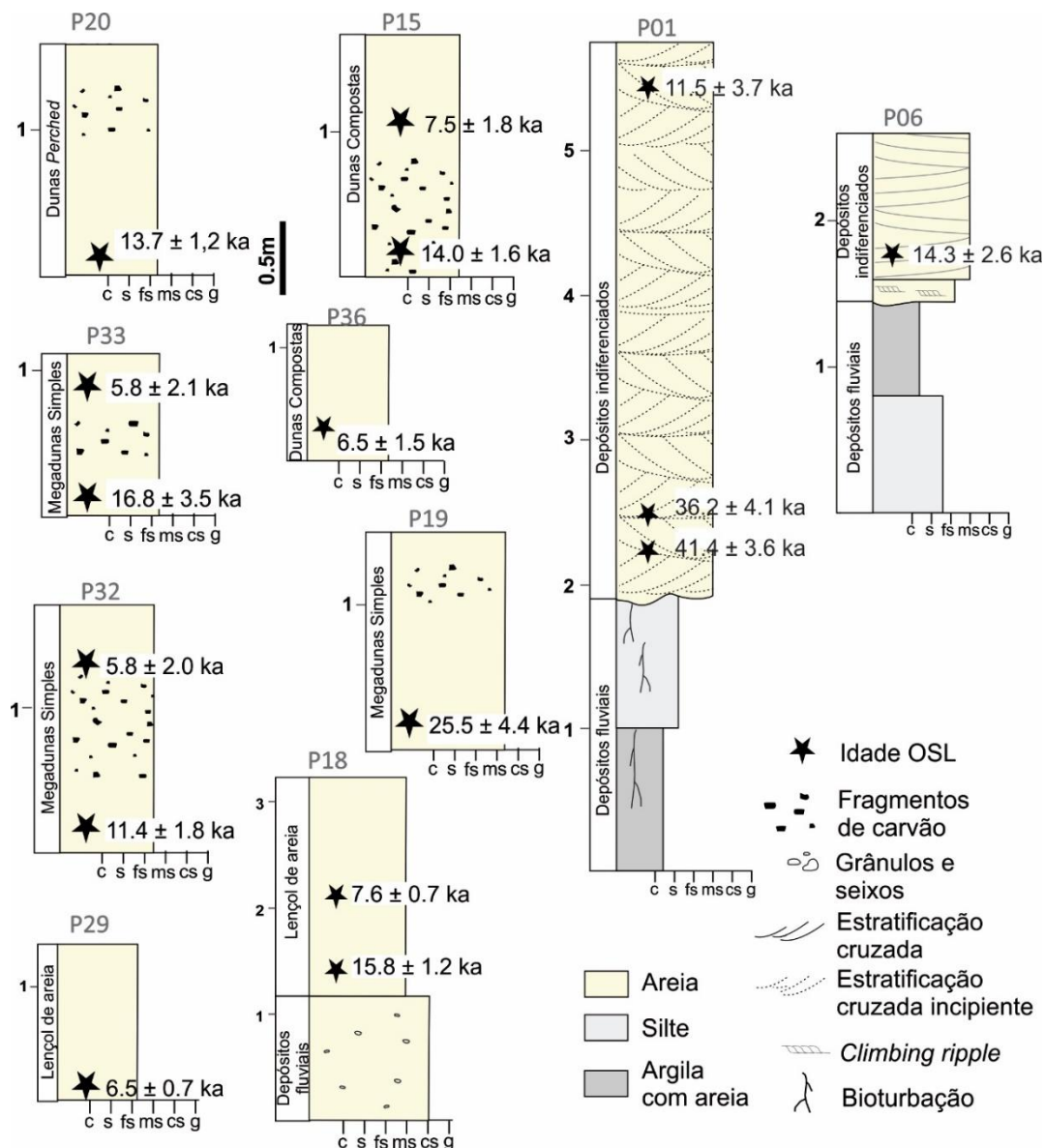


Figura 6.12. Seções sedimentares verticais em diferentes morfologias eólicas, com datações OSL e posição de ocorrência de níveis de carvão.

As direções do vento deduzidas da orientação das dunas estabilizadas são ligeiramente diferentes ao norte e ao sul da latitude 10 ° 30'S (Figuras 6.8 e 6.9). Ao norte desta latitude, as dunas estabilizadas têm um azimuth de migração médio de direção 298 ° (n = 25) para MS e de direção 305 ° para DC (n = 37), enquanto as dunas ao sul mostram migração de MS em direção ao azimuth 283 ° (n = 15) e migração de DC em direção a 297 ° (n = 37).

As dunas ativas ocorrem em um campo de dunas com lobos deposicionais coalescentes (Figura 6.13). As dunas têm até 20 m de altura, com comprimentos de braço de arrasto (C) de 0,09-0,21 km e larguras (L) de 0,05-0,13 km, e com relação C / L ~ 2. Elas foram observadas apenas próximo ao rio São Francisco, em sua margem oeste. Na localidade de Geleia (ponto P24), as fundações de tijolos de antigas casas em ruínas estão

parcialmente soterradas por dunas ativas (Figura 6.13 D). Imagens aéreas de satélite registram a migração de dunas de 2002 a 2017, período com taxa média de mobilidade de 10 m / ano (Figura 6.13 E e F). As dunas ativas apresentam azimuth de migração médio em direção a 290 ° (n = 7), mostrando a conservação do mesmo padrão de transporte de sedimentos pelos ventos observado para as dunas estabilizadas (MS e DC).



Figura 6.13. Dunas ativas do sistema eólico Xique-Xique. A) Duna parabólica ativa na frente, com dunas estabilizadas atrás; B) Lobos deposicionais parabólicos; C) Lóbulos deposicionais cobrindo árvores; D) Campo de dunas ativas cobrindo ruínas de construção; E-F) Migração de campo de dunas durante um intervalo de 15 anos. A linha pontilhada marca a posição da frente de dunas ativas em 2017 (imagem aérea obtida do Google Earth).

6.2.3 Perfis estratigráficos verticais

Depósitos de dunas eólicas mais antigas ocorre no barranco do rio, na margem esquerda do rio São Francisco (Figura 6.10 C). Descritos como depósitos indiferenciados porque não puderam ser associados a nenhuma das formas de relevo anteriormente descritas, esses depósitos são essenciais para compreender o empilhamento vertical e a história geológica do sistema eólico Xique-Xique. Esses depósitos ocorrem em sets de até 4 m de espessura e com estratificação cruzada, e são constituídos por areias brancas de quartzo, de granulação muito fina a média (Figura 6.12), bem selecionadas, estruturas como gradação inversa e lâminação de fluxo de grãos (*grain flow*) e presença subordinada de minerais pesados e grãos de feldspatos. Embora rara, a evidência da relação animal-sedimento pode estar presente, como a bioturbação em forma de gota preenchida com areia média / grossa encontrada no ponto P06 (Figura 6.10 E).

Quatorze amostras datadas confirmaram que a maioria desses depósitos são mais antigos do que os das formas eólicas mapeadas. Duas idades revelaram atividade eólica pelo menos desde o Pleistoceno Médio ($246,9 \pm 19,3$ e $161,1 \pm 21,4$ ka). A maioria das idades obtidas (oito) para esses depósitos vão de $54,3 \pm 7,8$ ka a $18,3 \pm 1,9$ ka. Quatro amostras revelaram idades que registram a transição Pleistoceno / Holoceno ($14,3 \pm 2,6$ ka para $7,7 \pm 1,6$ ka), semelhantes às idades das formas de relevo eólicas preservadas.

A presença de paleossolos é importante porque eles podem representar eventos de estabilização eólica e descontinuidades sedimentares entre eventos de atividade eólica. Dois níveis de paleossolos foram descritos próximos à localidade de Geleia (ponto P24; localização nas Figuras 6.2 e 6.9), permitindo-nos definir duas sequências deposicionais (Figura 6.14).

A sequência inferior compreende pelo menos 5,5 m de areia esbranquiçada aparentemente contínua, de grão fino a médio, com estratificação cruzada incipiente de baixo ângulo ($< \sim 5^\circ$). A datação ($32,7 \pm 3,1$ ka) indica deposição durante o Pleistoceno Superior, mas sua base não foi alcançada. A sequência provavelmente começou antes dessa idade, conforme sugerido pelo resultado da datação de $41,4 \pm 3,6$ ka, obtido de uma amostra de areia recuperada em um perfil correlacionado (ponto P01; Tabela 6.1). A parte superior da sequência inferior foi datada em $18,3 \pm 1,9$ ka e é caracterizada por um nível de paleossolo com topo truncado, lateralmente contínuo, e com presença de rizólitos intensamente cimentados por CaCO_3 (Figura 6.15 B e C).

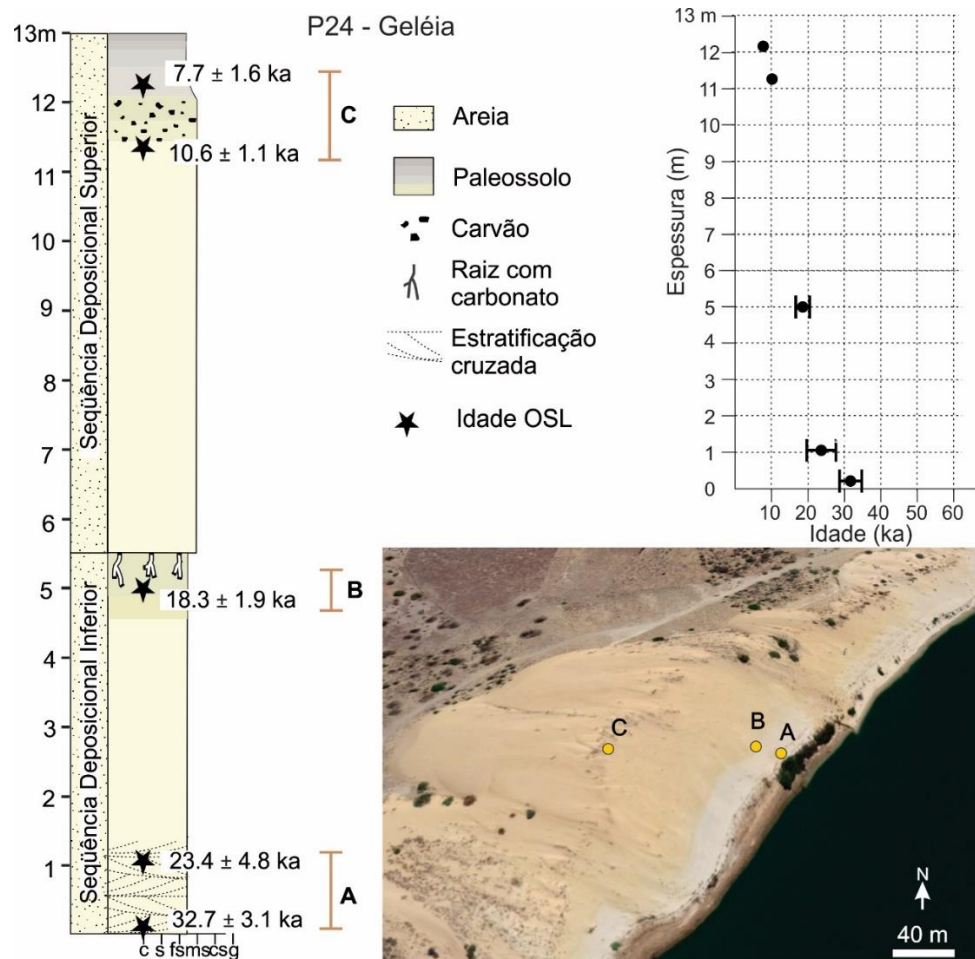


Figura 6.14. Seção vertical do ponto P24 (Geleia), com fácies sedimentares e idades OSL. A relação entre idade e profundidade é mostrada no painel superior direito. Imagem aérea obtida no Google Earth (exagero vertical de 3x).

A sequência superior difere em cor (amarelo alaranjado) e coesão (mais friável) em comparação com a sequência inferior (Figura 6.15 D). Porém, nenhuma datação foi realizada em sua porção basal (Figura 6.14), o que dificulta a estimativa do intervalo de tempo entre as duas sequências. Essa sequência compreende aproximadamente 8 m de areias de grãos médios. O intervalo superior dessa sequência (1,5 m) foi depositado no Holoceno Inferior / Médio (duas idades: $10,6 \pm 1,1$ ka e $7,7 \pm 1,6$ ka; Tabela 6.1), e é composto por areias marrom-escuras, com rizólitos e fragmentos de carvão (Figura 6.15 E). No topo da sequência superior ocorre novo nível de paleossolo, e existem fundações de tijolos de ruínas de casas antigas e depósitos de dunas ativas que o recobrem (Figuras 6.13 e 6.15).

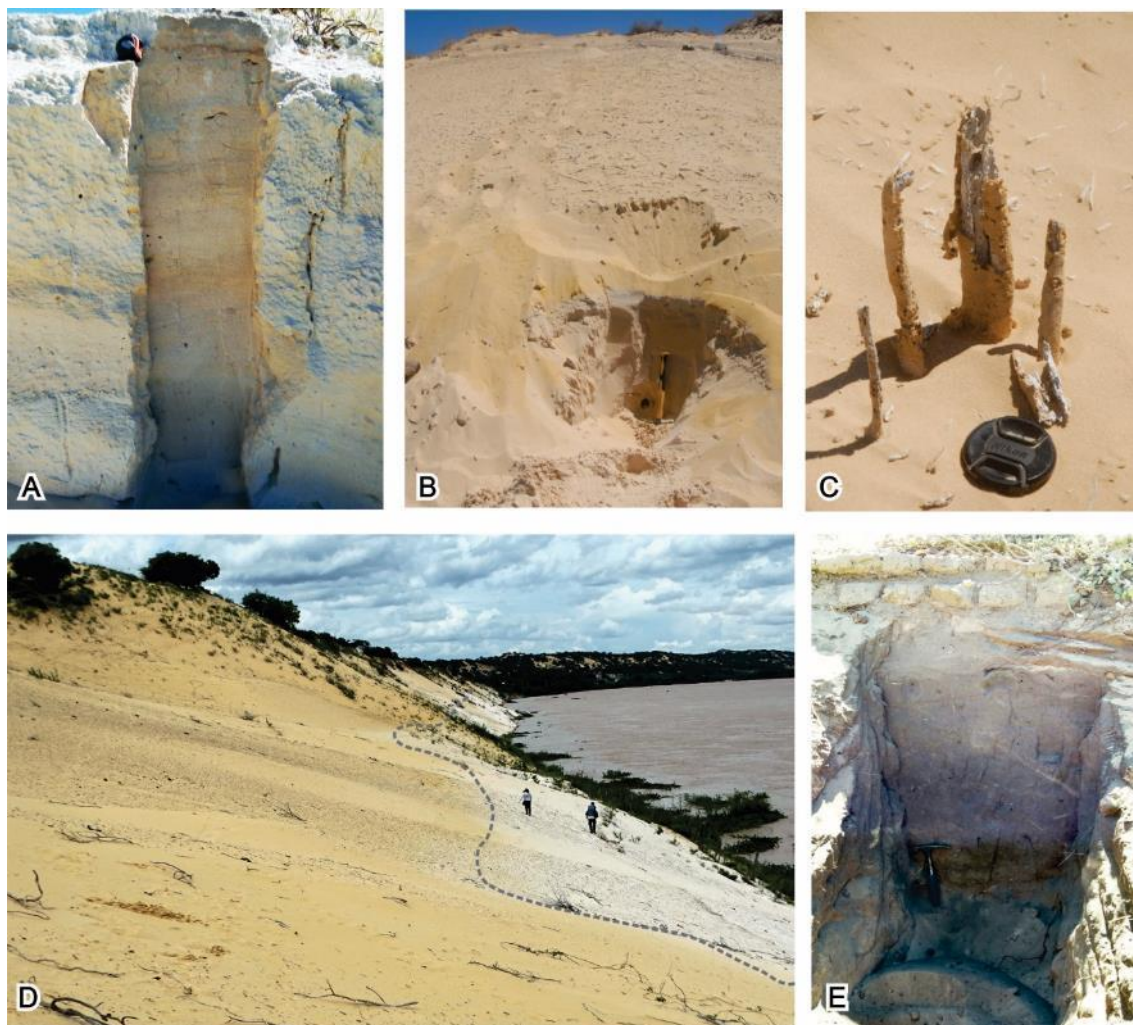


Figura 6.15. Prancha fotográfica da seção P24. A) Areias da base da seção, com estratificação incipiente; B) Local de amostragem de sedimento para datação OSL no topo da sequência inferior; C) Raízes intensamente cimentadas por CaCO_3 no topo da sequência inferior; D) Vista panorâmica do contato entre as sequências deposicionais inferior e superior, destacando a diferença de cor entre as areias (linha tracejada); E) Seção no topo da sequência superior, mostrando diferentes cores pedogenéticas e os tijolos de edifícios antigos no topo.

6.3 Discussão

Xique-Xique é um exemplo de sistema eólico complexo dominado por dunas parabólicas estabilizadas e associado a uma planície fluvial considerável. A interação flúvio-eólica se encaixa no tipo "redes de canais fluviais que atravessam campos inteiros de dunas eólicas" (*sensu* Al-Masrahy e Mountney, 2015). Observou-se uma tendência das maiores dispersões das idades OSL ocorrerem nos depósitos eólicos de megadunas simples, sendo que sobre esta morfologia notou-se a ocorrência de vegetação mais densa. Assim, essas altas OD são provavelmente decorrência da mistura pós-deposição por bioturbação.

As orientações das dunas ao norte e ao sul da latitude $10^{\circ} 30'S$ são um pouco diferentes umas das outras, e consistentes com o padrão moderno de circulação do vento

na área (Figura 6.16). O padrão atual dos ventos é caracterizado por ventos predominantes SE ao norte da latitude $10^{\circ} 30'S$ e ventos dominantes E ao sul (Santos et al., 2013). Essa diferença na direção do vento é provavelmente resposta à deflexão do vento ao cruzar o planalto leste da Chapada Diamantina. Os campos de dunas nas áreas quase equatoriais também são formados por ventos de NE, incluindo campos de dunas interiores da Amazônia (Carneiro Filho et al., 2002; Teeuw & Rhodes, 2004; Zular et al., 2019), e campos de dunas costeiras e interiores no Nordeste do Brasil (Tsoar et al., 2009; Guedes et al., 2017; Zular et al., 2020; Anexo 3).

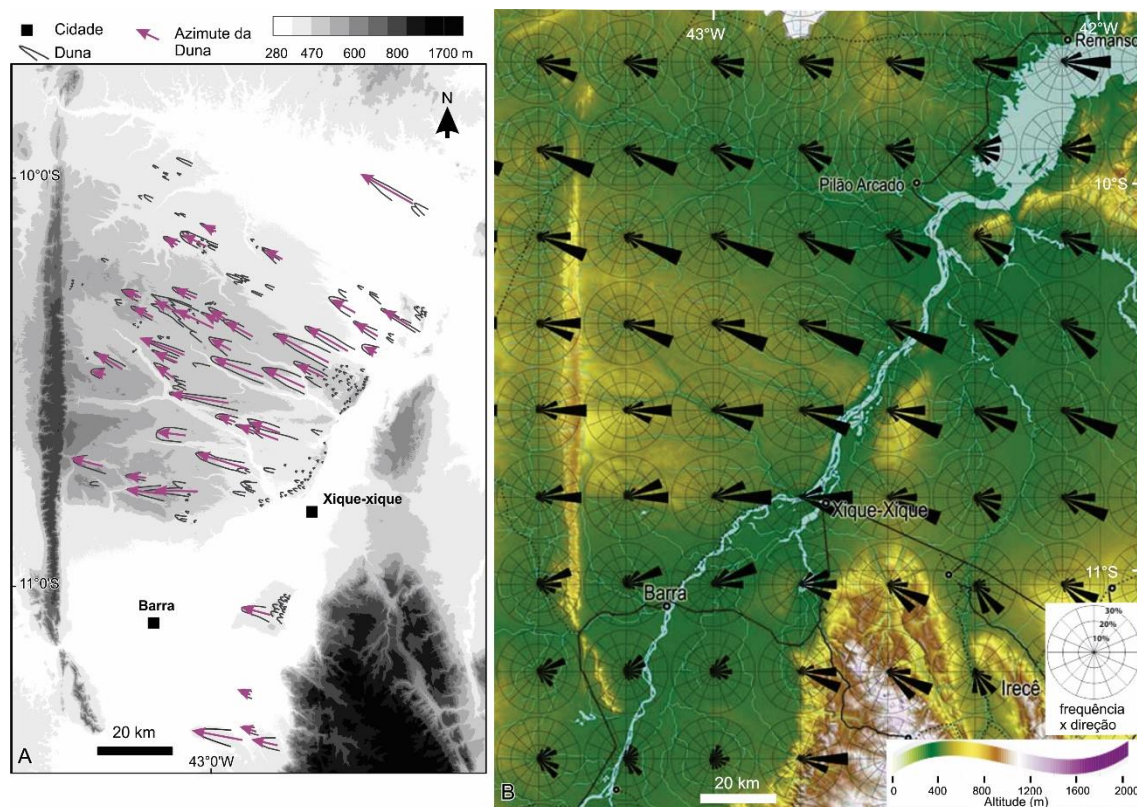


Figura 6.16. Ventos do campo de dunas de Xique-Xique. A) Direção da migração das dunas parabólicas no médio São Francisco (MDE SRTM - 30 m); B) Diagrama de roseta anual da direção do vento, considerando a frequência média das direções anuais para um período de 15 anos (1994 a 2009; modificado de Santos et al., 2013).

O intervalo de tempo de atividade eólica que obtivemos neste trabalho é significativamente diferente daqueles relatados em estudos anteriores no sistema eólico de Xique-Xique (Barreto et al., 1999; Oliveira et al., 1999; Anexo 3). Apenas uma idade aqui obtida corresponde ao Holoceno tardio, período com a maior parte das idades obtidas por Barreto et al. (1999). Nossas datações são consistentes com as idades relatadas das dunas em locais a jusante do rio São Francisco: Pleistoceno Superior (57-52 ka e 30 ka; Ferreira et al., 2013 e Cabral, 2014, respectivamente) e Holoceno Inferior (11 ka; Ferreira

et al., 2013; Cabral, 2014; Anexo 3). Registramos também idades do Pleistoceno Médio, demonstrando que a atividade eólica no interior semiárido brasileiro começou antes do que se considerava anteriormente.

6.3.1 Eventos de ativação e estabilização eólicos

Os depósitos de areia fina indiferenciados, amostrados nas margens do rio, foram interpretados como paleodunas com base em *sets* de até 4 m de espessura com estratificação cruzada e estruturas eólicas típicas. Duas sequências deposicionais foram representadas no perfil estratigráfico vertical do ponto P24 (Figura 6.14). A sedimentação foi aparentemente contínua na sequência deposicional inferior (sem presença de paleossolos ou descontinuidades aparentes) com uma taxa média de aggradação de $\sim 0,01$ cm / ano de $32,7 \pm 3,1$ a $23,4 \pm 4,8$ ka, e de $\sim 0,08$ cm / ano de $23,4 \pm 4,8$ a $18,3 \pm 1,9$ ka.

O fato de que o rio São Francisco corta o campo de dunas apenas transversalmente torna indisponíveis exposições verticais na direção do mergulho das formas preservadas das dunas. Isso tornou impossível associar diretamente os perfis estratigráficos verticais descritos com as formas eólicas. No entanto, considerando que megadunas simples já existiam há pelo menos $\sim 25,5 \pm 4,4$ ka (P19), hipotetizamos que a sequência deposicional inferior de P24 (Figura 6.14) possivelmente corresponde a depósitos de megadunas simples. Assim, megadunas simples começaram a se formar cerca de $32,7 \pm 3,1$ ka (idade mais avançada da sequência inferior), ou antes, e continuaram a se mover até o evento de estabilização em ~ 18 ka, marcado por nível de paleossolo. Este intervalo de tempo de escala milenar para a formação das megadunas é consistente com outros estudos (Wilson, 1972; Lancaster, 1988; Warren & Allison, 1998), que indicam que a formação de formas de leito eólicas maiores requer um tempo mais longo (~ 10 a 40 ka), com migração e estabilização mais lentas, e as respostas às mudanças ambientais tendem a ser atrasadas.

O paleossolo com traços de raiz no topo da sequência deposicional inferior indica um período de estabilização das dunas e crescimento da vegetação após ~ 18 ka (Figura 6.14), o que foi provavelmente favorecido por uma fase de clima mais úmido. As raízes são cimentadas por carbonato de cálcio, mostrando que essa fase úmida foi seguida de aridificação e pedogênese. No entanto, o intervalo de tempo desse evento de estabilização associado ao crescimento da vegetação não foi determinado precisamente porque o início da sequência superior é indeterminado.

Todas as formas eólicas voltaram a ficar ativas a partir de ~ 17 ka (Figura 6.17), incluindo dunas *perched*, conforme indicado pela datação de $13,7 \pm 1,2$ ka (ponto P20;

[Tabela 6.1](#)). Dunas compostas começaram a se formar após as megadunas, uma vez que elas se sobrepõem e formam aglomerados aninhados em seus narizes; além disso, as dunas compostas apresentam uma cobertura vegetal menos densa, o que também pode ser um indicativo de idades mais recentes. Um paleossolo rico em matéria orgânica indica outro evento de estabilização no topo da sequência superior no perfil estratigráfico do ponto P24. A recorrência de fragmentos de carvão em diversos locais do campo eólico ([Figura 6.12](#)) é indicativa de crescimento de plantas e eventos de incêndios episódicos entre 14,0 e 5,8 ka, eventos esses generalizados na área.

Não há evidência de deposição eólica significativa após $5,8 \pm 2,0$ ka, e a maior parte do sistema eólico de Xique-Xique tornou-se provavelmente inativo e as dunas estabilizaram. A atividade eólica é restrita a locais próximos à margem ocidental do rio em dunas *perched* (por exemplo, depósitos de $1,1 \pm 0,2$ ka no ponto P26) e no campo de dunas ativas recentes.

6.3.2 Implicações paleoambientais e paleoclimáticas

Os sistemas de dunas podem ser classificados como ativos, parcialmente estabilizados ou estabilizados ([Tsoar, 2005](#)). A atividade das dunas é controlada pela disponibilidade de sedimentos e parâmetros climáticos, como velocidade do vento e umidade ([Wasson, 1984](#); [Lancaster, 1988](#); [Wolfe, 2007](#)). A associação direta de atividade eólica e aridez deve ser evitada ([Chase, 2009](#)). [Hugenholtz et al. \(2008\)](#) atribuíram o suprimento de areia como o principal condicionante para a atividade no caso de dunas parabólicas continentais.

A estabilização das dunas normalmente é associada a momentos climáticos mais úmidos ([Kocurek, 1998](#); [Thomas & Wiggs, 2008](#)), embora em alguns casos as mudanças da velocidade do vento possam ser o principal fator de estabilização ([Tsoar, 2005 e 2008](#); [Chase, 2009](#); [Ashkenazy et al., 2012](#)). A estabilização em períodos mais úmidos deve-se muitas vezes à extensa colonização do substrato arenoso eólico pela vegetação, que, ao dificultar a remoção da areia pelo vento, reduz a taxa de transporte de sedimentos ([Tsoar, 2005](#)). Além disso, a ocorrência de paleossolos dentro de sequências eólicas é frequentemente associada a períodos úmidos que levam à estabilização das dunas ([Forman et al., 2001](#); [Zular et al., 2020](#)).

A datação dos depósitos indiferenciados confirma a longa duração do sistema eólico de Xique-Xique, com atividade eólica pelo menos desde o Pleistoceno Médio, intervalo geocronológico do qual obtivemos duas idades (~ 250 ka e ~ 160 ka; [Tabela 6.1](#)).

Provavelmente a deposição não foi contínua desde o Pleistoceno, e sim com momentos de atividade e de estabilização. A longevidade do campo de dunas de Xique-Xique pode ser ainda maior se admitirmos idades de diversificação de espécies endêmicas de répteis adaptadas às dunas (desde o Plioceno, segundo [Recoder & Rodrigues, 2020](#)).

Oito idades de depósitos indiferenciados registram deposição eólica no sistema eólico de Xique-Xique durante a maior parte do Pleistoceno Superior (de ~ 60 a ~ 18 ka). Embora nosso conjunto de dados seja insuficiente para avaliar as fases de mobilidade e estabilização com precisão, o intervalo de alta taxa média de aggradação eólica presente na área (~ 0,08 cm / ano de ~23,4 a ~18,3 ka registrado no perfil P24, [Figura 6.14](#)) coincide aproximadamente com o LGM (Último Máximo Glacial), um período de baixa precipitação no Nordeste ([Cruz et al., 2009](#); [Liu et al., 2009](#); [Nace et al., 2014](#); [Mulitza et al., 2017](#); [Zhang et al., 2015](#); [Stríkis et al., 2018](#); [Mendes et al., 2019](#)) e Centro-Leste do Brasil ([Stríkis et al., 2018](#)).

O intervalo de tempo de estabilização das dunas associado ao crescimento da vegetação após ~ 18 ka não pôde ser determinado com nosso conjunto de dados OSL (P24; [Figura 6.12](#)). No entanto, o início do período de estabilização se encaixa bem com o evento *Heinrich Stadial 1* (HS1; 18-15 ka), um intervalo mais úmido no Nordeste do Brasil indicado por dados palinológicos (por exemplo, [Ledru et al., 2006](#)) e isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) de registros de espeleotemas ([Cruz et al., 2009](#)), bem como pelo suprimento terrígeno inferido de núcleos marinhos ([Zhang et al., 2015](#); [Mulitza et al., 2017](#); [Mendes et al., 2019](#)) e por modelagem *multiproxy* ([Liu et al., 2009](#); [Nace et al., 2014](#)). No Centro-Leste do Brasil, a anomalia positiva de precipitação em HS1 também é evidenciada por registros de espeleotemas ($\delta^{18}\text{O}$) das cavernas Lapa Sem Fim e Lapa Grande ([Stríkis et al., 2015](#); [Stríkis et al., 2018](#); [Figura 6.17](#)) e pelo crescimento de espeleotemas no sistema de cavernas da Toca da Boa Vista ([Wang et al., 2004](#); [Figura 6.17](#)). Dados palinológicos indicam que a área do médio rio São Francisco serviu de corredor para os táxons da floresta montana meridional para alcançar as regiões norte durante o HS1 ([Pinaya et al., 2019](#)). A estabilização de dunas e a formação de solo registradas na sucessão eólica estudada durante o HS1 provavelmente foi devido ao crescimento de vegetação. A estabilização de dunas, o decréscimo da velocidade de vento e a formação de paleossolos devido ao período mais úmido no HS1 também são registrados na costa nordeste do Brasil ([Guedes et al., 2017](#); [Zular et al., 2020](#)).

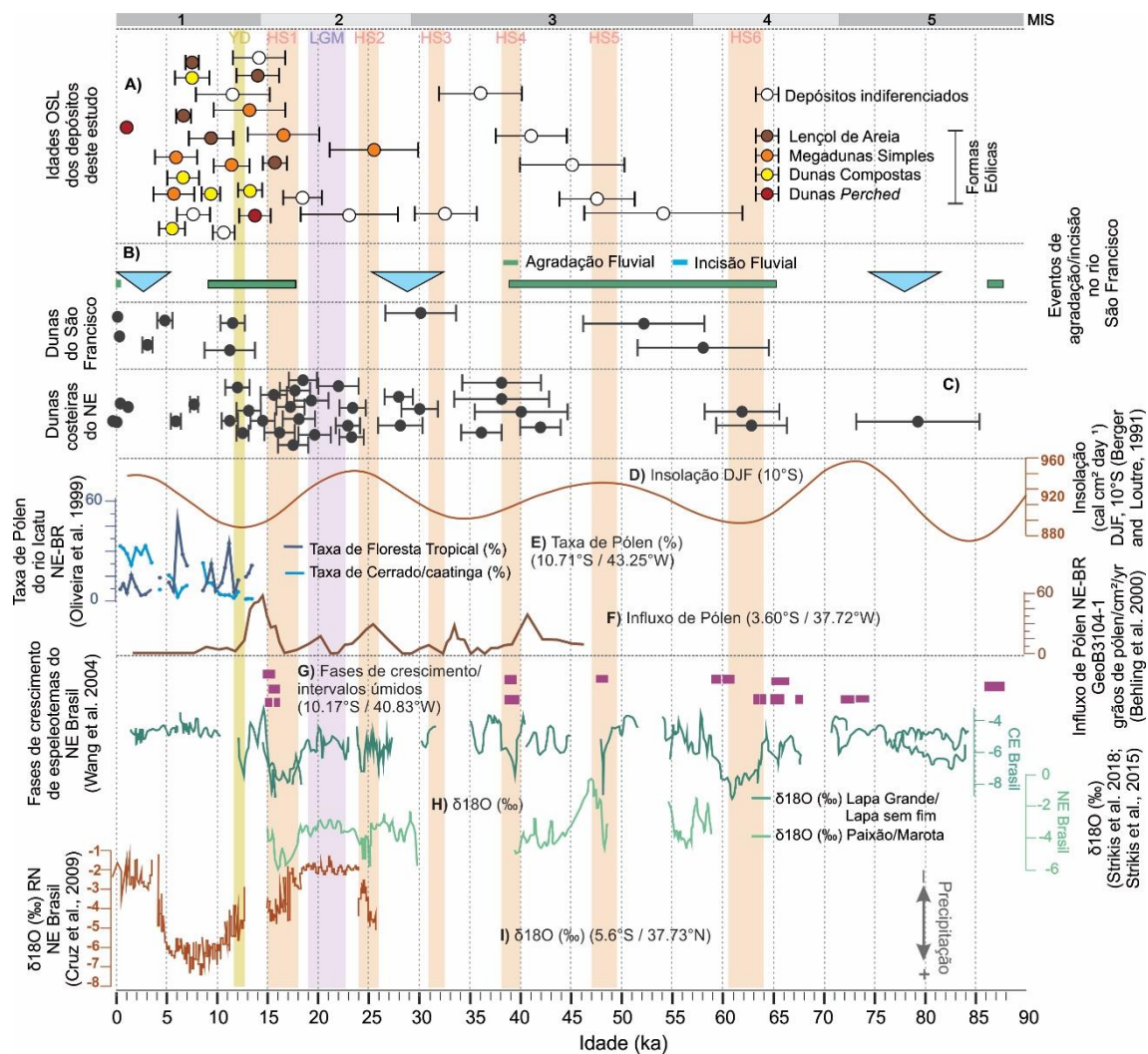


Figura 6.17. Idades OSL dos depósitos eólicos aqui estudados e compilação de dados paleoclimáticos para o NE do Brasil. A) Idades OSL dos depósitos eólicos deste trabalho; B) Fases de agraduação e incisão fluvial no médio rio São Francisco (capítulo 5); C) Idade OSL das dunas da planície do rio São Francisco (Ferreira et al., 2013; Lira, 2014; Cabral, 2014) e dunas da costa NE (Tsoar et al., 2009; Guedes et al., 2017; Zular et al., 2020); D) Insolação na latitude 10 ° S para os meses de dezembro a fevereiro (Berger & Loutre, 1991); E) Abundância de pólen de floresta e cerrado / caatinga na área de estudo (Oliveira et al., 1999); F) Influxo de pólen no núcleo marinho GeoB3104-1 (Behling et al., 2000); G) Fases de crescimento de espeleotemas e tufas calcárias no Nordeste do Brasil (Wang et al., 2004); H) razão isotópica de ^{18}O em espeleotemas de cavernas no Centro-Leste (CE) e Nordeste (NE) do Brasil (Strikis et al., 2015 e 2018); I) Razão isotópica de ^{18}O em espeleotemas de cavernas no Nordeste do Brasil (RN = Rio Grande do Norte; Cruz et al., 2009). Intervalos de idade do Estágio Isotópico Marinho (MIS), Último Máximo Glacial (LGM), Heinrich Stadials (HS) e Younger Dryas (YD) definidos por Lisiecki & Raymon (2005), Mix et al. (2001), Sanches Goñi & Harrison (2010) e Rasmussen et al. (2014), respectivamente.

Os traços de raízes nos paleossolos descritos no topo da sequência inferior da seção estudada são intensamente calcificados, indicando um momento de queda de umidade pós-HS1. Essa queda na umidade registrada pelas raízes cimentadas pode ser correlacionada com as condições mais secas durante o intervalo de tempo 15-13 ka indicado pelos registros de isótopos de oxigênio de espeleotema no Centro-Leste do Brasil (Strikis et al., 2018; Figura 6.17) e por outros *proxies* (Liu et al., 2009; Nace et al., 2014; Zhang et al., 2015; Mendes et al., 2019). Provavelmente essa queda de umidade

levou a um desequilíbrio da vegetação na área e foi responsável pela nova atividade sedimentar eólica registrada em todo o sistema eólico de Xique-Xique.

Exceto para a idade de 25,5 ka da megaduna simples (P19), as amostras de todas as formas eólicas mapeadas revelaram idades pós-LGM (menores de 16,8 ka; local P33), retratando um evento de mobilidade de dunas de 15 a 5 ka. Isótopos de oxigênio derivados de espeleotemas revelam que o clima permaneceu com precipitação relativamente baixa durante a maior parte do Holoceno, após um evento úmido em escala milenar durante o *Younger Dryas* (Figura 6.17; Stríkis et al., 2018). Além disso, dados de pólen de sedimentos de lagos localizados a ~ 600 km ao sul da área revelam quedas de umidade de 11,2 para 6,0 ka, com tendência de aumento de umidade o Holoceno Tardio (Cassino et al., 2020). Mudanças climáticas em escala centenária e milenar que afetaram a cobertura vegetal e os regimes de fogo no Centro-Leste do Brasil (Cassino et al., 2020) são bem documentadas por registros de isótopos de oxigênio derivados de espeleotema da caverna Lapa Grande (Stríkis et al., 2011). No sistema eólico Xique-Xique, a presença de fragmentos de carvão em depósitos eólicos (Figura 6.12) sugere oscilações secas / úmidas, presença episódica de vegetação e ocorrência de incêndios entre 14,0 e 5,8 ka.

No entanto, palinomorfos de floresta tropical encontrados em depósitos aluviais de afluentes do rio São Francisco indicam um período mais úmido no Holoceno Inferior, com progressiva diminuição de umidade no Holoceno Médio e alteração para um regime seco depois de 4 ka na área do sistema eólico de Xique-Xique (Oliveira et al., 1999; Figura 6.15). Essa condição mais úmida para o Holoceno Inferior, com aridificação e relativa estabilização em condições mais secas no Holoceno Tardio é compatível com a precipitação inferida de espeleotemas e testemunhos marinhos no Nordeste do Brasil (Cruz et al., 2009; Mulitza et al., 2017; Zhang et al., 2015; Stríkis et al., 2018; Mendes et al., 2019).

A região Centro-Leste (onde está localizada a área de Xique-Xique) é uma zona climática de transição entre o Nordeste equatorial e o sudeste tropical do Brasil. Enquanto o Nordeste tinha condições predominantemente úmidas no Holoceno Inferior e mais secas durante o Holoceno Superior, o resto da América do Sul tropical experimentou um regime de precipitação antifásica (Cruz et al., 2009).

6.3.3 Suprimento de areia e atividade eólica

As informações paleoclimáticas não nos permitem fazer uma correlação confiável entre a atividade eólica e o clima no sistema eólico de Xique-Xique, visto que temos

atividade eólica em momento úmido (ex. YD) e estabilização eólica em condições climática locais secas (desde 5 ka). Nossa hipótese é que os dois principais períodos de atividade eólica não estão intimamente ligados apenas ao clima, mas, ao invés disso, estão associados a fases de agração fluvial e disponibilidade de sedimentos do rio ([Figura 6.17 B](#)). Embora haja poucas datações, os depósitos eólicos de 60-30 ka são contemporâneos aos depósitos do terraço fluvial baixo ([Mescolotti et al., 2021](#)). Megadunas simples iniciaram antes de ~ 25 ka, durante um evento de incisão no rio São Francisco e período de baixa disponibilidade de sedimentos ([Mescolotti et al., 2021](#)). O desenvolvimento de dunas compostas começou mais tarde devido a um aporte sedimentar mais significativo dos depósitos fluviais retrabalhados. Os depósitos eólicos de 15-5 ka são parcialmente síncronos com os depósitos fluviais do final do Pleistoceno dos cinturões de meandros ([Mescolotti et al., 2021](#)). A diferença de suprimento de areia fluvial disponível para a formação das megadunas e das dunas compostas provavelmente foi um dos principais fatores que influenciou na diferença de morfologias parabólicas entre elas.

Trailing ridges na margem direita do rio indicam a presença de dunas parabólicas alongadas, uma característica comum em áreas com regime alternado de umidade e vento ([Yan & Baas 2015](#)), como é o caso de Xique-Xique. Sua preservação preferencial no setor norte do campo eólico da margem esquerda e na porção a favor do vento do pequeno campo de dunas adjacente ao Lago Itaparica indica que nessas áreas os braços das dunas não foram anulados ou cortados pelas dunas seguintes ([Yan & Baas, 2015](#)) e, portanto, o fornecimento de sedimentos provavelmente era mais limitado.

Se a mobilidade das dunas resultou da agração fluvial e do suprimento de sedimentos, a estabilização resultou não apenas da umidade, mas também da baixa disponibilidade de sedimentos durante as fases de incisão do rio. As condições semiáridas semelhantes ao clima atual, estabelecidas na área após 5 ka ([Oliveira et al., 1999](#)), não foram suficientes para reativar o sistema eólico. De acordo com [Tsoar \(2005\)](#) e [Yizhaq et al. \(2009\)](#), o processo de reativação de dunas eólicas estabilizadas é quase irreversível, e vai depender de ventos muito fortes para acontecer. Portanto, concluímos que a estabilização das dunas durante o Holoceno Tardio resultou da baixa disponibilidade de sedimentos durante o evento recente de incisão fluvial (evento I3; [Figura 6.17](#)).

A estreita relação entre a formação de dunas e o suprimento de sedimentos é observada nas dunas ativas recentes (Geléia – P24) no campo eólico de Xique-Xique, com processos de formação de dunas desencadeados principalmente pela remoção de

vegetação das margens dos rios (Santos e Latrubesse, 2021). Essa relação de sistemas fluviais como importante fonte de sedimentos para a construção de dunas eólicas é observado também, por exemplo, no deserto de Mojave, na Califórnia (Kocurek e Lancaster, 1999). A importância da disponibilidade local de areia como fator de controle da atividade das dunas parabólica em curto prazo também foi destacada por Hugenholtz et al. (2008) no interior do Canadá (*Bigstick Sand Hills*).

O rio São Francisco tem sido considerado a única fonte de sedimentos para o sistema eólico Xique-Xique (Barreto et al., 1999). No entanto, como todas as dunas indicam transporte de sedimentos para o W e NW, o planalto oriental da Chapada Diamantina também são fontes de sedimentos para o sistema eólico Xique-Xique. Essa conclusão se baseia na existência de megadunas e dunas compostas na margem direita do rio São Francisco sobrepostas à depósitos aluviais, e até mesmo a ocorrência de pequenas dunas sobre rochas cristalinas.

Nossa hipótese é que a formação das dunas parabólicas no campo eólico de Xique-Xique está relacionada a um alto suprimento de sedimentos, principalmente sedimentos aluviais, a dominância de vento unidirecional, a cobertura vegetal parcial e a desaceleração de vento devido a uma barreira física (Serra do Estreito) na borda oeste. Um contexto de formação semelhante de megadunas parabólicas eólicas continentais é observado no Quaternário dos Pampas, na Argentina (Tripaldi et al., 2018).

6.4 Conclusões

A vasta extensão do sistema eólico interior de Xique-Xique resultou da conjugação dos seguintes fatores: (a) uma grande quantidade de sedimentos fornecidos principalmente pela planície do rio e, secundariamente, provenientes das terras altas do leste; (b) os ventos de alta velocidade vindos do leste; (c) desaceleração do vento nos terraços na margem oeste do rio; (d) a existência de uma barreira física (Serra do Estreito) na borda oeste bloqueando o transporte eólico e causando acúmulo de sedimentos. Paleoventos predominantes de E e SE deduzidos a partir da morfologia das dunas estabilizadas e ativas preservadas são consistentes com a circulação geral do vento. O suprimento de sedimentos para o sistema eólico provém principalmente da planície do rio São Francisco e, secundariamente, das terras altas do leste.

Nossas idades OSL indicam que o sistema eólico Xique-Xique iniciou-se em pelo

menos ~ 250 ka, mas não necessariamente ficou ativo desde então. Sequências deposicionais foram reconhecidas, indicando dois eventos principais de atividade eólica (LGM ~ 23 a 18 ka; Pleistoceno Superior / Holoceno Inferior ~ 15 a 10 ka) e duas fases principais de estabilização de dunas (HS1 ~ 18 a 15 ka; Holoceno Médio desde 5 ka). O limite entre as duas sequências é marcado por um horizonte de paleossolo contínuo registrando um evento úmido importante durante o HS1 (18-15 ka).

As dunas parabólicas começaram a se formar antes de 25 ka, mas os dados de todas as formas eólicas mapeadas mostraram idades pós-LGM, revelando um período de forte mobilidade das dunas de 15 a 5 ka. A estabilização durante o Holoceno tardio desenhou a atual paisagem do campo de dunas de Xique-Xique.

Como o Xique-Xique está na transição entre as regiões Nordeste e Sudeste do Brasil, cujos regimes de precipitação estavam em antifase durante o Holoceno, e devido à escassez de informações paleoclimáticas para a área, não foi possível fazer uma correlação confiável entre atividade eólica e clima. No entanto, uma boa correlação foi observada entre os eventos de mobilidade eólica e agradação fluvial, indicando a planície do rio como a principal fonte de sedimentos para retrabalhamento e deposição pelo vento.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO

Esta tese constitui o primeiro estudo sobre os depósitos aluviais quaternários na planície do médio rio São Francisco. Com os registros sedimentológicos, estratigráficos, geocronológicos e geomorfológicos foi possível reconhecer mudanças no padrão do rio São Francisco em alta frequência (~100 ka). Apesar da pouca espessura dos depósitos sedimentares dos terraços (na ordem de 10 a 20 m), a complexa história geomorfológica e cronológica encerrada nestes depósitos garantem ao rio São Francisco papel de destaque e interesse para futuros trabalhos geomorfológicos fluviais. Destaca-se o interesse de continuidade de estudos nos terraços altos, pois as características geomorfológicas deste terraço são reconhecidas em ampla área na planície do médio rio São Francisco, a montante da área aqui tratada. Os depósitos deste terraço também apresentam potencial de registrarem idades mais antigas, pois devido a limitação do método cronológico utilizado neste trabalho (OSL em quartzo) obtivemos idades mínimas para a unidade.

A área estudada também apresenta grande potencial de trazer novos dados quanto as repostas sedimentares frente as mudanças climáticas, pois no mesmo local temos dois grandes sistemas (fluvial e eólico) interagindo e respondendo de forma diferente aos gatilhos ambientais, principalmente de precipitação. Enquanto concluímos que as fases de sedimentação e incisão fluvial do rio São Francisco estão mais relacionadas às mudanças climáticas na cabeceira deste grande rio, os depósitos eólicos respondem de forma mais complexa ao clima. As mudanças de precipitação na área estudada foram importantes principalmente para o processo de estabilização por vegetação das dunas, em especial no úmido HS1. Contudo, os momentos de atividade das dunas foram condicionados pelas mudanças de disponibilidade de sedimentos fluviais. Assim, os eventos eólicos estão intimamente relacionados com os eventos de incisão/deposição fluvial na área, conferindo um excepcional caso de interação flúvio-eólica no Quaternário do Brasil.

A relação íntima entre disponibilidade de sedimentos e atividade eólica observada no campo eólico de Xique-Xique torna a região sensível ao impacto humano, pois a remoção da vegetação das dunas estabilizadas ou dos depósitos fluviais poderia acarretar nova fase de atividade dunar. Muitas comunidades locais estão estabelecidas próximas ou sobre as dunas estabilizadas, sendo diretamente impactadas caso as dunas voltem a migrar.

O método OSL, usado pela primeira vez nos depósitos sedimentares eólicos e

fluviais do médio rio São Francisco, demonstrou bons resultados, em especial para os depósitos fluviais (dispersão baixa, grão muito luminescente e bons parâmetros de recuperação e reciclagem). Apesar da quantidade robusta de datações OSL, nossos dados apresentam baixa resolução temporal, permitindo interpretações de tendências gerais, com variações de escala orbital. E os dados paleoambientais regionais para o interior do nordeste brasileiro são ainda escassos, havendo a necessidade de novos dados para o refinamento dos modelos aqui propostos.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Sáber, A., 2006. O paleodeserto de Xique-Xique. *Estud. Avançados* 20, 301–308.
- Aitken, M.J., 1985. Thermoluminescence dating.. Academic Press, London.
- Al-Masrahy, M.A., Mountney, N.P., 2015. A classification scheme for fluvial–aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Res.* 17, 67–88.
- Almeida, F.F., 1977. O Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4, p. 348-367.
- Alvares, C.A., Stape, J.L., Sentelhas, P.C., de Moraes, G., Leonardo, J., Sparovek, G., 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorol. Zeitschrift* 22, 711–728.
- Amarante, O.A.C., Brower, M., Zack, J., Sá, A.L., 2001. Atlas do potencial eólico brasileiro. Brasília: Ministério de Minas e Energia.
- Arnold L.J., Roberts R.G., 2009. Stochastic modeling of multi-grain equivalent dose (De) distributions: implications for OSL dating of sediment mixtures. *Quaternary Research*, 55:159-167.
- Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quat. Res.* 50, 157–166.
- Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1999. Climatic changes during the last deglaciation recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian Continental Margin. *Geo-Marine Lett.* 19, 209–218.
- Ashkenazy, Y., Yizhaq, H., Tsoar, H., 2012. Sand dune mobility under climate change in the Kalahari and Australian deserts. *Clim. Change* 112, 901–923.
- Aufdenkampe, A.K., Mayorga, E., Raymond, P.A., Melack, J.M., Doney, S.C., Alin, S.R., Aalto, R.E., Yoo, K. 2011. Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. *Frontiers in Ecology and the Environment* 9(11), 53-60.
- Bailey, S.D., Bristow, C.S., 2004. Migration of parabolic dunes at Aberffraw, Anglesey, north Wales. *Geomorphology* 59, 165–174.
- Barbosa, L.M., Dominguez, J.M.L., 2004. Coastal dune fields at the São Francisco River strandplain, northeastern Brazil: morphology and environmental controls. *Earth Surf. Process. Landforms* 29, 443–456.

- Barreto, A.M.F., 1996. Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio rio São Francisco, Bahia. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Barreto, A.M.F., Suguio, K., Oliveira, P.E. de, Tatumi, S.H., 2002. Campo de dunas inativas do médio Rio São Francisco, BA: marcante registro de ambiente desértico do quaternário brasileiro. *Sítios geológicos e paleontológicos do Bras.*
- Barreto, A.M.F., Suguio, K., 1993. Considerações sobre a idade e a paleogeografia das paleodunas do médio Rio São Francisco, Bahia, in: Congresso Da Associação Brasileira de Estudos Do Quaternário-ABEQUA, IV, São Paulo. Resumos Expandidos. p. 11.
- Bartorelli, A., Assine, M.L., Pires Neto, A., Ab'Sáber, A., 2010. Dunas do Jalapão: uma paisagem insólita no interior do Brasil, in: A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber. pp. 570–582.
- Behling, H., 2003. Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland. *Veg. Hist. Archaeobot.* 12, 263–270.
- Behling, H., 1995. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *J. Paleolimnol.* 14, 253–268.
- Behling, H., Arz, H. W., Pätzold, J., & Wefer, G., 2000. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quaternary Science Reviews*, 19(10), 981-994.
- Berger, A., Loutre, M.-F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.* 10, 297–317.
- Bernal, J. P., Cruz, F. W., Stríkis, N. M., Wang, X., Deininger, M., Catunda, M. C. A., ... & Auler, A. S., 2016. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 186-196.
- Bittencourt, A.C. da S.P., Dominguez, J.M.L., Martin, L., Silva, I.R., 2005. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: An overview. *Mar. Geol.* 219, 219–234.
- Blumer, B.E., Arbogast, A.F., Forman, S.L., 2012. The OSL chronology of eolian sand deposition in a perched dune field along the northwestern shore of Lower Michigan. *Quat. Res.* 77, 445–455.
- Bullard, J.E., McTainsh, G.H., 2003. Aeolian–fluvial interactions in dryland environments: scales, concepts and Australia case study. *Prog. Phys. Geogr.* 27, 471–501.

- Cabral, C.J., 2014. Caracterização paleoclimática e paleoambiental do campo de dunas de Petrolina em Pernambuco: um subsídio para a reconstituição do submédio São Francisco. Universidade Federal de Pernambuco.
- Cabral, C.J., Santo, L.S., Santos, L.D.J., Silva, O.G., Corrêa, A.C.B., 2016. Classificação Ecodinâmica no campo de dunas de Petrolina-PE. *Rev. Geociências do Nord.* 2, 11–19.
- Camargo, O.A., Moniz, A.C., Jorge, J.A., Valadares, J., 2009. Métodos de Análise Química, Mineralógica e Física de Solos do Instituto Agronômico de Campinas.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 1997. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27: 269-282.
- Campos, M.C., Chiessi, C.M., Prange, M., Mulitza, S., Kuhnert, H., Paul, A., Venancio, I.M., Albuquerque, A.L.S., Cruz, F.W., Bahr, A., 2019. A new mechanism for millennial scale positive precipitation anomalies over tropical South America. *Quat. Sci. Rev.* 225, 105990.
- Carneiro Filho, A., Schwartz, D., Tatumi, S.H., Rosique, T., 2002. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Late Pleistocene–Holocene. *Quat. Res.* 58, 205–209.
- Cassino, R.F., Ledru, M.-P., de Almeida Santos, R., Favier, C., 2020. Vegetation and fire variability in the central Cerrados (Brazil) during the Pleistocene-Holocene transition was influenced by oscillations in the SASM boundary belt. *Quat. Sci. Rev.* 232, 106209.
- Chase, B., 2009. Evaluating the use of dune sediments as a proxy for palaeo-aridity: a southern African case study. *Earth-Science Rev.* 93, 31–45.
- Chaves, R.R., Cavalcanti, I.F.A., 2001. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern Northeast Brazil. *Mon. Weather Rev.* 129, 2614–2626.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., d’Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Commun.* 4, 1–6.
- Cohen, T.J., Nanson, G.C., Larsen, J.R., Jones, B.G., Price, D.M., Coleman, M., & Pietsch, T.J., 2010. Late Quaternary aeolian and fluvial interactions on the Cooper Creek Fan and the association between linear and source-bordering dunes, Strzelecki Desert, Australia. *Quaternary Science Reviews*, 29(3-4), 455-471.
- Cooper, A., Turney, C.S.M., Palmer, J., Hogg, A., McGlone, M., Wilmshurst, J.,... & Zech,

- R., 2021. A global environmental crisis 42,000 years ago. *Science*. 371 (6531), 811-818.
- Cruz, F.W., Vuille, M., Burns, S.J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Edwards, R.L., Karmann, I., Auler, A.S., Nguyen, H., 2009. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. *Nat. Geosci.* 2, 210–214.
- Diniz, J.A.O., de Lima, J.B., 2008. O Aquífero de dunas da região do médio São Francisco - BA. *Águas Subterrâneas*.
- Dominguez, J.M.L., 1996. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 117, 217–231. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.117.01.13>
- Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., Martin, L., 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Bras. Geociências* 13, 98–105.
- Ewing, R.C., Kocurek, G., Lake, L.W., 2006. Pattern analysis of dune-field parameters. *Earth Surf. Process. Landforms J. Br. Geomorphol. Res. Gr.* 31, 1176–1191.
- Ferreira, B., Correa, A.C. de B., Barreto, A.M.F., 2013. Depósitos eólicos inativos do sub-médio São Francisco, evidências de atividade eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, nordeste do Brasil. *Soc. Nat.* 25, 363–378.
- Ferreira, J.Q., 2021. Changes in hydroclimate and vegetation in the São Francisco river drainage basin during the last 45000 years. Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo.
- Fontes, L.C. da S., 2015. Da fonte à bacia: interação continente-oceano no sistema sedimentar Rio São Francisco, Brasil.
- Forman, S.L., Oglesby, R., Webb, R., 2001. Patterns of Holocene dune activity on the great plains of North America: megadroughts and climate links. *Global and Planetary Change* 29, 1–29.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41, 339–364.
- Giannini, P.C.F., Assine, M.L., Barbosa, L.M., Barreto, A.M.F., Carvalho, A.M., Claudino-Sales, V., Maia, L.P., Martinho, C.T., Peulvast, J.P., Sawakuchi, A.O., 2005. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. *Quaternário do Bras. (CRG Souza, K. Suguio,*

- AMS Oliveira PE Oliveira, eds.). Holos, Ribeirão Preto 235–257.
- Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., Martinho, C.T., Tatumi, S.H., 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba–Laguna coast (southern Brazil). *Mar. Geol.* 237, 143–168.
- Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., Mendes, V.R., Zular, A., Andrade, H.A. de A., Martinho, C.T., Guedes, C.C.F., Nascimento Jr, D.R., Tanaka, A.P.B., Fornari, M., 2014. Morfodinâmica de sistemas eólicos costeiros: um modelo baseado em exemplos do Holocénico brasileiro e seu potencial interpretativo.
- Goudie, A.S., 2004. *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, 1184 pp.
- Goudie, A., 2011. Parabolic dunes: distribution, form, morphology and change. *Ann. Arid Zone* 50, 1–7.
- Goudie, A.S., Wells, G.L., 1995. The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth-Science Rev.* 38, 1–69.
- Guedes, C.C.F., Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., DeWitt, R., de Aguiar, V.Â.P., 2017. Weakening of northeast trade winds during the Heinrich stadial 1 event recorded by dune field stabilization in tropical Brazil. *Quat. Res.* 88, 369–381.
- Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Anc. TL* 29, 5–8.
- Hansen, E.C., Fisher, T.G., Arbogast, A.F., Bateman, M.D., 2010. Geomorphic history of low-perched, transgressive dune complexes along the southeastern shore of Lake Michigan. *Aeolian Res.* 1, 111–127.
- Hesp, P.A., Giannini, P.C.F., Martinho, C.T., Da Silva, G.M., Neto, N.E.A., 2009. The Holocene barrier systems of the Santa Catarina coast, southern Brazil, in: *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, pp. 93–133.
- Hilbert, N.N.; Guedes, C.C.F.; Giannini, P.C.F., 2016. Morphologic and sedimentologic patterns of active aeolian dune-fields on the east coast of Maranhão, northeast Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41: 87-97.
- Hugenholtz, C.H., Wolfe, S.A., 2005. Recent stabilization of active sand dunes on the Canadian prairies and relation to recent climate variations. *Geomorphology* 68, 131–147.
- Hugenholtz, C.H., Wolfe, S.A., Moorman, B.J., 2008. Effects of sand supply on the morphodynamics and stratigraphy of active parabolic dunes, Bigstick Sand Hills,

- southwestern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45(3), 321-335.
- Hugenholtz, C.H., Bender, D., Wolfe, S.A., 2010. Declining sand dune activity in the southern Canadian prairies: Historical context, controls and ecosystem implications. *Aeolian Res.* 2, 71–82.
- Jennings, J.N., 1967. Cliff-top dunes. *Aust. Geogr. Stud.* 5, 40–49.
- Kadlec, J., Kocurek, G., Mohrig, D., Shinde, D. P., Murari, M. K., Varma, V., ... & Singhvi, A. K., 2015. Response of fluvial, aeolian, and lacustrine systems to late Pleistocene to Holocene climate change, Lower Moravian Basin, Czech Republic. *Geomorphology*, 232, 193-208.
- Kelson, J.R., Huntington, K.W., Breecker, D.O., Burgener, L.K., Gallagher, T.M., Hoke, G.D., Petersen, S. V, 2020. A proxy for all seasons? A synthesis of clumped isotope data from Holocene soil carbonates. *Quat. Sci. Rev.* 234, 106259.
- Knighton, D., 1998. *Fluvial Forms and Processes, Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*. Routledge. <https://doi.org/10.4324/9780203784662>
- Knoppers, B., Medeiros, Paulo, R.P., Souza, Weber, F.L., Jennerjahn, T., 2006. The Sao Francisco Estuary, Brazil, in: *Estuaries*. Springer Science & Business Media, p. 51.
- Kocurek, G., 1998. Aeolian system response to external forcing factors—a sequence stratigraphic view of the Saharan region. *Quat. deserts Clim. Chang.* 327–337.
- Kocurek, G.A., Lancaster, N., 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46, 505–515.
- Lancaster, N., 1988. Controls of eolian dune size and spacing. *Geology* 16, 972–975.
- Lancaster, N., Wolfe, S., Thomas, D., Bristow, C., Bubenzer, O., Burrough, S., ... & Zárate, M., 2016. The INQUA dunes atlas chronologic database. *Quaternary International*, 410, 3-10.
- Langford, R.P., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology* 36, 1023–1035.
- Langford, R.P., Chan, M.A., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology* 36, 1037–1051.
- Latrubesse, E.M., 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology* 101, 130–145.

- Latrubesse, E M, Stevaux, J.C., Santos, M.L., Assine, M.L., 2005a. Grandes sistemas fluviais: geologia, geomorfologia e paleohidrologia. Quaternário no Bras. (CRG Souza, K. Suguio, AMS Oliveira PE Oliveira, eds.). Ed. Holos, Ribeirão Preto 276–297.
- Latrubesse, Edgardo M, Stevaux, J.C., Sinha, R., 2005b. Tropical rivers. *Geomorphology* 70, 187–206.
- Ledru, M.-P., 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quat. Res. YORK LONDON-ACADEMIC Press.* 39, 90.
- Ledru, M.-P., Braga, P.I.S., Soubiès, F., Fournier, M., Martin, L., Suguio, K., Turcq, B., 1996. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 123, 239–257.
- Ledru, M.P., Ceccantini, G., Gouveia, S.E.M., Lopez-Saez, J.A., Pessenda, L.C.R., Ribeiro, A.S., 2006. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (northeast, Brazil) since the last glacial maximum. *Quat. Sci. Rev.* 25, 1110e1126. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.10.005>.
- Lira, D.R. de, 2017. Mudanças ambientais quaternárias na porção submédia da planície do São Francisco: reconstrução ambiental. *Clio Arqueol.* 32, 107–134.
- Lira, D.R. de, 2014. Evolução geomorfológica e paleoambiental das Bacias do Riacho do Pontal e GI-8 no Sub-Médio São Francisco. Universidade Federal de Pernambuco.
- Lisiecki, L.E., Raymon, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20.
- Liu, Z., Otto-Bliesner, B. L., He, F., Brady, E. C., Tomas, R., Clark, P. U., et al. 2009. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for bolling-allerod warming. *Science*, 325(5938), 310–314. <https://doi.org/10.1126/science.1171041>
- Magalhães Junior, A.P., Cherem, L.F.S., de Paula Barros, L.F., dos Santos, G.B., 2011. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. *Geomorphology* 132, 187–194.
- Martinho, C.T.; Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Hesp, P.A., 2006. Morphological and depositional facies of transgressive dunefields in the Imbituba-Jaguaruna region, Santa Catarina State, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI39, p.673-677.
- May, J.-H., 2013. Dunes and dunefields in the Bolivian Chaco as potential records of environmental change. *Aeolian Res.* 10, 89–102.

- Mehl, A., Tripaldi, A., & Zárata, M. (2018). Late Quaternary aeolian and fluvial-aeolian deposits from southwestern Pampas of Argentina, southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 511, 280-297.
- Mendes, V.R.; Giannini, P.C.F.; Guedes, C.C.F.; Dewitt, R.; Andrade, H.A.A., 2015. Central Santa Catarina coastal dunefields chronology and their relation to relative sea level and climatic changes. *Brazilian Journal of Geology*, 45: 79-95.
- Mendes, V.R., Sawakuchi, A.O., M. Chiessi, C., F. Giannini, P.C., Rehfeld, K., Mulitza, S., 2019. Thermoluminescence and optically stimulated luminescence measured in marine sediments indicate precipitation changes over northeastern Brazil. *Paleoceanogr. Paleoclimatology* 34, 1476–1486.
- Merino, E.R., do Nascimento Pupim, F., de Azevedo Macedo, H., Assine, M.L., 2015. Realce e integração de imagens orbitais óticas com dados SRTM para mapeamento e estudo de grandes planícies fluviais: exemplos de aplicação no Pantanal. *Rev. Bras. Geomorfol.* 16.
- Mescolotti, P.C.; Pupim, F.; Ladeira, F.B.; Sawakuchi, A.; Catharina, A.; Assine, M. 2021. Fluvial aggradation and incision in the Brazilian tropical semiarid: climate-controlled landscape evolution of the São Francisco River. *Quaternary Science Reviews*, 263:106977.
- Miall, Andrew D, 2006. How do we identify big rivers? And how big is big? *Sediment. Geol.* 186, 39–50.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.* 20, 627–657.
- Moraes, L.C. de, Amaral, J. da S., 2001. Diamante de Santo Inácio, Estado da Bahia.
- Mulitza, S., Chiessi, C. M., Schefuß, E., Lippold, J., Wichmann, D., Antz, B., ... & Zhang, Y., 2017. Synchronous and proportional deglacial changes in Atlantic meridional overturning and northeast Brazilian precipitation. *Paleoceanography*, 32(6), 622-633.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiat. Meas.* 37, 377–381.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.* 32, 57–73.
- Nace, T.E., Baker, P.A., Dwyer, G.S., Silva, C.G., Rigsby, C.A., Burns, S.J., Giosan, L., Ottobliesner, B., Liu, Z., Zhu, J., 2014. The role of North Brazil Current transport in the

- paleoclimate of the Brazilian Nordeste margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 415, 3-13. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.05.030>.
- Nazareno, A.G., Dick, C.W., Lohmann, L.G. 2019. A biogeographic barrier test reveals a strong genetic structure for canopy-emergent Amazon tree species. *Scientific Reports* 9, 18602.
- Neiva, A.D.B., Dutras, R.M., Melo, S.R., Guedes, V.G., Cabrera, A.A.M., Almeida, W.G., Braz, R.O., 2017. Atlas do potencial eólico brasileiro: simulações 2013. Rio de Janeiro: Cepel.
- Oliveira, P.E., Barreto, A.M.F., Suguio, K., 1999. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian Caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 152, 319–337.
- Oliveira, S.C., Pupim, F.N., Stevaux, J.C., Assine, M.L., 2019. Luminescence chronology of terrace development in the Upper Paraná River, southeast Brazil. *Front. Earth Sci.* 7, 200.
- Parizzi, M.G., Salgado-Labouriau, M.L., Kohler, H.C., 1998. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. *The Holocene* 8, 311–321.
- Pereira, S.B., Pruski, F.F., Silva, D.D. da, Ramos, M.M., 2007. Estudo do comportamento hidrológico do Rio São Francisco e seus principais afluentes. *Rev. Bras. Eng. Agrícola e Ambient.* 11, 615–622.
- Pinaya, J.L.D., Cruz, F.W., Ceccantini, G.C.T., Corrêa, P.L.P., Pitman, N., Vemado, F., Maria del Carmen, S.L., Pereira Filho, A.J., Grohmann, C.H., Chiessi, C.M., 2019. Brazilian montane rainforest expansion induced by Heinrich Stadial 1 event. *Sci. Rep.* 9, 1–14.
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiat. Meas.* 23, 497–500.
- Pye, K., 1993. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia, in: *Aeolian Sediments. Ancient and Modern*. Blackwell Scientific Publications, pp. 23–44.
- Pye, K., Tsoar, H., 1990. *Aeolian sand and sand dunes*. Unwin Hyman, London, UK.
- Pye, K., Tsoar, H., 2009. Aeolian bed forms, in: *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Springer, pp. 175–253.
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B.,

- Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.* 106, 14–28.
- Recoder, R.S., Rodrigues, M.T., 2020. Diversification Processes in Lizards and Snakes from the Middle São Francisco River Dune Region, Brazil, in: *Neotropical Diversification: Patterns and Processes*. Springer, pp. 713–740.
- Retallack, G.J., 2001. *Soils of the past*. Oxford, Blackwell, 404p.
- Rodrigues, F.C.G., Giannini, P.C.F., Fornari, M., Sawakuchi, A.O., 2020. Deglacial climate and relative sea level changes forced the shift from eolian sandsheets to dunefields in southern Brazilian coast. *Geomorphology* 107252.
- Rodrigues, M.T., 1996. Lizards, snakes, and amphisbaenians from the quaternary sand dunes of the middle Rio São Francisco, Bahia, Brazil. *J. Herpetol.* 513–523.
- Rodrigues, M.T., 2003. Herpetofauna da caatinga. *Ecol. e Conserv. da Caatinga* 1, 181–236.
- Rodrigues-Filho, S., Behling, H., Irion, G., Müller, G., 2002. Evidence for lake formation as a response to an inferred Holocene climatic transition in Brazil. *Quat. Res.* 57, 131–137.
- Rodríguez-Zorro, P.A., Ledru, M.-P., Bard, E., Aquino-Alfonso, O., Camejo, A., Daniau, A.-L., Favier, C., Garcia, M., Mineli, T.D., Rostek, F., 2020. Shut down of the South American summer monsoon during the penultimate glacial. *Sci. Rep.* 10, 1–11.
- Roskin, J., Porat, N., Tsoar, H., Blumberg, D. G., & Zander, A. M., 2011a. Age, origin and climatic controls on vegetated linear dunes in the northwestern Negev Desert (Israel). *Quaternary Science Reviews*, 30(13-14), 1649-1674.
- Roskin, J., Tsoar, H., Porat, N., & Blumberg, D. G., 2011b. Palaeoclimate interpretations of Late Pleistocene vegetated linear dune mobilization episodes: evidence from the northwestern Negev dunefield, Israel. *Quaternary Science Reviews*, 30(23-24), 3364-3380.
- Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2823–2827.
- Santos, A.Á.B., Camargo, O., Back, A., Silva, F., Catani, F., Estante, F., Lima, G., Violato, G., Araújo, J., Andrade, P., 2013. *Atlas eólico Bahia*.

- Santos, G.B., Castro, P. de T.A., 2016. Sedimentological characteristics and geochemistry of lake waters of the Rio Grande basin, west of Bahia State (Brazil). *Int. J. River Basin Manag.* 14, 431–440.
- Santos, H. de A., dos Santos, P.P., Kenji, D.O.L., 2012. Changes in the flood regime of São Francisco River (Brazil) from 1940 to 2006. *Reg. Environ. Chang.* 12, 123–132.
- Santos, L.A., Latrubesse, E.M., 2021. Aeolian mobility in the Middle São Francisco Dune Field, northeast Brazil, as a response to Caatinga's droughts and land-use changes. *Geomorphology*; S0169-555X(21)00348-2. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107940>
- Schobbenhaus, C. (Ed.). 1984. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósito minerais*, escala 1: 2 5000 000. Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral.
- Schoeneberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C., 2012. *Field book for describing and sampling soils*. Government Printing Office.
- Silva, B.C., Clarke, R. 2004. Análise estatística de chuvas intensas na bacia do rio São Francisco. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 19(3), 265-272.
- Singh, A., Thomsen, K.J., Sinha, R., Buylaert, J-P., Carter, A., Mark, D.F., Mason, P.J., Densmore, A.L., Murray, A.S., Jain, M., Paul, D., Gupta, S. 2017. Counter-intuitive influence of Himalayan river morphodynamics on Indus Civilisation urban settlements. *Nature Communications* 8,1617.
- Smedley, R.K., Duller, G.A.T, Rufer, D., Utley, J.E.P. 2020. Empirical assessment of beta dose heterogeneity in sediments: Implications for luminescence dating. *Quaternary Geochronology* 56, 101052.
- Soares, P.C., Fiori, A.P., 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica* 16, 71–104.
- Stone, A.E.C., Thomas, D.S.G., 2008. Linear dune accumulation chronologies from the southwest Kalahari, Namibia: challenges of reconstructing late Quaternary palaeoenvironments from aeolian landforms. *Quat. Sci. Rev.* 27, 1667–1681.
- Strikis, N.M., Cruz, F.W., Cheng, H., Karmann, I., Edwards, R.L., Vuille, M., Wang, X., de Paula, M.S., Novello, V.F., Auler, A.S., 2011. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern

Brazil. *Geology* 39, 1075–1078.

- Stríkis, N.M., Chiessi, C.M., Cruz, F.W., Vuille, M., Cheng, H., de Souza Barreto, E.A., Mollenhauer, G., Kasten, S., Karmann, I., Edwards, R.L., 2015. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophys. Res. Lett.* 42, 5477–5484A.
- Stríkis, N.M., Cruz, F.W., Barreto, E.A.S., Naughton, F., Vuille, M., Cheng, H., Voelker, A.H.L., Zhang, H., Karmann, I., Edwards, R.L., 2018. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 115, 3788–3793.
- Sun, J., Muhs, D.R., 2007. Dune fields: mid-latitudes. S.A. Elias (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science* (second ed.), Elsevier, Amsterdam, 606–622.
- Tamura, T., Nguyen, V.L., Ta, T.K.O., Bateman, M.D., Gugliotta, M., Anthony, E.J., Nakashima, R., Saito, Y. 2020. Long-term sediment decline causes ongoing shrinkage of the Mekong megadelta, Vietnam. *Scientific Reports* 10, 8085.
- Tatumi, S.H., Nagatomo, T., Sengupta, D., Watanabe, S., Barreto, A.M.F., Suguio, K., 1998. Thermoluminescence dating of eolian sediments from São Francisco River, State of Bahia, Brazil. *Radiat. Eff. defects solids* 146, 285–295.
- Teeuw, R.M., Rhodes, E.J., 2004. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene palaeodunes. *J. Quat. Sci. Publ. Quat. Res. Assoc.* 19, 49–54.
- Thom, G., Xue, A.T., Sawakuchi, A.O., Ribas, C.C., Hickerson, M.J., Aleixo, A., Miaky, C. 2020. Quaternary climate changes as speciation drivers in the Amazon floodplains. *Science Advances* 6, eaax4718.
- Thomas, D.S.G., 2013. Reconstructing paleoenvironments and palaeoclimates in drylands: what can landform analysis contribute? *Earth Surf. Process. Landforms* 38, 3–16.
- Thomas, D.S.G., Wiggs, G.F.S., 2008. Aeolian system responses to global change: challenges of scale, process and temporal integration. *Earth Surf. Process. Landforms J. Br. Geomorphol. Res. Gr.* 33, 1396–1418.
- Tripaldi, A., Zárate, M.A., 2016. A review of Late Quaternary inland dune systems of South America East of the Andes. *Quat. Int.* 410, 96–110.
- Tripaldi, A., Mehl, A., Zárate, M.A., 2018. Parabolic megadunes in a subtropical Quaternary inland dune field, southwestern Pampas, Argentina. *Geomorphology* 321, 103–116.
- Tsoar, H., 2005. Sand dunes mobility and stability in relation to climate. *Phys. A Stat. Mech.*

- its Applications, 357, 50–56.
- Tsoar, H., 2008. Land Use and its Effect on the Mobilization and Stabilization of the NW Negev Sand Dunes.
- 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: 1147–1161. doi:10.1002/esp.417.
- Tsoar, H., Levin, N., Porat, N., Maia, L.P., Herrmann, H.J., Tatumi, S.H., Claudino-Sales, V., 2009. The effect of climate change on the mobility and stability of coastal sand dunes in Ceará State (NE Brazil). *Quat. Res.* 71, 217–226.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resour. Res.* 33, 2031–2047. <https://doi.org/10.1029/97WR00409>
- Veneziani, P., Anjos, C.E., 1983. Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia. São José dos Campos, INPE, 1982. 61p. INPE-2227-MD/014.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P.L., Richards, D.A., Shen, C.-C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* 432, 740–743.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Solheid, M., 2006. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3391–3403.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X., Solheid, M., 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophys. Res. Lett.* 34.
- Warren, A., Allison, D., 1998. The palaeoenvironmental significance of dune size hierarchies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 137, 289–303.
- Wasson, R.J., Rajagury, S.N., Misra, V.N., Agrawal, D.P., Dhir, R.P., 1983. Geomorphology, late Quaternary stratigraphy and paleoclimatology of the Thar dunefield. *Zeitschrift für Geomorphol. Suppl.* 45, 117–151.
- Wasson, R.J., 1984. Late Quaternary palaeoenvironments in the desert dunefields of Australia, in: *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere. International Symposium Held by the South African Society for Quaternary Research; Swaziland.* pp. 419–432.
- Wilson, I., 1972. Aeolian bedforms—their development and origins. *Sedimentology* 19, 173–

210.

- Wolfe, S.A., 2007. Dune fields: High Latitudes. S.A. Elias (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science* (second ed.), Elsevier, Amsterdam, 599-607.
- 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, 123-148.
- Yizhaq, H., Ashkenazy, Y., Tsoar, H., 2009. Sand dune dynamics and climate change: A modeling approach. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(F1).
- Zaprowski, B.J., 2005. Climatic influences on profile concavity and river incision. *J. Geophys. Res.* 110, F03004. <https://doi.org/10.1029/2004JF000138>
- Zhang Y, Chiessi CM, Mulitza S, Zabel M, Trindade RIF da, Hollanda MHBM de, Dantas EL, Govin A, Tiedemann R, Wefer G., 2015. Origin of increased terrigenous supply to the NE South American continental margin during Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas [Internet]. *Earth and Planetary Science Letters*. 432 493-500. Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.054>
- Zular, A., Utida, G., Cruz, F. W., Sawakuchi, A. O., Wang, H., Bícago, M., ... & Mendes, V. R., 2018. The effects of mid-Holocene fluvio-eolian interplay and coastal dynamics on the formation of dune-dammed lakes in NE Brazil. *Quaternary Science Reviews*, 196, 137-153.
- Zular, A., Sawakuchi, A.O., Chiessi, C.M., d'Horta, F.M., Cruz, F.W., Demattê, J.A.M., Ribas, C.C., Hartmann, G.A., Giannini, P.C.F., Soares, E.A.A., 2019. The role of abrupt climate change in the formation of an open vegetation enclave in northern Amazonia during the late Quaternary. *Glob. Planet. Change* 172, 140–149.
- Zular, A., Sawakuchi, A.O., Wang, H., Guedes, C.C.F., Hartmann, G.A., Jaqueto, P.F., Chiessi, C.M., Cruz, F.W., Giannini, P.C.F., Daros, V.K., 2020. The response of a dune succession from Lençóis Maranhenses, NE Brazil, to climate changes between MIS 3 and MIS 2. *Quat. Int.* 537, 97–111.

APÊNDICE 1

—

Artigo: Fluvial aggradation and incision in the Brazilian tropical semi-arid: climate-controlled landscape evolution of the São Francisco River



Fluvial aggradation and incision in the Brazilian tropical semi-arid: Climate-controlled landscape evolution of the São Francisco River

Patricia Colombo Mescolotti ^{a, *}, Fabiano do Nascimento Pupim ^b,
Francisco Sérgio Bernardes Ladeira ^c, André Oliveira Sawakuchi ^d,
Amanda Santa Catharina ^e, Mario Luis Assine ^a

^a Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Unesp, Avenida 24A, 1515, Rio Claro, 13506-900, Brazil

^b Departamento de Ciências Ambientais, Universidade Federal de São Paulo, Rua São Nicolau, 210, Diadema, 09913-030, São Paulo, Brazil

^c Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas - Unicamp, R. Carlos Gomes, 250, Campinas, São Paulo, 13083-855, Brazil

^d Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, Rua do Lago, 562, São Paulo, 05508-080, Brazil

^e Itt Fossil, Universidade do Vale do Rio dos Sinos - Unisinos, Avenida Unisinos, 950, São Leopoldo, Rio Grande do Sul, 93020-190, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 25 November 2020

Received in revised form

22 April 2021

Accepted 24 April 2021

Available online xxx

Handling Editor: Xiaoping Yang

Keywords:

Late quaternary

Fluvial response

OSL dating

Fluvio-eolian interaction

Precession cycles

ABSTRACT

Large rivers are dynamic systems whose evolution depends on both internal and external forcing, particularly tectonics, sea level, and climate. Associating fluvial responses to a specific driver is a complex task that has been debated for a long time. Thus, rivers that flow exclusively under tectonically stable areas and without direct influence of relative sea level changes are suitable targets to understand how large fluvial systems responded to past climate changes. The São Francisco River is one of the largest cratonic rivers across South America, and its late Quaternary sedimentary deposits record the fluvial landscape evolution in a thousand-year timescale. The São Francisco River flows northward over different climate zones, with its upper course in a semi-humid setting, but with most of its watershed under semi-arid conditions. To understand the controls on sediment erosion, transport, and storage from uplands to lowlands, we investigated a 200-km section of the medium course of the São Francisco River in northeast Brazil. Several geomorphological zones were characterized, mapped, and dated by optically stimulated luminescence (OSL). Two zones are represented by degraded terraces with lakes, but no preserved alluvial features: (zone 1) high-level terrace (87.7 ± 12.7 ka) and (zone 2) low-level terrace (65.5 ± 5.3 to 39.3 ± 4.3 ka). Three zones comprise the active confined aggradational plain, with features such as scroll bars and abandoned channels: (zone 3) older meander belt (18.1 ± 1.6 ka); (zone 4) young meander belt (15.5 ± 1.5 to 9.5 ± 1.0 ka), and (zone 5) modern channel belt (0.4 ± 0.1 to 0.3 ± 0.1 ka). Zone 6 comprises an eolian dune field composed of parabolic dunes with two phases of active sedimentation (45.1 ± 5.2 to 25.5 ± 4.4 ka and 14.3 ± 2.6 to 5.2 ± 1.4 ka). Sediment deposition ages allowed the recognition of at least four phases of fluvial aggradation (90 ka; 66 to 39 ka; 18 to 9 ka and 0.3 ka to recent), three phases of incision (85 to 66 ka; 39 to 18 ka and 9 to 1 ka), and two phases of dune field stabilization (25 to 15 ka and 5 ka to recent). Development of the eolian dune fields occurred during drier conditions, when the inland activity of trade winds reworked sediments deposited on the fluvial plain. We interpret the incision events as having been set in motion by an increase of fluvial discharge in the upper catchment area, produced by rainfall intensification due to activity of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ). The aggradation and incision phases on the São Francisco River during the last 100 ka are therefore likely controlled by multi-millennial precipitation changes, possibly related to precession cycles. The events of high sedimentation rate in the São Francisco river mouth are partially correlated with incision phases in its middle course. This suggests that sedimentation in plains of large plateau rivers can be decoupled from the coastal area.

© 2021 Published by Elsevier Ltd.

1. Introduction

In tropical settings, large rivers are the main natural drivers of landscape modification, influencing the distribution of animal and

* Corresponding author.

E-mail address: pamescolotti@outlook.com (P.C. Mescolotti).

plant species (e.g., Nazareno et al., 2019; Thom et al., 2020) and the development of human societies (e.g., Singh et al., 2017). The influence of large rivers reaches beyond continental settings since their sediments and nutrients are pivotal for the maintenance of coastal and marine ecosystems (e.g., Aufdenkampe et al., 2011; Tamura et al., 2020). South America hosts six of the ten largest rivers of the world in terms of water discharge (Latrubesse et al., 2005). However, all these rivers drain wet regions in the Amazon or in southern South America. The São Francisco River is the easternmost large river of South America and it stands out as the largest river flowing over the semi-arid region of northeast Brazil.

The São Francisco River is one of the main rivers exclusively draining Brazil, with an extension of 2,900 km and a watershed with an area of 631,133 km², corresponding to 7.4% of the Brazilian territory (Fig. 1; Knoppers et al., 2006; Santos et al., 2012). The São Francisco River is crucial to human activities because it crosses five states from southeast to northeast Brazil, and its waters are currently being artificially re-routed to reach several other states with water supply shortages. The river has its headwaters in the transition between the Atlantic rainforest and the Cerrado biomes in the Serra da Canastra highlands, southeastern Brazil, but most of the river course drains high, dissected landscapes in the domain of tropical Caatinga dry forests. Thus, the São Francisco River also plays an important role for neotropical ecosystems in Brazil. Despite its importance to human populations and ecosystems, the long-term sedimentary dynamics of the São Francisco River and its response to climate variations have been poorly studied so far.

Geological and paleoclimatic changes in the São Francisco River drainage basin have been inferred from studies on its coastal sector and the sedimentary record of the adjacent offshore marine zone (Campos et al., 2019). An important question to understand the evolution of the São Francisco River is whether changes in the coastal region are coupled or decoupled to the entire watershed. Two factors can promote different evolutionary histories in the lower and medium river courses. Firstly, the São Francisco River flows towards north for most of its length, from headwaters located in a humid tropical region in southeast Brazil to semi-arid areas in northeast Brazil. Therefore, the river discharge in the middle and lower courses is not only influenced by local climatic conditions, but also by rainfall in the region of its springs. Secondly, the São Francisco River is a plateau river for most of its course, with local baseline levels controlled by waterfalls. Thus, the eustatic control of the erosion base level is restricted to its lowermost course.

To understand the controls on sedimentation and erosion phases in the plateau area, a 200 km stretch of the medium course of the São Francisco River in the state of Bahia was investigated (Fig. 2). This stretch is characterized by the presence of sedimentary terraces, well-developed meander belts, and the remarkable Xique-Xique eolian dune field (Oliveira et al., 1999; Barreto et al., 2002; Ab'Saber, 2006). In this work, several geomorphological zones were characterized and mapped, and the sedimentary deposits described and dated by optically stimulated luminescence (OSL). This data suite allowed us to interpret the erosive and depositional events that shaped the fluvial plain during the late Quaternary. An evolutionary outline is presented here, seeking to reconstruct the Late Pleistocene and Holocene geomorphic changes which resulted from past hydroclimate variations recorded in paleoclimate archives from the literature. The correspondence between deposition-erosion events and paleoclimate information available in the literature, as well as the comparison with studies carried out in the lower course are also discussed.

2. Geomorphological setting

The São Francisco Basin is subdivided into four geomorphological domains (Fig. 1; Pereira et al., 2007). The river has its springs in Serra da Canastra, an elevated plateau located in southeastern Brazil, with altitudes exceeding 1400 m and precipitation over 1500 mm/year, in the transition between the Atlantic Forest and the Cerrado. The upper course extends to the Pirapora city (state of Minas Gerais), before the confluence of the Das Velhas River, characterized as a river with a rocky bed that runs in an entrenched valley, with local development of a narrow alluvial plain (<2 km).

The medium course comprises a long stretch, reaching the city of Remanso (state of Bahia), with a well-developed river plain and width varying between 2 and 16 km, generally wider to the north (downstream). The stretch is in a semi-arid area, with increasing aridity to the north, where Caatinga vegetation predominates. The average precipitation decreases downstream from 1100 mm/year to 600 mm/year, concentrated between December and March, with the vegetation transitioning from Cerrado to Caatinga. The average fluvial discharge increases considerably in the beginning of this stretch, from about 800 m³ s⁻¹ in Pirapora to about 2000 m³ s⁻¹ in the city of Januária, due to contribution from the Das Velhas, Paracatu and Urucuia rivers. Its climate is influenced by the South American summer monsoon (SAMS) and by the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) (Chaves and Cavalcanti, 2001). The winds acting in the area are seasonal, with higher intensities during the dry season (July to August), and come from southeast and east, with an average speed of 7.5 m/s (Santos et al., 2013).

The sub-medium course presents higher slopes with rapids and waterfalls, dominance of a rocky bed and subordinate development of alluvial plains. The main knickpoint is located at the Paulo Afonso waterfall, which originally was 80 m high but is now partially covered by the waters of the Paulo Afonso hydroelectric dam reservoir (Fig. 1). This portion is in the semi-arid area, where Caatinga vegetation predominates and rainfall is around 500 mm/year, concentrated between March and June.

The lower course has a rocky bed for most of its extension, with the development of a river plain in the last 70 km. Fluvial discharge varies greatly due to seasonal droughts inland, with a long-term average of around 3000 m³ s⁻¹. Before flowing into the Atlantic Ocean, the river crosses a series of subparallel coastal strandplains present on both banks, partially covered by Holocene eolian dunes (Dominguez et al., 1983; Barbosa and Dominguez, 2004).

The investigated area is in the middle course of the São Francisco River, in the state of Bahia, located upstream and in an area not affected by the Sobradinho hydroelectric reservoir, built in 1979 (Fig. 1). In the studied section, the fluvial plain is well developed, with the elongated fluvial sedimentation oriented approximately N40E, and the current channel predominantly on its left side (Fig. 2). The river has an average annual fluvial discharge of about 2500 m³ s⁻¹, with only the Grande River, with its mouth in the city of Barra, as an important tributary. The area is a lowland bordered by high reliefs carved out of Proterozoic rocks; to the east by Chapada Diamantina (metasediments) and to the west by quartzites from Serra do Estreito (Northern Espinhaço), a narrow and elongated NS-oriented ridge. The local base level of the area is controlled by the Paulo Afonso waterfall (Fig. 1). The region is a dryland with semiarid climate (Bsh) according to the Köppen classification (Alvares et al., 2013), and the dominant vegetation is Caatinga (cacti, shrubs and spiny and bromeliad trees), with *Mauritia vinifera* palm swamp (*veredas*) found associated with natural drains (Oliveira et al., 1999).

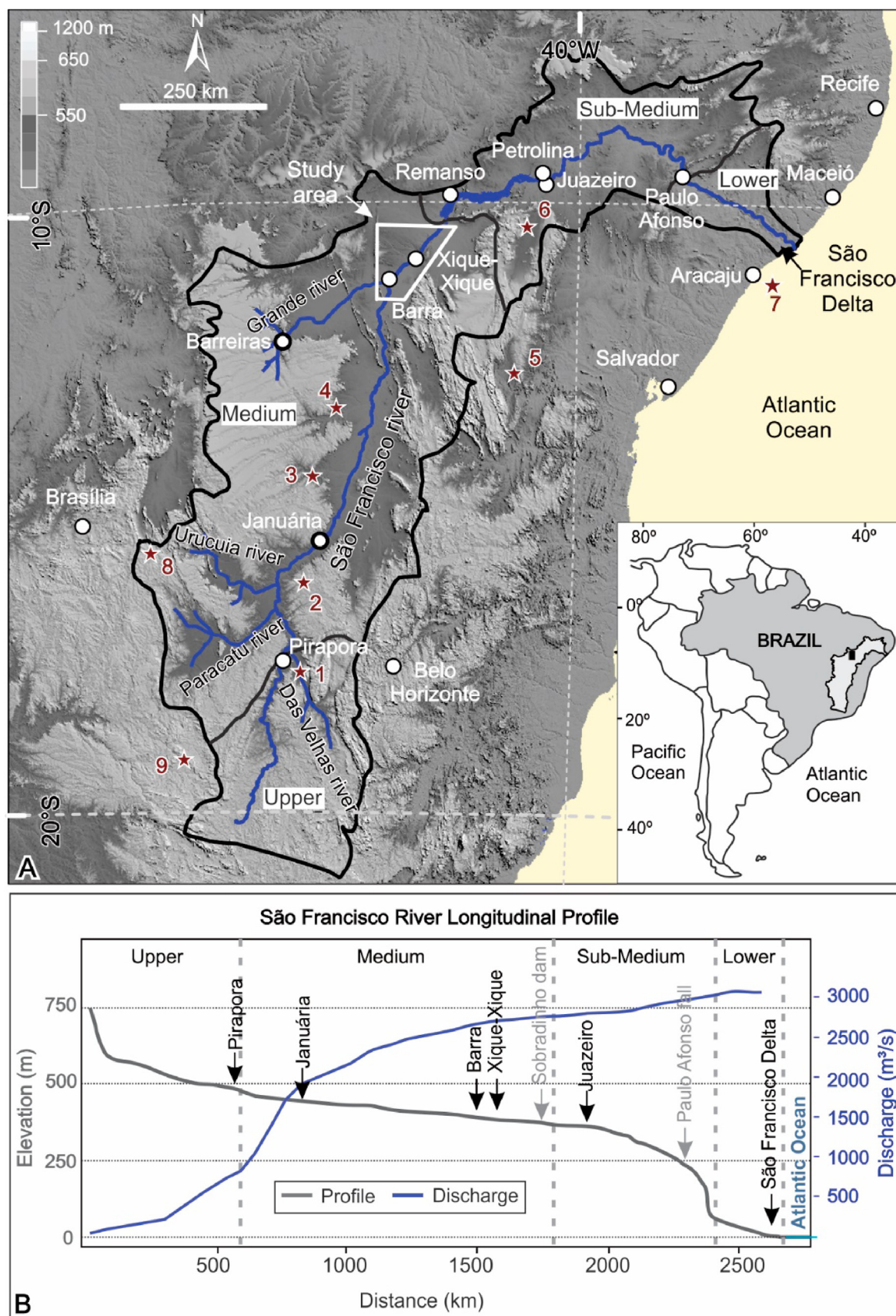


Fig. 1. A) Shuttle Radar Topography Mission products (SRTM) model (90 m) of the São Francisco River Basin and its sectors (black polygon), with location of the study area, caves, lake, and the marine core from the São Francisco river mouth (stars). Sites mentioned in the text: 1. Das Velhas River, tributary of the upper São Francisco River (Magalhães Jr. et al., 2011); 2–3. Central-eastern caves (2- Lapa Sem Fim, 3-Lapa Grande) (Strikis et al., 2015, 2018); 4. Padre cave (Wang et al., 2007); 5. Paixão and Marota caves (Strikis et al., 2015,

3. Methods

3.1. Remote sensing and geomorphological mapping

The geomorphological survey was carried out based on the definition of geomorphological zones characterized by different landscapes, and their mapping on the presence of distinct landform associations. The relative dating of zones was based on geometric criteria such as truncation of landforms by younger units, and on the topographic elevation in relation to the current river channel. For the recognition and mapping of landforms, we used images from optical sensors (Landsat 8 OLI/TIRS Level-2) and digital elevation models (DEM) from the Shuttle Radar Topography Mission products (SRTM/C-band). DEMs were elaborated based on the customization of palettes and colors with intervals ranging from 1 to 15 m, aiming to highlight geomorphological features with low topographic amplitude (Merino et al., 2015).

3.2. Sedimentary facies analysis

Sedimentary facies were described in natural outcrops in riverbanks and road cuts in shallow trenches. For some of the zones it was possible to establish the facies stacking based on survey of vertical profiles on both banks of the São Francisco River, with thicknesses ranging from 0.7 to 7.5 m. Different paleosol profiles (sensu Rettalack, 2001; Schoeneberger et al., 2012) have been described, with horizon identification, color characterization, thickness, contacts, consistency and presence or not of cementation, degree of bioturbation, and presence of pedogenetic features (e.g., nodules). Samples were collected at different levels for OSL dating. Chemical analyzes for routine pedology and grain size analyses were performed only on samples of soil profiles that are more representative of the units described. The analyzes included pH determination, exchangeable aluminum (Al^{+3}), saturation by exchangeable aluminum, sodium, calcium, magnesium and potassium (Na^{+} , Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+}), organic matter, sum of bases (SB), base saturation (V value), total cation exchange capacity (T), and resin phosphorus (P-res), following the procedures from Camargo et al. (2009).

3.3. OSL dating

OSL dating was performed on quartz sand grains at the Luminescence and Gamma Spectrometry Laboratory (LEGaL), Institute of Geosciences of the University of São Paulo (IGc-USP). Sediment samples were collected and dated by OSL, yielding 15 ages of alluvial deposits and 10 of eolian sediments (Tables 1 and 2). Sample preparation for equivalent dose (D_e) measurements followed standard procedures (Aitken, 1985). Samples were wet-sieved to isolate the 180–250 μm grain-size fraction. The target fraction was treated with hydrogen peroxide (H_2O_2 , 27%) and hydrochloric acid (HCl, 10%) to remove organic matter and carbonate minerals, respectively. Heavy mineral ($>2.75 \text{ g/cm}^3$) and feldspar ($<2.62 \text{ g/cm}^3$) grains were removed by heavy liquid separation with a lithium metatungstate solution. Then, quartz concentrates (2.62 and 2.75 g/cm^3) were etched with hydrofluoric acid (HF, 38%) for 40 min to remove remnant feldspar grains and etch the $\sim 10 \mu\text{m}$ of the outer layer of quartz grains, thus removing the alpha particles' contribution from the radiation dose rate.

Aliquots of quartz grains (100 and 200 grains) were mounted on aluminum discs for luminescence measurements on two automated Risø TL/OSL DA-20 reader systems equipped with $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$

beta sources that delivered dose rates of 0.075 ± 0.001 and $0.109 \pm 0.001 \text{ Gy/s}$, blue LEDs ($470 \pm 20 \text{ nm}$) operated at 90% power ($\sim 40 \text{ mW/cm}^2$) for stimulation and Hoya U-340 filter for light detection in the ultraviolet band (290 and 340 nm) with a bialkali PM tube (Thorn EMI 9635QB). The single-aliquot regenerative dose (SAR) protocol (Murray and Wintle, 2000, 2003) was used to estimate the equivalent dose (D_e) (Table S1- supplementary material). OSL signal was calculated using the initial 0.8 s integral of light emission with subtraction of the normalized last 10 s of light emission as background. Only aliquots with recycling ratio values between 0.90 and 1.10, recuperation less than 5% and negligible IR signal were used in the equivalent dose calculations. Equivalent doses for age calculation of each sample were calculated through the Central Age Model (Galbraith et al., 1999).

Dose recovery tests were performed on eolian and fluvial samples, with 4 aliquots per test, with given doses of 5 and 15 Gy for eolian samples and 5, 10 and 50 Gy for fluvial samples. Preheat temperatures of 200 °C, 240 °C and 260 °C were tested using the SAR protocol (Murray and Wintle, 2003). The best dose recovery results for eolian samples were obtained for a preheat of 240 °C. Calculated-to-given dose ratios using this preheat temperature were 1.00 ± 0.02 for a given dose of 5 Gy and 0.99 ± 0.02 for a given dose of 15 Gy. The best dose recovery results for fluvial samples were obtained with a preheat of 260 °C. Calculated-to-given dose ratios were 1.03 ± 0.02 , 0.94 ± 0.02 and 0.98 ± 0.03 , respectively for given doses of 5, 10 and 50 Gy. Additional information on the dose recovery tests can be found in the supplementary materials (Table S2).

For radiation dose-rate calculation, natural radionuclides concentrations were measured through high-resolution gamma-ray spectrometry in a high-purity germanium detector (HPGe; relative efficiency of 55%; 2.1 keV energy resolution) encased in an ultralow background shield (Canberra Industries). U, Th and K concentrations were converted to dose rates using factors proposed by Guerin et al. (2011). Water saturation was determined by the ratio between water weight and dry sample weight [(water weight/dry sample weight) $\times 100$]. We used a relatively high water saturation uncertainty of $\pm 10\%$ error to cover possible variation in water content through time. The cosmic dose rate contribution was calculated using sample depth, elevation, latitude, and longitude, as described by Prescott and Hutton (1994).

4. Results

4.1. OSL chronology

Quartz grains with high luminescence sensitivity predominate in the dated sediments, with dose-response curves well described by a single saturating exponential function (Figure S1 - supplementary material). The equivalent doses calculated for the 25 samples ranged from 0.3 ± 0.1 to $62.8 \pm 3.2 \text{ Gy}$, and the total dose rate ranged from 0.3 ± 0.1 to $1.4 \pm 0.1 \text{ Gy/ka}$ (Table 1). The fluvial samples showed equivalent dose distributions with relatively low to moderate overdispersion values (13–36%; Figure S1 - supplementary material), ensuring the use of the Central Age Model. According to Arnold and Roberts (2009), well-bleached sediments without significant post-depositional mixing can present equivalent dose distributions with overdispersion of up to 35%. The only exception is the fluvial sample P13, which showed overdispersion of 93%. Thus, its age should be considered with caution, despite its consistency with the stratigraphy based on ages with lower overdispersion.

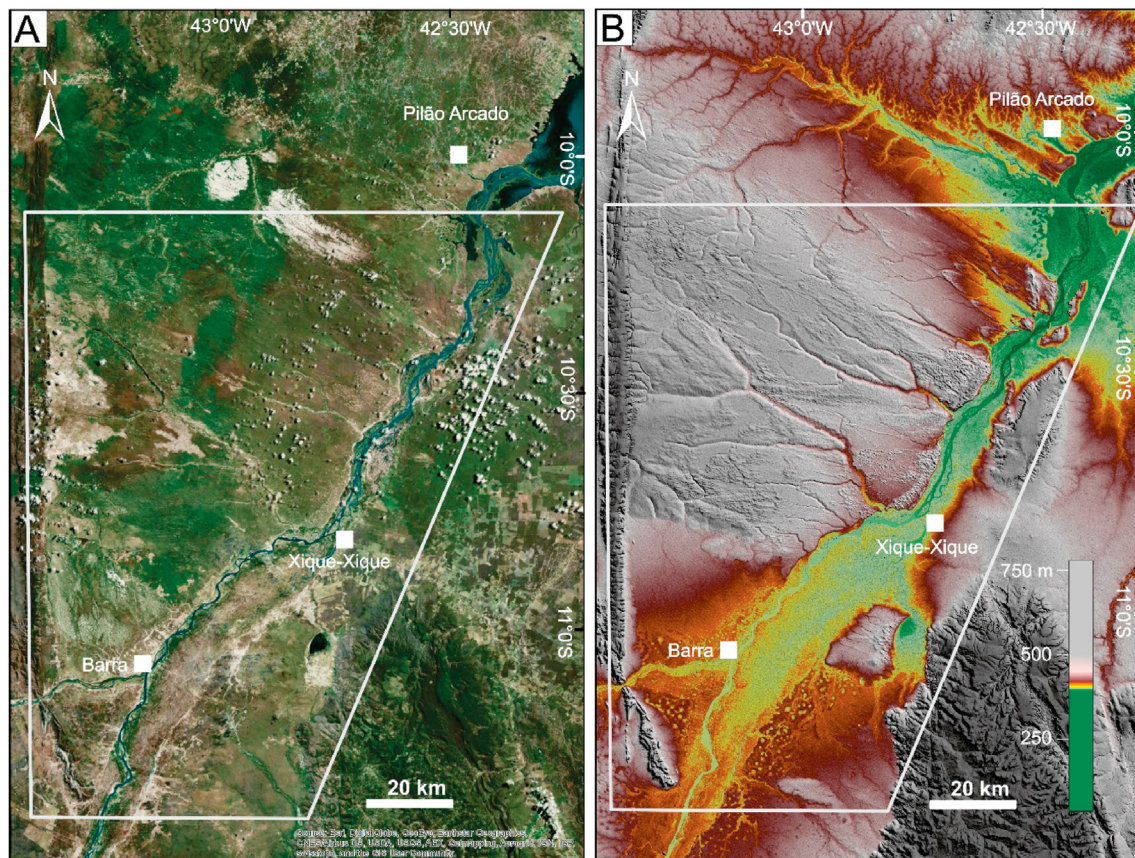


Fig. 2. Study area (white polygon). A) Aerial image extracted from the World Imagery plugin from ArcGIS online; B) DEM - SRTM (30 m).

Four eolian samples showed equivalent dose distributions with relatively high overdispersion, with values ranging from 42% to 67%. Assuming that eolian sediments experience complete bleaching prior to deposition, the high overdispersion values are likely associated to post-depositional mixing by bioturbation or beta-dose heterogeneities. Sediments with low dose rate such as our studied eolian samples are more likely to be affected by beta dose rate heterogeneities due to the presence of hotspots of radionuclides concentration (Smedley et al., 2020). Despite five samples having equivalent dose distributions with high overdispersion, most studied samples are considered well-bleached sediments without evidence of significant post-depositional mixing or dose rate heterogeneities affecting equivalent dose distributions. The studied deposits show sediment deposition ages ranging from 87.7 ± 12.7 to 0.3 ± 0.1 ka, can be considered accurate. These ages (Tables 1 and 2) were used to constrain phases of sediment accumulation and erosion recorded in the geomorphological zones described in the next sections.

4.2. Geomorphological zones and sedimentary facies

Seven distinct geomorphological zones were recognized and defined in the study area (Fig. 3 and Table 2). Two zones are older degraded surfaces, topographically higher and forming terraces made up of older alluvial deposits. They are surfaces with low relief variations and gentle declivity roughly following the current gradient of the river, towards NNE (Fig. 4). Three zones comprise the aggradational plain of the São Francisco River, confined to an incised valley limited by the hillslope of the marginal terraces. Two abandoned amalgamated meander belts (older and young) with

preserved original river morphologies function as the floodplain of the modern channel belt. Eolian dune fields make up another zone of active sedimentation. A set of coalescent alluvial fans present in the southern part of the left riverbank (but not described here) constitutes the seventh recognized morphological zone. The channels that form the fans are ephemeral and rework the sands of the dunes located to the north. The fans have a typical distributive drainage pattern and advance over the surface of the oldest terraces.

The six compartments analyzed were validated in the field, with observation of their depositional forms and description of sedimentary facies (Table 2). As this is an area with low topographic relief, outcrops are scarce, making it difficult to recognize facies architecture elements. Exposures occur mainly on the erosive banks of the current river channel, especially on its left bank. Some less expressive vertical exposures were found in the small tributary channels present in some zones, complemented by the opening of shallow trenches.

4.2.1. High-level terrace

The high-level terrace (HLT) is a degradational surface that has no genetic relationship to the aggradational plains related to the evolution of the current river, as its area is much wider and extends towards east and west, reaching the foothills of the uplands that limit the lowlands of the São Francisco Basin (Fig. 3). This surface is a low-relief landscape with altimetric variations ranging from 405 to 415 m, slightly tilted to the northeast in the downstream direction (Fig. 4). Elevated 10–20 m above the river, this morphological zone is not reached by the waters of the São Francisco River during floods.

Table 1

Equivalent doses in quartz grains, radiation dose rates and OSL ages from the São Francisco River, Bahia, Brazil. *Sample P10 has potassium concentration below detection limit (0.001%), which was considered for dose rate calculation.

Zones	Sample ID	Lab code	Depth (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Cosmic dose rate (Gy/ka)	Water sat. (%)	Total dose rate (Gy/ka)	Equivalent Dose (Gy)	N	OD (%)	OSL age (ka)
HLT	P04	L1030	1.1	0.55 ± 0.02	2.86 ± 0.11	0.138 ± 0.007	0.18 ± 0.08	0.21 ± 10	0.65 ± 0.09	57.1 ± 2.2	32	21	87.7 ± 12.7
LLT	P01 D	L1029	3.8	0.52 ± 0.02	2.09 ± 0.06	0.217 ± 0.008	0.12 ± 0.01	0.78 ± 10	0.62 ± 0.04	36.1 ± 1.6	17	18	58.6 ± 4.9
	P02 C	L1287	2.7	1.03 ± 0.04	6.80 ± 0.24	0.311 ± 0.014	0.18 ± 0.09	0.71 ± 10	1.22 ± 0.13	47.8 ± 1.5	22	14	39.3 ± 4.3
	P02 D	L1286	3.2	1.11 ± 0.05	8.24 ± 0.28	0.405 ± 0.018	0.16 ± 0.05	0.87 ± 10	1.42 ± 0.12	62.8 ± 3.2	18	21	44.4 ± 4.3
	P02 E	L1284	5.2	0.75 ± 0.03	3.60 ± 0.14	0.173 ± 0.009	0.16 ± 0.02	0.74 ± 10	0.77 ± 0.06	32.2 ± 1.0	22	13	41.6 ± 3.4
	P05	L1283	7	0.41 ± 0.02	1.36 ± 0.07	0.192 ± 0.009	0.12 ± 0.01	0.11 ± 10	0.51 ± 0.04	33.6 ± 1.2	22	16	65.5 ± 5.3
OMB	P06 A	L1019	1.2	0.69 ± 0.02	3.07 ± 0.08	0.338 ± 0.011	0.17 ± 0.03	0.51 ± 10	0.88 ± 0.07	16.3 ± 0.7	22	19	18.1 ± 1.6
YMB	P14	L1292	1.2	1.17 ± 0.05	2.08 ± 0.10	0.033 ± 0.004	0.17 ± 0.03	0.23 ± 10	0.60 ± 0.05	6.1 ± 0.3	22	20	9.6 ± 0.9
	P13	L1297	0.7	0.31 ± 0.02	0.84 ± 0.05	0.013 ± 0.003	0.19 ± 0.05	0.22 ± 10	0.32 ± 0.06	5.0 ± 1.2	40	93	15.0 ± 4.4
	P12	L1296	1.6	0.48 ± 0.02	1.02 ± 0.06	0.009 ± 0.003	0.17 ± 0.02	4.94 ± 10	0.35 ± 0.03	5.5 ± 0.3	22	28	15.5 ± 1.5
	P02 A	L1289	0.7	0.61 ± 0.03	1.94 ± 0.09	0.100 ± 0.006	0.18 ± 0.05	0.04 ± 10	0.54 ± 0.06	5.4 ± 0.2	24	21	9.5 ± 1.0
	P02 B	L1288	1	0.72 ± 0.03	3.31 ± 0.13	0.193 ± 0.009	0.18 ± 0.08	0.21 ± 10	0.73 ± 0.09	7.9 ± 0.6	23	36	10.1 ± 1.5
MCB	P10	L1478	0.9	3.28 ± 0.10	10.51 ± 0.46	<0.001 ± 0.001	0.18 ± 0.06	11.31 ± 10	1.53 ± 0.12	0.4 ± 0.1	18	14	0.3 ± 0.1
	P09 A	L1023	3.6	0.63 ± 0.02	3.15 ± 0.08	0.310 ± 0.010	0.13 ± 0.01	0.70 ± 10	0.77 ± 0.06	0.3 ± 0.1	12	17	0.4 ± 0.1
	P09 B	L1022	4.7	0.46 ± 0.02	1.76 ± 0.06	0.392 ± 0.012	0.11 ± 0.01	0.43 ± 10	0.71 ± 0.05	0.3 ± 0.1	9	31	0.4 ± 0.1
EDF	P11	L1369	0.6	0.24 ± 0.02	0.55 ± 0.04	0.001 ± 0.001	0.19 ± 0.06	0.47 ± 10	0.29 ± 0.06	1.5 ± 0.2	13	42	5.2 ± 1.4
	P15	L1402	0.5	0.37 ± 0.02	1.16 ± 0.07	0.076 ± 0.006	0.18 ± 0.07	0.03 ± 10	0.43 ± 0.08	3.3 ± 0.5	22	64	7.5 ± 1.8
	P18 B	L1403	1.5	0.43 ± 0.02	1.42 ± 0.08	0.021 ± 0.003	0.17 ± 0.02	0.04 ± 10	0.39 ± 0.03	3.0 ± 0.1	19	16	7.6 ± 0.7
	P20	L1295	1.6	0.22 ± 0.02	0.66 ± 0.05	0.154 ± 0.008	0.17 ± 0.02	0.03 ± 10	0.42 ± 0.03	5.8 ± 0.2	22	13	13.7 ± 1.2
	P06 B	L1018	0.4	0.38 ± 0.01	1.49 ± 0.05	0.282 ± 0.009	0.19 ± 0.09	0.24 ± 10	0.68 ± 0.11	9.7 ± 0.9	23	46	14.3 ± 2.6
	P19	L1293	1.6	0.27 ± 0.02	1.24 ± 0.07	0.019 ± 0.003	0.17 ± 0.02	0.05 ± 10	0.34 ± 0.03	8.6 ± 1.3	20	67	25.5 ± 4.4
	P01 A	L1278	0.3	0.33 ± 0.02	1.07 ± 0.06	0.077 ± 0.005	0.20 ± 0.13	0.02 ± 10	0.42 ± 0.13	4.9 ± 0.4	21	34	11.5 ± 3.7
	P01 B	L1279	2.9	0.31 ± 0.02	0.91 ± 0.06	0.077 ± 0.005	0.14 ± 0.01	0.03 ± 10	0.36 ± 0.02	13.0 ± 1.2	10	28	36.2 ± 4.1
	P01 C	L1014	3.1	0.21 ± 0.01	0.63 ± 0.03	0.052 ± 0.003	0.15 ± 0.02	0.03 ± 10	0.30 ± 0.02	12.3 ± 0.6	17	19	41.4 ± 3.6
	P21	L1372	1.4	1.14 ± 0.05	5.64 ± 0.20	0.324 ± 0.015	0.18 ± 0.03	0.26 ± 10	1.18 ± 0.09	53.2 ± 4.5	18	31	45.1 ± 5.2

The degradation of the surface is uneven, with dissection higher on the western side of the river (Fig. 5). Erosive processes result from the rainwater runoff and ephemeral channels from the adjacent uplands, which form an incipient tributary network and drain the waters into the São Francisco river plain. This superimposed drainage network is formed by intermittent streams, whose erosion base level is the current river channel.

Alluvial depositional forms do not exist on the surface of the unit, which is characterized by the presence of depressed, circular, and semi-circular features that form lakes with variable dimensions, from tens of meters to 1.2 km in diameter (Fig. 6). Most of the lakes are ephemeral, drying out completely during prolonged periods of drought, common in this semi-arid region of Northeast Brazil.

The deposits are dominantly composed of medium to very coarse gray sands (Fig. 7). Thin levels of gravel, with sub-rounded clasts and sandy matrix, occur interspersed with the sands. Sedimentary structures are commonly obliterated by pedogenesis, but it is possible to recognize cross-stratification in some layers. Only one sample recovered from the upper part of the terrace at the point P04 was dated, with an OSL age of 87.7 ± 12.7 ka (Table 1).

The sediments are locally cemented by silica, forming sandstones and clast-supported conglomerates (Point P03). Pedogenesis is common, with many horizons with strong gleization, intense bioturbation, mottling and clay skins. Paleosols can reach thicknesses of up to 3 m and the horizons do not have defined limits, with characteristic CaCO_3 cementation in the basal horizons. The tops of the soils are truncated, probably eliminated by erosion on the degrading surface.

4.2.2. Low-level terrace

The low-level terrace (LLT) has no preserved depositional shapes. It is present on almost all of the right bank of the São Francisco River and occurs as restricted and discontinuous deposits on the left bank (Fig. 3), forming elevated surfaces on both sides of the NE-oriented valley of the aggradational river plains. It occurs 4–6 m below the hillslope of the oldest surface (HLT), (Figs. 4 and

5). Its surface also has circular non-perennial lakes; however, they are smaller (diameter <100 m) and in significantly smaller quantity than on the HLT (Fig. 6).

This unit is formed by layers of fine/very fine white sand with silty-clayey intervals, sometimes constituting sequences of facies with fining upwards stacking pattern. Sedimentary structures such as cross-stratification are present in the sands but are commonly poorly preserved and/or obliterated by pedogenetic features. Typical deposits of this unit occur at the lower part of the P02 vertical profile, characterized by interleaved layers of sands and fine-grained sediments, with intense CaCO_3 cementation that increases towards the top (Fig. 7). Five OSL ages, between 65.5 ± 5.3 and 39.3 ± 4.3 ka (Table 1), indicate that the deposits preserved on this terrace were deposited during the Late Pleistocene.

The deposits show evidence of intense pedogenesis, with significant textural variations. The paleosols have Bt (with clay skins) and Bk (with carbonate nodules, hardened and highly reactive to HCl) horizons. Root marks are common, and the Bt horizons have well-developed prisms and blocks. In most exposures, the upper part of the profile is calcified, with CaCO_3 rhizolites. Locally, the calcification was so intense that no original features of the deposit or pedological structures are observed, as is the case in the river-bank in the city of Xique-Xique (P17). Chemical data shows quite high bases saturation at the base of the pedogenetic profiles and correlation of Ca and Mg with carbonate horizons and/or with rhizoconcretions (Fig. 8).

4.2.3. Older meander belt

The older meander belt (OMB) records an older river plain, with an average altimetric difference of approximately 4 m in relation to the LLT. This paleo-meander belt is more developed in the southern part of the area, where the river plain is wider (Fig. 3). As it is only 1–3 m topographically higher than the current river, a large part of this morphological zone is flooded during periods of river flooding, with the superficial flow of runoff towards north of the area, following the terrain gradient towards the river.

Scroll bars predominate over the entire length of this paleo-

Table 2
Geomorphological Zones, sedimentary features and OSL ages of the São Francisco River, Bahia, Brazil.

Geomorphological Zones		Morphology	Sedimentology	Pedological processes and features	Ages (ka)
Degradational surfaces	High-level terrace (HLT)	Low-relief landscape, with lakes from tens of meters to 1.2 km in diameter	Medium to very coarse gray sands. Thin levels of gravel, with sub-rounded clasts and sandy matrix, occur interspersed with the sands. Cross-stratification observed in some layers.	Intense gleization, abundant bioturbation, mottling and clay skins. CaCO ₃ cementation in the basal horizons.	87.7 ± 12.7
	Low-level terrace (LLT)	Circular non-perennial lakes (diameter <100 m) less frequent than on the upper terrace	Fine/very fine white sand with silty-clayey intervals, sometimes in sequences with a fining upwards stacking pattern. Cross-stratification rarely present in the sands and/or obliterated by pedogenetic features.	Intense pedogenesis, with gradient textural. Clay skins, carbonate nodules and root marks and CaCO ₃ rhizolites. The upper part of the profile is calcified.	39.3 ± 4.3 41.6 ± 3.4 44.4 ± 4.3 58.6 ± 4.9 65.5 ± 5.3
Aggradational fluvial plains	Older meander belt (OMB)	Large number of paleochannels and scroll bars; flooded during periods of river flooding	Sand layers 1–2 m thick, sometimes with cross-stratification, interspersed with layers of silty-clayey sediments.	The soils are clayey, waxy and with mottled horizons, with a well-developed pedogenesis; bioturbation poorly developed.	18.1 ± 1.6
	Young meander belt (YMB)	Scroll bars are the dominant depositional feature, highlighted by arboreal vegetation in the scroll ridges.	Predominance of fine-grained deposits, with some layers of fine-grained sand	The soils are clayey, with waxy and mottled horizons. Coexistence of manganese films and iron nodules with carbonate nodules indicate polygenesis conditions.	9.5 ± 1.0 9.6 ± 0.9 10.1 ± 1.5 15.0 ± 4.4 15.5 ± 1.5
	Modern channel belt (MCB)	The channel is 300–900 m wide and has low sinuosity (~1.1), with active lateral and central sand bars.	Decimetric sets of medium to coarse-grained sands with cross-stratification and fine sands with climbing ripples, in fining-upward sequences interspersed with layers of silty-clayey sediments	Incipient pedogenesis, with bioturbation and Fe and Mn mottling, mainly in clay deposits	0.3 ± 0.1 0.4 ± 0.1 0.4 ± 0.1
Eolian dune field (EDF)		Sand sheets and parabolic dunes (simple and compound dunes), with trailing arm length varying between 0.3 and 16.3 km	Well-sorted fine/medium-grained quartz sands; cross-stratification and concentrations of millimeter-sized charcoal fragments sometimes observed	Incipient pedogenesis with root bioturbations and no pedogenesis	5.2 ± 1.4 7.5 ± 1.8 7.6 ± 0.7 11.5 ± 3.7 13.7 ± 1.2 14.3 ± 2.6 25.5 ± 4.4 36.2 ± 4.1 41.4 ± 3.6 45.1 ± 5.2

meander belt. Shapes of abandoned channels preserved on its surface are 100–300 m wide, smaller than the current channel. They show bifurcations and rejoin features suggesting that the river presented an anabranching pattern before abandonment. Many of them work as conduits during floods, draining the waters to the northeast towards the river. Small ephemeral tributary channels, which exist on the surface truncating the scrolls, also function as drainage channels after the floods (Fig. 6).

Exposures of deposits from this unit are scarce and thin, dominantly of sand layers 1–2 m thick, sometimes with cross-stratification, interspersed with layers of silty-clayey sediments. Sedimentary structures are often obliterated by pedogenesis, which affects both sandy and silty-clayey levels (Fig. 9). The soils have variegated colors and are clayey, waxy and with mottled horizons. The structures are always medium to large and well developed, indicating a well-developed pedogenesis. When present, the A horizons are quite sandy, constituting Planosols. Bioturbation is poorly developed due to prevailing hydromorphic conditions.

An OSL age of 18.1 ± 1.6 ka was obtained from a sample recovered in the point P06, about 1 m below the contact with superimposed eolian deposits with an age of 14.3 ± 2.6 ka (Fig. 9; Table 1). This single age allows only the establishment of the minimum age for the OMB since the unit's deepest deposits have not been dated.

4.2.4. Young meander belt

The young meander belt (YMB) is also an abandoned meander belt, continuous and bordering the current channel throughout the investigated area. Scroll bars are the dominant depositional feature in this morphological zone, better preserved than those of OMB and

highlighted by arboreal vegetation that develops in the scroll ridges. Abandoned channels preserved in the convex parts of the scrolls show that the river channels were 100–300 m wide, similar to those of the OMB.

Although in parts of the area the meander scrolls are topographically higher than those of the OMB (Fig. 5), contact relationships clearly show that the OMB tributary channels are cut by younger YMB scrolls, breaking the connection that these channels previously had with the river (Fig. 6). In addition, there is also no superposition of small tributary channels in the YMB like those existing in the OMB. Five OSL ages ranging from 15.5 ± 1.5 to 9.5 ± 1.0 ka (Table 1) indicate younger ages for this belt, suggesting continuous sedimentation from the Late Pleistocene to the Early Holocene.

In the few exposures of this unit, channel sands can be seen truncating fine-grained deposits from the unit itself or in diastema over deposits from older units (Fig. 7). As with OMB, hydromorphic conditions dominate most of the time. The soils in this unit are also commonly clayey, with waxy and mottled horizons. In some places, the coexistence of manganese films and iron nodules with carbonate nodules was observed, indicating polygenesis conditions. Horizons A are quite sandy, constituting Planosols.

The sediments of this unit overlap unconformably the older LLT deposits (P02). This depositional hiatus is confirmed by the OSL dating of samples from the two units (20 ka hiatus) and corroborated by chemical data (Fig. 8). Chronocorrelated deposits present on the Icatu River, one of the main tributaries of the São Francisco River on its left bank in the area, comprise gray-colored sands and clays.

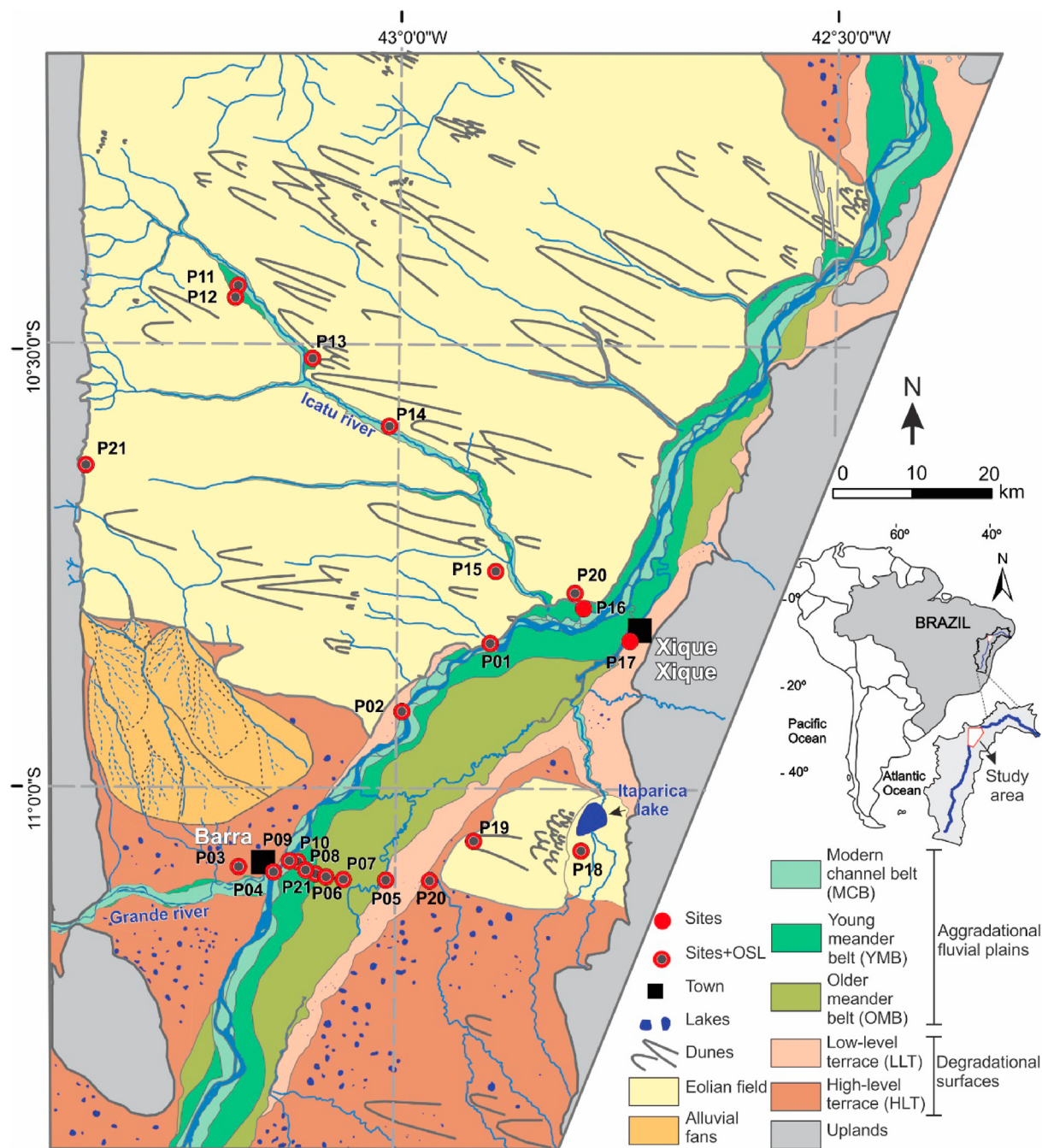


Fig. 3. Geomorphological map of the area, with location of studied sites.

4.2.5. Modern channel belt

The modern channel belt (MCB) of the São Francisco River is narrow (0.5–2.5 km) and slightly entrenched in the YMB (Fig. 3). The channel is 300–900 m wide and has low sinuosity (~ 1.1), with active lateral and central sand bars. The river flows in the area in three different reaches, characterized by different topographic gradients: R1 (~ 0.04 m/km), R2 (~ 0.15 m/km) and R3 (~ 0.02 m/km) (Fig. 4). In the upstream reach (R1), the OMB is wide and the river flows on the left bank of the river valley, often forming erosive margins on the hillslope of the terraces, with a low slope of ~ 0.04 m/km.

The river deflects to the east at the town of Ibiraba, 15 km west of the city of Xique-Xique, and enters the intermediate reach (R2)

where the declivity increases to ~ 0.14 m/km. In this steeper reach, the river valley is confined between high ground on the right bank, where crystalline Proterozoic rocks are exposed, and the Xique-Xique dune field on the left bank (Fig. 3).

From the start of the intermediate reach, the river begins to flow within the YMB domain, with flood plains on both banks. The channel presents frequent bifurcations and rejoins, commonly with the existence of two channels with stable islands. In the downstream reach (R3) the slope decreases to ~ 0.02 m/km and the river presents a tendency to anabranch, with reoccupation of abandoned YMB channels. The channel belt becomes wider at this distal reach, where OCB scroll bars are not preserved.

Sedimentary deposits described show decimetric sets of

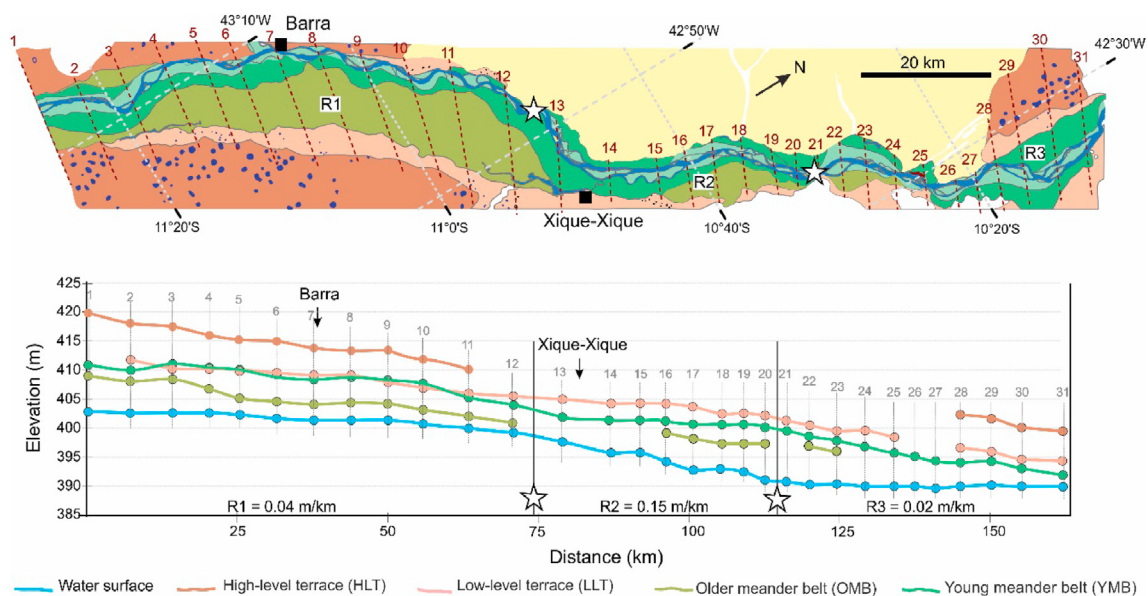


Fig. 4. Comparison of the altimetric profiles from the aggradation and degradation zones associated to the São Francisco River (R = reach). (Legend is the same as in Fig. 3).

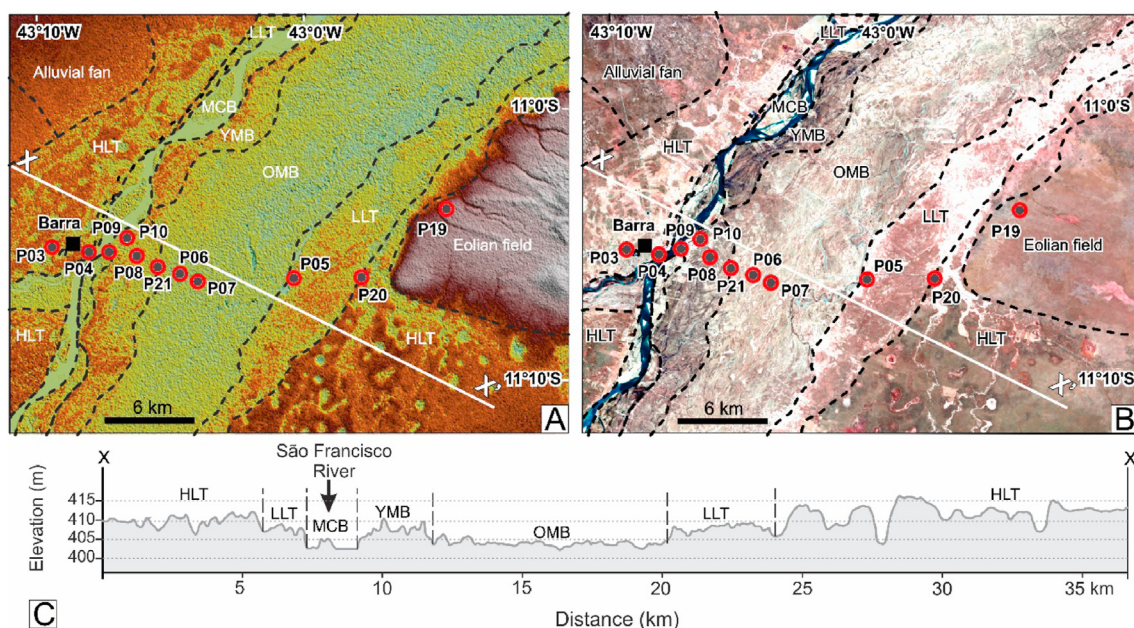


Fig. 5. Geomorphological compartmentation and altimetric section. A) SRTM digital elevation model (30 m); B) LANDSAT 8 OLI image, false color composition RGB (743); C) Altimetric section, with interpretation of the geomorphological compartments. Abbreviations: HLT (high-level terrace), LLT (low-level terrace), OMB (old meander belt), YMB (young meander belt), MCB (modern channel belt). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

medium to coarse-grained sands with cross-stratification and fine sands with climbing ripples, forming fining-upward sequences, interspersed with layers of silty-clayey sediments (Fig. 9). Pedogenesis is limited, characterized by the presence of Fluvisols, bioturbation, and Fe and Mn mottling, mainly in clay deposits. Three OSL ages, from 0.4 ± 0.1 to 0.3 ± 0.1 ka (Table 1) indicate deposition during the 17th century AD, but the age of onset of sedimentation of the MCB could not be established because the dated sample was recovered from the upper part of the deposits in this zone.

4.2.6. Eolian dune field

The eolian dune field (EDF) is a morphological zone dominated by sand sheets, which form an extensive area on the west bank of

the river plain and a smaller one on its east bank (Fig. 3). Dunes of varying dimensions, most of them stabilized by Caatinga vegetation, with predominant migration direction towards WNW, are the main depositional features (Fig. 10). Parabolic megadunes stand out in the landscape, either as simple dunes (elongate; *sensu* Pye, 1993) or as compound dunes (nested, digitate, and superimposed; *sensu* Pye, 1993), with heights up to 30 m in the nose, trailing arm length varying between 1.2 and 16.3 km and widths ranging from 0.9 to 5.6 km, with average transport direction azimuth of 292° . Smaller compound parabolic dunes, with en-echelon and lobate morphologies, arm length of 0.3–2.0 km and width of 0.3–0.6 km, and predominant migration direction towards azimuth 301° occur extensively in the area, covering even parts of the parabolic

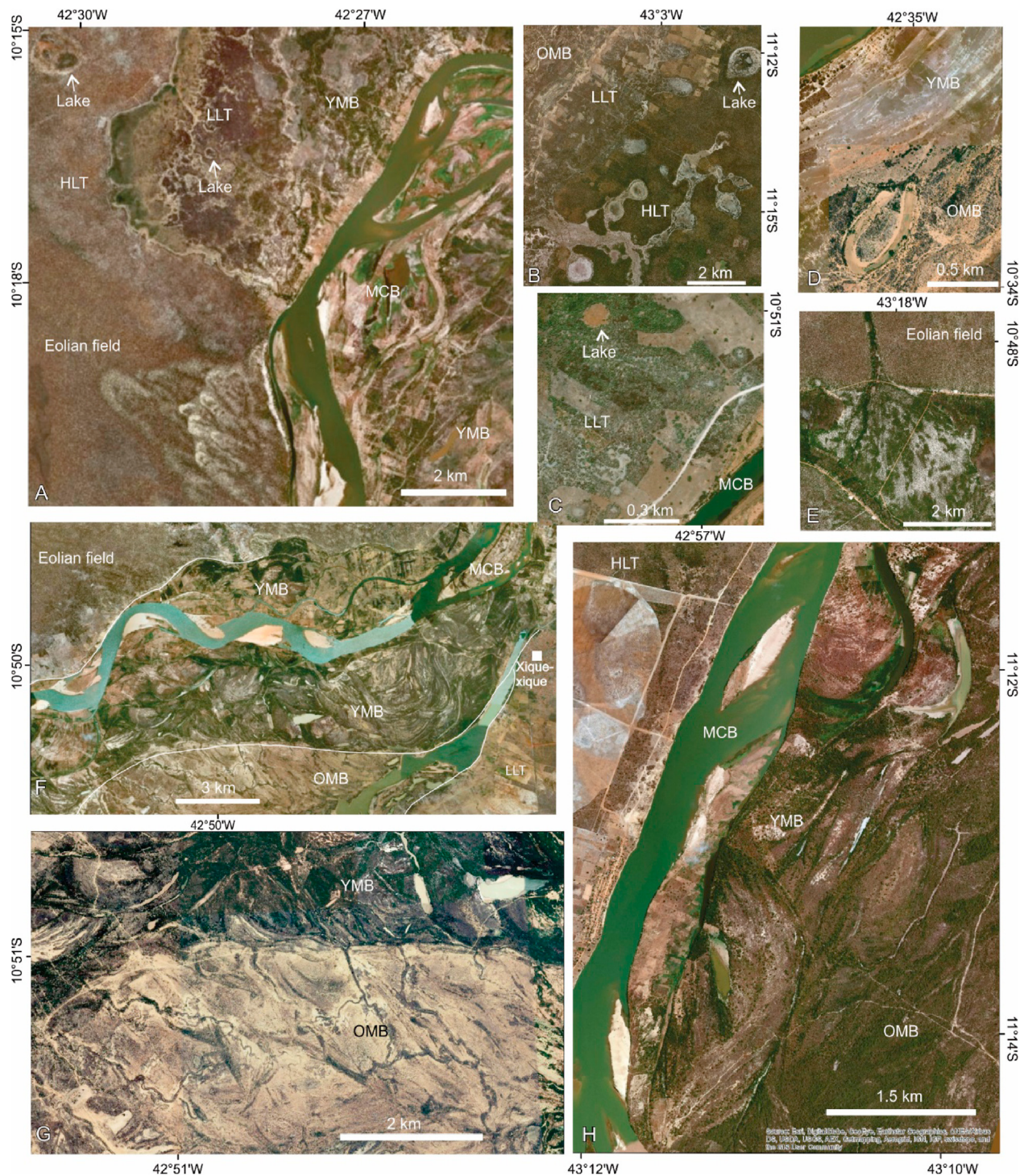


Fig. 6. Geomorphological features of the area. A) Morphologic relationships between the eolian dune field, HLT (lake highlighted), LLT (smaller lake), YMB and MCB; B) Highlight of the HLT, with coalescing lakes; C) LLT, with lake smaller than the one on HLT; D) Abandoned meander in the OMB; E) Alluvial fan reworking the eolian deposits; F and G) Cutting feature of the YMB onto OMB; H) Modern meander belt with low sinuosity over the YMB, with preserved meander scrolls; Abbreviations: HLT (high-level terrace), LLT (low-level terrace), OMB (old meander belt), YMB (young meander belt), MCB (modern channel belt). Aerial images extracted from the World Imagery plugin of ArcGIS online.

megadunes. Some dunes show signs of recent reactivation, especially in the vicinity of the left river bank where there are recent small coalescent parabolic dunes, with a height of up to 20 m and short arms, with only a few tens of meters.

Deposits are composed of well-sorted fine/medium-grained quartz sands, with few grains of heavy minerals and feldspar, and unconsolidated. In some shallow trenches it was possible to

recognize cross-stratification and concentrations of millimeter-sized charcoal fragments 2 m below the surface. The eolian deposits form sand sheets mainly over the surface of the HLT, but they can also occur onto pedogenized deposits of the LLT (e.g., in P01; Fig. 7).

The oldest ages of the eolian deposits were obtained from OSL dating (Table 1) on sands of a parabolic megadune (P19) and from

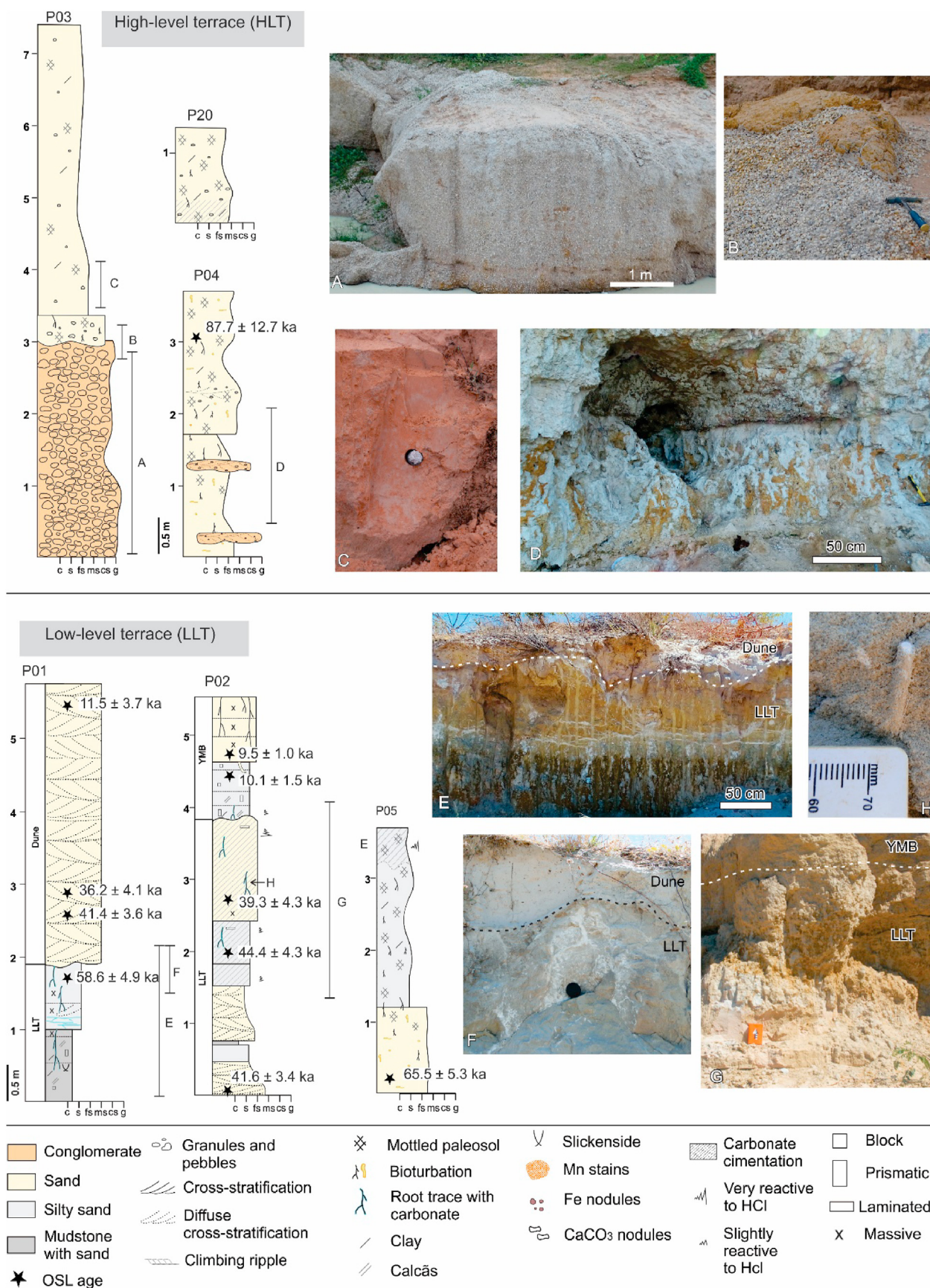


Fig. 7. Sedimentary vertical profiles and pictures of degradational surfaces deposits.

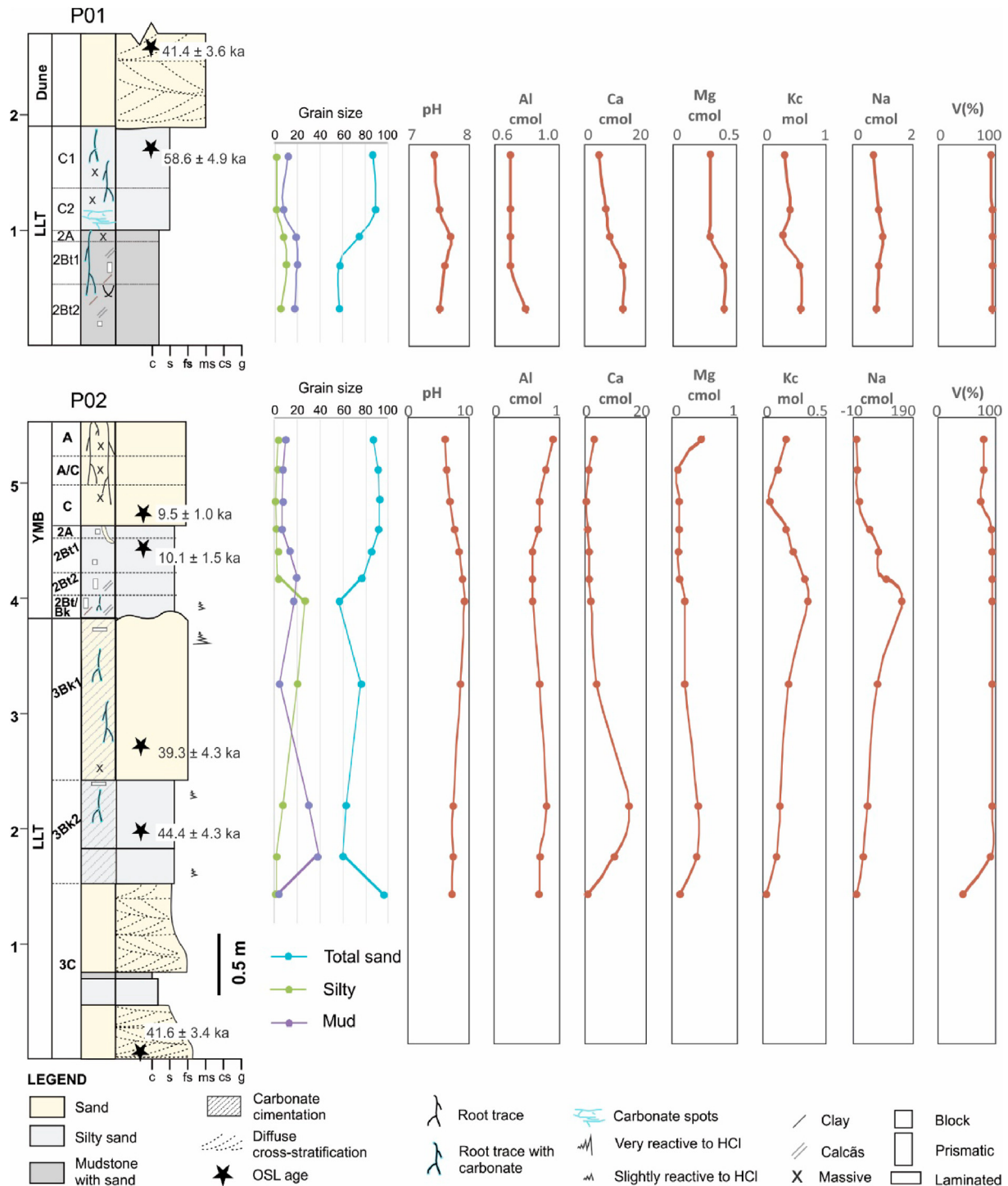


Fig. 8. Low-level terrace sedimentary vertical profiles, with pedologic detailing (horizons and pedogenic features), grain size and chemistry.

olian deposits exposed on the left-margins of the São Francisco River (P01), revealing that the dune field was active during the Late Pleistocene (45.1 ± 5.2 to 25.5 ± 4.4 ka). The other five ages, from samples of sand recovered in trenches dug at the top of the dunes (<1.5 m depth), yielded ages between 14.3 ± 2.6 and 5.2 ± 1.4 ka, showing strong wind activity with migration of parabolic dunes during the Early/Middle Holocene and stabilization after 5 ka.

5. Interpreting the sequence of aggradation and incision events

The differences in elevation, contact relationships, and ages of the deposits of the mapped geomorphological zones allowed to establish the succession of events that originated the current configuration of the middle São Francisco river plain (Fig. 11). The

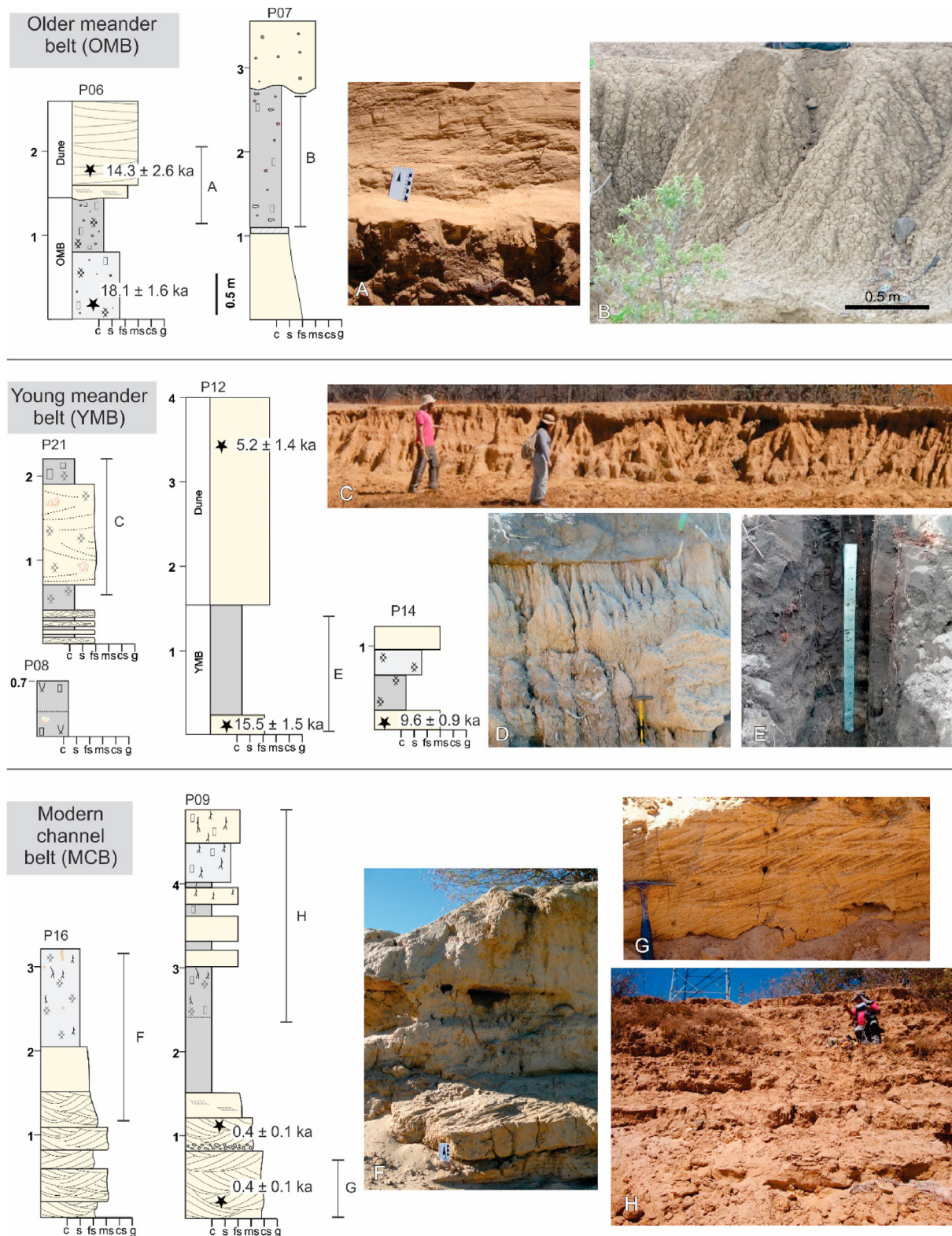


Fig. 9. Sedimentary vertical profiles and pictures of the aggradational fluvial deposits. (Legend of the profiles is the same as in Fig. 7).

deposits that make up the HLT are the oldest; the only available age indicates active sedimentation during the MIS 5 (87.7 ± 12.7 ka), but sedimentation started much earlier because the sample dated was recovered from the upper part of the terrace. As the surface of the HLT is degraded, without original morphological elements

preserved and punctuated by numerous lakes formed after the deposition, the depositional paleoenvironment reconstruction presents many uncertainties.

Based on the fact that the HLT occurs throughout the lowland of the middle course of the São Francisco River, extending to the base

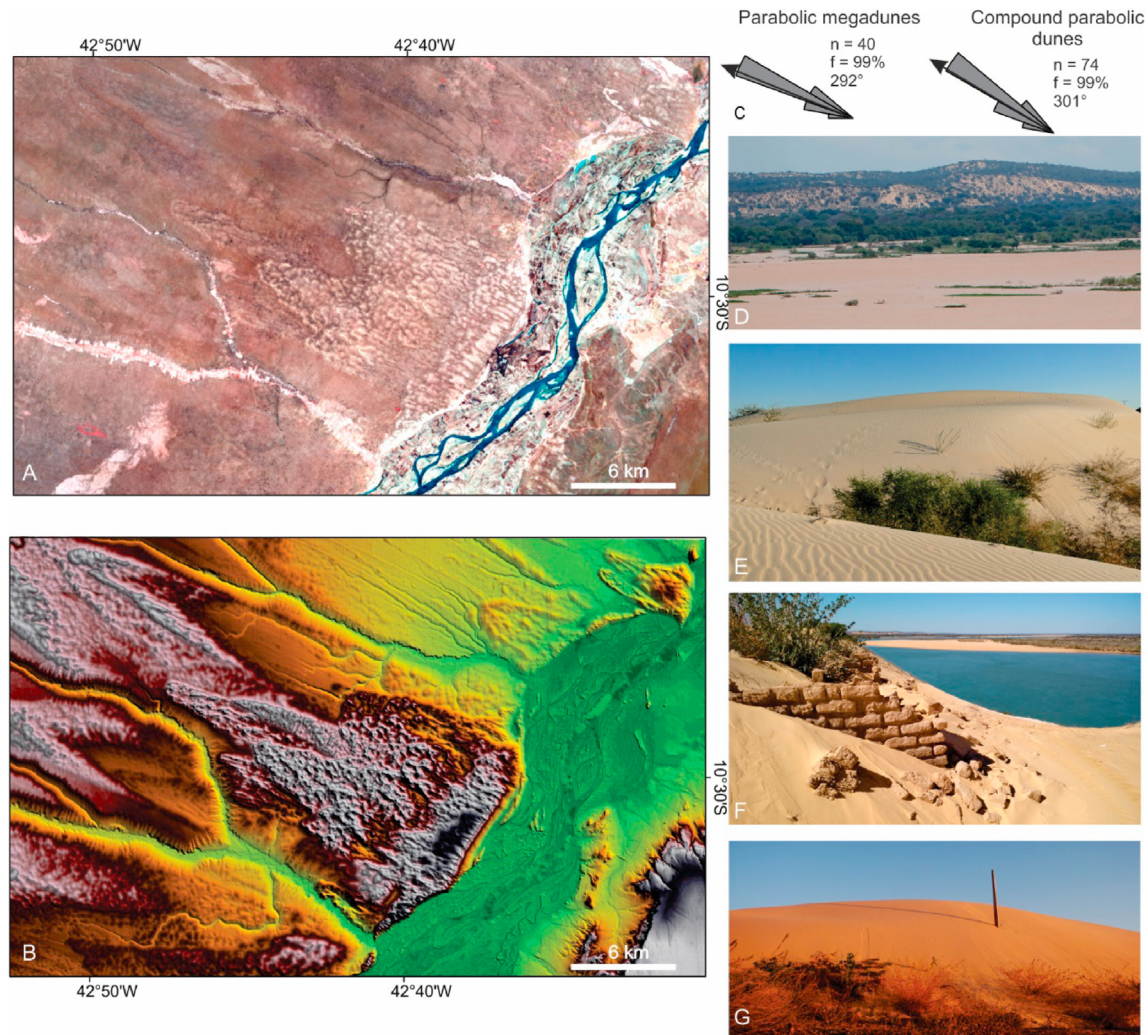


Fig. 10. Dunes of the eolian field. A) LANDSAT 8 OLI image, false color composition RGB (743); B) Digital elevation model provided by the Brazilian army; C) Transport direction azimuth (n = number of measurements, f = consistency factor); D) Stabilized dunes in the margin of the São Francisco River; E) Parabolic morphology of the active dunes in the area; F) Ruins of a building being covered by active dunes; G) Transmission line pole partially covered by active dunes. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

of the rocky reliefs of the surrounding highlands, the most plausible interpretation is that its sedimentation occurred in an unconfined alluvial plain, formed by the coalescence of a trunk river and tributary rivers from the highlands, with no genetic relationship with the modern river plain (Fig. 11). The existence of outcrops with up to 3-m-thick layers of clast-supported conglomerates interspersed with sands, and the rarity of fine-grained facies, allows interpretation of past braided rivers, with a different depositional tract compared to the later fluvial plains. With the aggradation of the alluvial plain, the deposits underwent generalized pedogenesis, with development of thick profiles with several paleosol horizons. Soils with hydromorphic characteristics indicate that the plain was subject to frequent flooding.

The first incision (I1), constrained by ages between 87.7 ± 12.7 ka and 65.5 ± 5.3 ka, created an entrenched plain on the previous deposits and records the regional lowering of the erosion base level. Since the valley was wide, as there are terraces in the HLT hillslope on both sides of the São Francisco plain, the incision was also marked by significant lateral erosion caused by migration of the channel during formation of the entrenched plain.

The LLT has no preserved depositional shapes and their deposits of fine-grained facies, often fining upwards, allows tentatively to

interpret deposition in a meandering fluvial system. Deposits with ages between 65.5 ± 5.3 and 39.3 ± 4.3 ka currently preserved in the LLT record a long period of aggradation in an entrenched fluvial plain, from the middle MIS 4 to the middle MIS 3. This aggradational period is also recorded in the upper river course, as indicated by deposits of river terraces in the tributary Das Velhas River (Magalhães Jr. et al., 2011; Fig. 12).

The LLT deposits, like those of the HLT, were affected by carbonate pedogenesis, but an important feature differentiates the imprint of this pedogenesis in the sedimentary deposits of the two terraces. Well-developed paleosol carbonates, with carbonate rhizoconcretions, occur close to the surface in the LLT deposits. Differently, carbonate levels are less expressive and occur a few meters below the surface in the HLT deposits, indicating that the water table during the pedogenesis was shallow in the LLT and deeper in the HLT. The lakes, characteristic of the degradational plains, occur over siliciclastic deposits intensively cemented by carbonates. The formation mechanism of these lakes is hypothetically associated with the dissolution of the carbonate cement from the deposits and soils of these terraces, observed in several exposures.

The second incision event (I2) is younger than 39.3 ± 4.3 ka,

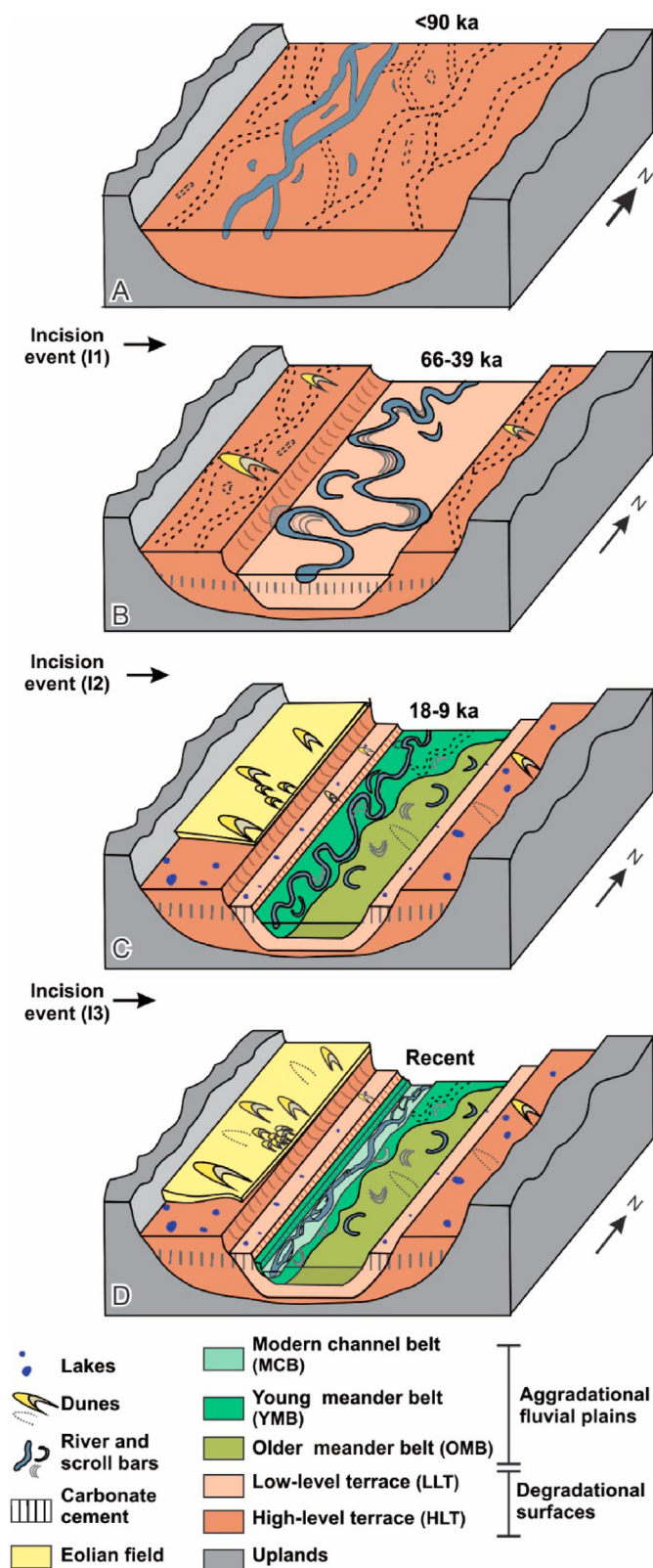


Fig. 11. Schematic model of the geomorphological and sedimentary evolution of the medium course of the São Francisco River during the late Quaternary.

occurring after the formation of the carbonate paleosols. It gave rise to meander belts in the aggradational plain where the current river channel is located. The incision is older than 18.1 ± 1.6 ka, obtained from the only available OSL age of OMB scroll bar deposits; it was not possible to establish the start of the fall of the regional erosion base level. Concomitantly to channel deepening by vertical incision (stream downcutting), the river widened the valley by lateral erosion, forming deposits of scroll bars in a meandering river. Fluvial incision corresponding to I2 is also recorded in the upstream tributary Das Velhas River (Magalhães Jr. et al., 2011).

The OMB has small, incised channels on its surface forming incipient tributary drainage truncated by the YMB scrolls bars (Fig. 6), which indicate a lowering event of the channel before the formation of the younger belt. However, aggradation is evident in the southern part of the area during the formation of the YMB, where its scrolls truncate and are topographically higher than the OMB scrolls, showing this sedimentation was continuous from the terminal Pleistocene to the Early Holocene (18.1 ± 1.6 to 9.5 ± 1.0 ka). Correlated narrow terraces were recognized on the banks of the Icatu River, a tributary on the left bank of the São Francisco, with a similar age (15.5 ± 1.5 ka). Correlatable deposits upstream, in the Das Velhas River (Magalhães Jr. et al., 2011), suggest that aggradation extended to the Middle Holocene.

OSL ages younger than 9.5 ± 1.0 ka were absent in sediments of the meander belts. This absence suggests that the river remained in equilibrium with sediment bypass in the Middle/Late Holocene, possibly functioning as source of a great part of the sands that formed eolian dunes on its left bank (14.3 ± 2.6 to 5.2 ± 1.4 ka).

The MCB is narrow and incised, and the river has lateral and central sandy bars, displaying a new channel pattern completely different from the meander belts. Sinuosity index is extremely low (1.1), and the channel is twice wider than the channels of the abandoned meander belts. The sedimentary facies are also different, with sands coarser than those of the abandoned meander belts (OMB and YMB) and the lower terrace (LLT). The lowering of the base level in the São Francisco River caused riverbed degradation in the Icatu River. As the Icatu valley cuts eolian deposits of 7.6 ± 0.7 to 5.2 ± 1.4 ka, the São Francisco hydraulic regime changed during the Late Holocene. The São Francisco River is overfit and resulted from riverbed degradation, which implies the existence of a Late Holocene incision event (I3). The MCB deposits dated are young (0.4 ka), not allowing to define when the present channel pattern was established.

6. Fluvial response to quaternary climate changes

Paleoclimatic interpretations based on fluvial deposits should be made with great caution in extensive watersheds, especially in tectonically quiescent areas in the interior of continents controlled by local base levels. Events of fluvial incision can result from threshold lowering (riverbed degradation) due to hydrological changes, frequently related to enhanced river discharge, and decreasing vegetation cover (Tucker and Slingerland, 1997). To understand fluvial aggradation/incision events in the semi-arid São Francisco River basin it is necessary to compare them with published local and regional paleoclimatic proxy data based on speleothems and palynomorphs. Our results, published proxy data, and Quaternary climate cycles are summarized in Fig. 12. Approximate intervals of aggradation and incision phases discussed in this section are derived from the OSL ages presented in Table 1.

This comparison has revealed itself difficult because the middle course of the São Francisco River is in a transitional zone, between the Southeast and Northeast regions of Brazil, which were paleoclimatically out of phase in some periods (Wang et al., 2006; Cruz et al., 2009; Cheng et al., 2013). The middle course of the São

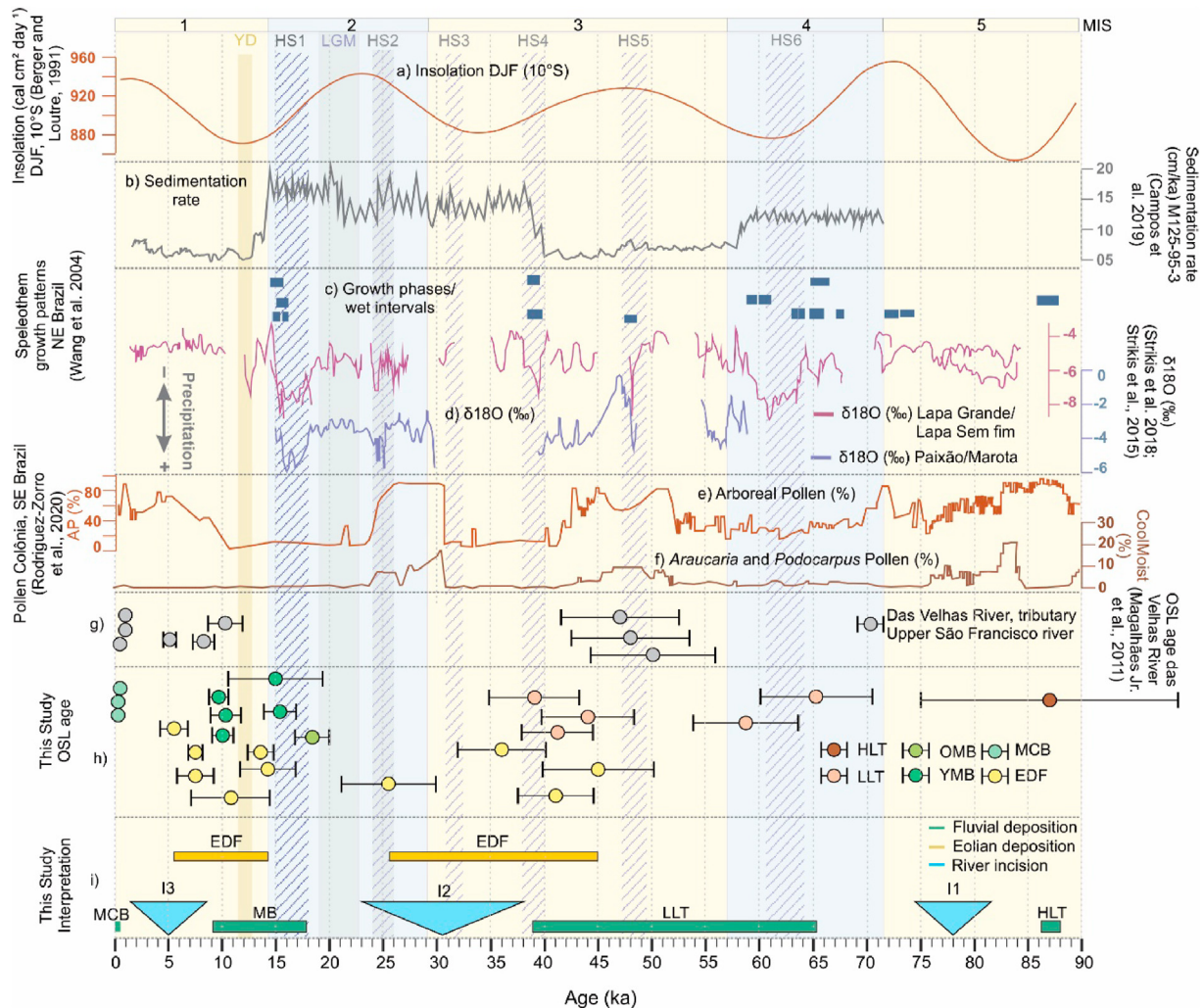


Fig. 12. Global cycles and regional proxies correlated with events of aggradation and incision in the São Francisco River. A) Insolation curve at 10°S for December to February (Berger and Loutre, 1991); B) Sedimentation rate of the São Francisco River in the marine core M125-95-3 (Campos et al., 2019); C) Growth phases of speleothems and calcareous tufa in northeast Brazil (Wang et al., 2004); D) $\delta^{18}\text{O}$ speleothem records from central-east (Lapa Grande and Lapa Sem Fim caves) and northeast (Paixão and Marota caves) Brazil (Strikis et al., 2015 e 2018); E) Arboreal pollen percentages (AP) from Colônia (CO3 and CO14; Rodríguez-Zorro et al., 2020); F) Percentage curve of the sum of cool moist conifers *Araucaria* and *Podocarpus* from Colônia (Rodríguez-Zorro et al., 2020); G) OSL dating of the Das Velhas River, tributary of the São Francisco River in its upper course (Magalhães Jr. et al., 2011); H) OSL dating in eolian and fluvial sediments of the middle course of the São Francisco River (age of HLT deposits is based on a single dating) (this study). Blue and yellow bars indicate the MIS – Marine Isotope Stage (Lisiecki and Raymon, 2005). Last Glacial Maximum – LGM, Heinrich Stadials – HS; and Younger Dryas – YD, according to Mix et al. (2001), Sanches Goñi and Harrison (2010) and Rasmussen et al. (2014) respectively. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Francisco is considered to be in phase with the Northeast Brazil during the Last Glacial Maximum (LGM), but in antiphase during the Lower/Middle Holocene (Cruz et al., 2009; Strikis et al., 2018).

Late Pleistocene (MIS 5) deposits of the HLT record the oldest sedimentary aggradation event in the lowland areas within the drainage basin area and have no genetic relationship with the modern fluvial plain. The age from this unit (88 ka) shows deposition contemporaneous to a wet period recorded by a speleothem growth phase in northeastern Brazil (Wang et al., 2004).

Paleoprecipitation data from nearby cave speleothems reveal a dominantly dry period with short wet intervals during the first event of fluvial incision (I1, 85 to 66 ka) (Wang et al., 2004; Strikis et al., 2015, 2018). During the middle MIS 4 to the middle MIS 3 (66 to 39 ka) the São Francisco River showed a long period of aggradation registered in the LLT deposits, also recorded in deposits of terraces in the upper course of the river (Magalhães Jr. et al., 2011; Fig. 12). Discontinuous speleothem data show dominantly dry conditions with short wet periods, the latter associated with

Heinrich events (Wang et al., 2004; Strikis et al., 2015, 2018). Water table fluctuations in a dominantly dry alluvial environment are interpreted based on the carbonate pedogenesis (Kelson et al., 2020), that affects deposits of both terraces and is eolian active approximately between 45 and 25 ka.

The second incision event (I2) took place between 39 and 18 ka, during the transition from MIS 3 to MIS 2, also recorded upstream (Magalhães Jr. et al., 2011). During this time interval, paleo-precipitation curves show dominantly dry conditions with short wet periods, particularly during HS4 and HS2 (Strikis et al., 2015, 2018). The beginning of the I2 event (HS4) is correlated with more humid moments, marked by phases of speleothem growth (Wang et al., 2004).

Eolian field dunes developed during periods of predominant drier local climates and increased sediment availability, deposited in the river valley during previous aggradational phases. Eolian sand deposition occurred mainly during the second half of the MIS 3, starting at the twilight of LLT aggradational phase (45 ka).

Geochemical data from marine sediments offshore Northeast Brazil indicate drier conditions during the MIS 3, with humidity peaks coinciding with Heinrich events (Arz et al., 1998, 1999, 1999; Behling et al., 2000; Mulitza et al., 2017; Campos et al., 2019; Mendes et al., 2019). Eolian processes and dune migration remained active during I2 until 26 ka, favored by low precipitation and sediment supply derived mainly from the river plain. Local humid climate from 26 to 15 ka, encompassing the HS1 and HS2 high precipitation events (Wang et al., 2004; Strikis et al., 2018), had an important role in dune stabilization, with development of vegetation cover.

Following a period of relatively drier conditions during the LGM (Cruz et al., 2009; Mulitza et al., 2017; Strikis et al., 2018; Mendes et al., 2019), the HS1 was the most significant humid event in the middle São Francisco basin (Wang et al., 2004; Strikis et al., 2018), which possibly functioned as a corridor for south-derived montane forest taxa to reach northern areas (Pinaya et al., 2019). The two meander belts (OMB and YMB) started to be formed after the LGM (18 to 9 ka). Paleoprecipitation proxy data from speleothems and palynomorphs indicate that aggradation began under very humid local conditions during HS1 but continued under prevailing drier conditions in the Early Holocene (Oliveira et al., 1999; Strikis et al., 2018). This climate change to more arid conditions enhanced the effectiveness of wind processes and enabled dune reactivation during the Early/Middle Holocene. Like today, trade winds were dominant, causing dune migration towards WNW (Figs. 10 and 13).

The modern river channel is overfit and resulted from riverbed degradation. However, this event of increased fluvial discharge that resulted in the incision event (I3) is not related to augmented local rainfall because the Late Holocene was a period of aridity in the middle São Francisco River basin (Oliveira et al., 1999; Strikis et al., 2018).

This sequence of events shows that periods of increased fluvial discharge necessary to climate-driven incisions have no correlation with local climate because paleoprecipitation data from nearby cave speleothems show dominant dry periods with short wet intervals during the events of incision. Alternatively, changes in fluvial discharge can be controlled by climate changes in the upper catchment zone. Humid climates and increased fluvial discharge in the upper course cause lowering of riverbed over long distances downstream (Knighton, 1998) and the adjustment to a more concave profile (Zaprowski, 2005). Incision is more effective if accompanied by sediment yield reduction, caused by changes to vegetation that protects the soil and reduce hillslope erosion. Following initial riverbed degradation and thalweg lowering, lateral erosion due to channel migration can cause valley widening. Inversely, the return to aggradational conditions results from reduction in fluvial discharge or increase in sedimentary supply, or a combination of both factors.

The north-flowing São Francisco River crosses different climatic zones latitudinally controlled, today from the semi-humid headwaters (17–20° S) to the semi-arid lower course (10–11° S). Nearly 65% of the fluvial discharge in the middle/lower course is derived from the catchment area in the upper course (Fig. 1), which is in the pathway of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ; Fig. 13), that migrates north-south mediated by insolation/precession cycles (Bernal et al., 2016). The three recognized events of fluvial incision fit well with cycles of solar radiation energy, coinciding with the moment of radiation rises (Fig. 12). Since insolation/precession cycles influence variations in the activity of the SACZ, we hypothesize they are a main control of events of fluvial incision and enhanced fluvial discharge.

An important location to comprehend the role of SACZ here is the Campestre lake of Salitre (19° S, elevation 970 m), located in the São Francisco upper course (Ledru, 1993; Ledru et al., 1996). The

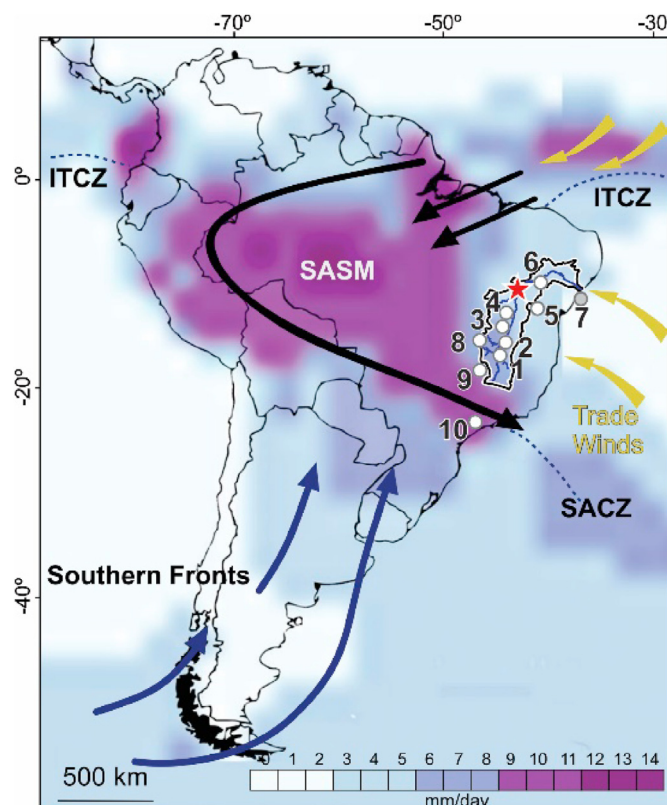


Fig. 13. Map of South America, showing the distribution of precipitation, plotted as the long-term mean annual precipitation from 1981 to 2010 using data from the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (modified from Rodríguez-Zorro et al., 2020). South American summer monsoon (SASM; black arrows), and the position of the Intertropical and South Atlantic convergence zones (ITCZ and SACZ; blue dashed lines) during the austral summer in South America (DJF) are represented as well. Blue arrows show the northernmost position of the year-round southern fronts. Yellow arrows indicate prevailing wind direction. The black polygon refers to the São Francisco River basin and numbers refer to the regional datasets to be compared with this study (red star); 1. Das Velhas River (Magalhães Jr. et al., 2011); 2–3. Lapa Sem Fim, and Lapa Grande caves (Strikis et al., 2015, 2018); 4. Padre cave (Wang et al., 2007); 5. Paixão and Marota caves (Strikis et al., 2015, 2018); 6. Caves and travertine deposits of north-eastern Brazil (Wang et al., 2004); 7. Core M125-9503 (Campos et al., 2019); 8. Lagoa Feia (Cassino et al., 2020); 9. Lagoa Campestre in Salitre (Ledru et al., 1996); 10. Colônia (Rodríguez-Zorro et al., 2020). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

interval ~50–40 ka was arid in that site, but northward shifts of polar fronts changed local climate and the vegetation adapted to a cold period of high moisture from 40 to 30 ka, with the development of floodplain forests from 33 to 28 ka (Ledru et al., 1996), that probably persisted until 23 ka (Ledru, 1993). This humid period, characterized by the expansion of forests in the source-area, coincides with fluvial incision (I2) triggered by enhanced fluvial discharge in the middle course. New data show global climate shifts ca. 42 ka caused by the combination of geomagnetic field minima and Grand Solar Minima (Adams Event; Cooper et al., 2021). These shifts may have been the global trigger for this more humid period recorded by palynological (Ledru, 1993; Ledru et al., 1996) and speleothem (Strikis et al., 2015, 2018) proxies in the middle of MIS3, and the change from aggradation to incision recorded in the São Francisco River. The proportion of arboreal pollens declined from 17 to 10 ka in the Salitre site, an unstable period characterized by rapid climatic and vegetational changes there (Ledru, 1993), when meander belts formed in the middle course of the São Francisco River. During the Holocene, the climate became warm and humid (after 9 ka), with expansion of Araucaria and semi-deciduous

forests at the Salitre site, coinciding with the ending of meander belts evolution and the Holocene incision (I3) in the middle course of the São Francisco River.

There is little paleoclimate information along the SACZ to corroborate our hypothesis, but good correlation exists between incision events and humid periods recorded at the Colonia site (23°52' S), characterized by high percentages of Araucaria, Podocarpus, and arboreal pollen (Rodríguez-Zorro, 2020, Fig. 12). These humid events along the SACZ seem to have controlled the upper course of the Paraná River, located south of the São Francisco drainage, where an incision event (27–12 ka) partially contemporaneous to I2 was recorded (Oliveira et al., 2019).

From source to sink, sediments eroded during incision events were transported downstream and deposited in strandplain/deltaic systems or eventually in submarine settings. Data from piston core collected from the continental slope (1897 m water depth, Campos et al., 2019, Fig. 12) show a partial correlation between the high sedimentation rate in the river mouth and incision events in the middle São Francisco (Fig. 12). The beginning of the second incision event (I2) is exceptionally well correlated with an increase in the sedimentation rate recorded in the core (Fig. 12; Campos et al., 2019). However, the highest sedimentation rate from 21 to 14 ka seems to have no correspondence with incision events in the middle São Francisco; instead, it correlates with incision in the exposed continental shelf during a period of low sea level associated with LGM. During the last incision event (I3), the sedimentation rate is low in the core, probably because sediment was trapped in coastal strandplain systems and eolian dune fields (Dominguez, 1996; Barbosa and Dominguez, 2004). These indicate that sedimentation rates in submarine settings near river mouths show a clear correlation, but do not reflect only paleoprecipitation in the interior drainage basin, particularly in long plateau rivers controlled by interior base levels.

7. Conclusions

The OSL dating method was used for the first time in the sedimentary deposits of the middle São Francisco River. This allowed the creation of a robust chronological framework to constrain the succession of alluvial aggradational and degradational phases and the interplay between alluvial and eolian sedimentation in the last 100 ka. We identified seven geomorphological zones in the area: (1) High-level terrace (87.7 ± 12.7 ka); (2) Low-level terrace (65.5 ± 5.3 to 39.3 ± 4.3 ka); (3) Older meander belt (18.1 ± 1.6 ka); (4) Young meander belt (15.5 ± 1.5 to 9.5 ± 1.0 ka); (5) Modern channel belt (0.4 ± 0.1 to 0.3 ± 0.1 ka); (6) Eolian dune fields (45.1 ± 5.2 to 25.5 ± 4.4 ka and 14.3 ± 2.6 to 5.2 ± 1.4 ka); (7) Active alluvial fans. Zones 1 and 2 are older degraded surfaces, forming terraces made up of older alluvial deposits. Zones 3 to 5 constitute the modern confined aggradational plain. Eolian dune fields of zone 6 occupy an extensive area on the left-margins of the river.

Before ca. 88 ka, the São Francisco River had higher flow rates and likely a braided pattern. From ca. 66 ka, it evolved into a meandering pattern, and finally reached the current braided/straight morphology during the Late Holocene (<1 ka). The widespread carbonate pedogenic cementation over the terraces indicates a drier climate phase in the region, probably around the end of the MIS 3 (~37 ka). Carbonate cement dissolution is likely the mechanism responsible for the generation of depressions hosting lakes on the degraded surfaces.

We recognized three phases of fluvial incision (I1 – 85 to 66 ka; I2 – 39 to 18 ka and I3 – 9 to 1.0 ka), and two phases of dune field stabilization (25–15 ka and 5 ka to recent). Development of the eolian dune field occurred during periods of predominant local drier conditions that allowed reworking of the fluvial plain by

inland activity of trade winds. The aggradation events (66–39 ka and 18 to 9 ka) and the incision event (I2) are also observed in the upper course of the São Francisco River.

We hypothesize that the events of fluvial incision were triggered by increased fluvial discharge in the upper catchment area, resulted from variations in the activity of the SACZ, controlled by precession cycles. The events of high sedimentation rate in the São Francisco river mouth are partially correlated with incision phases in its middle course. This suggests that sedimentation can be decoupled across the drainage basin, especially in plateau rivers with interior base levels and large extensions.

Author statement

Herewith we return to you the revised version of our manuscript entitled “Fluvial aggradation and incision in the Brazilian tropical semi-arid: climate-controlled landscape evolution of the São Francisco River”. All authors improved the manuscript through corrections and suggestions. Patricia C. Mescolotti: conceptualization, formal analysis, investigation, writing - original draft and visualization. Fabiano N. Pupim: investigation, methodology and writing - Original Draft; Francisco B. Ladeira: methodology, formal analysis and investigation; André O. Sawakuchi: methodology and resources; Amanda S. Catharina: writing - original draft and visualization; Mario Assine: conceptualization, writing - original draft, project administration, funding acquisition.

Acknowledgments

The authors thank José Cândido Stevaux, Gisele Utida and Vinícius Ribau Mendes for fieldwork assistance; Universidade Federal do Oeste da Bahia, Campus of Barra, for logistical support, and Thays Minelli and Luciana Nogueira for laboratory support. AOS (#304727/2017–2), FBL (#307951/2018–9), FNP (#302411/2018–6) and MLA (#304925/2017–9) are research fellows of Brazilian National Council for Scientific and Technological Development - CNPq/Brazil. PCM is grateful for the scholarship from CNPq. This work was supported by the FAPESP, Brazil, through PIRE NSF-FAPESP (2017/50085–3).

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106977>.

References

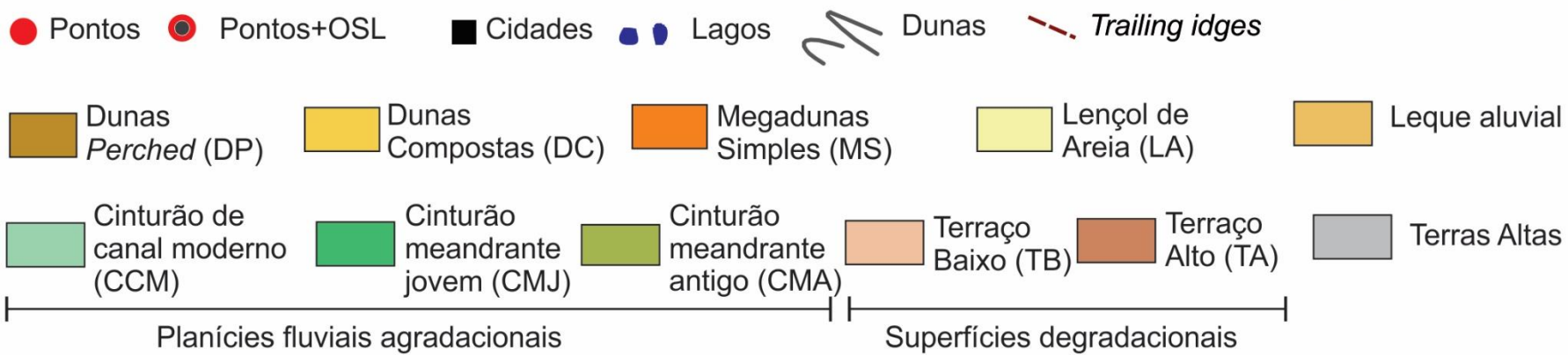
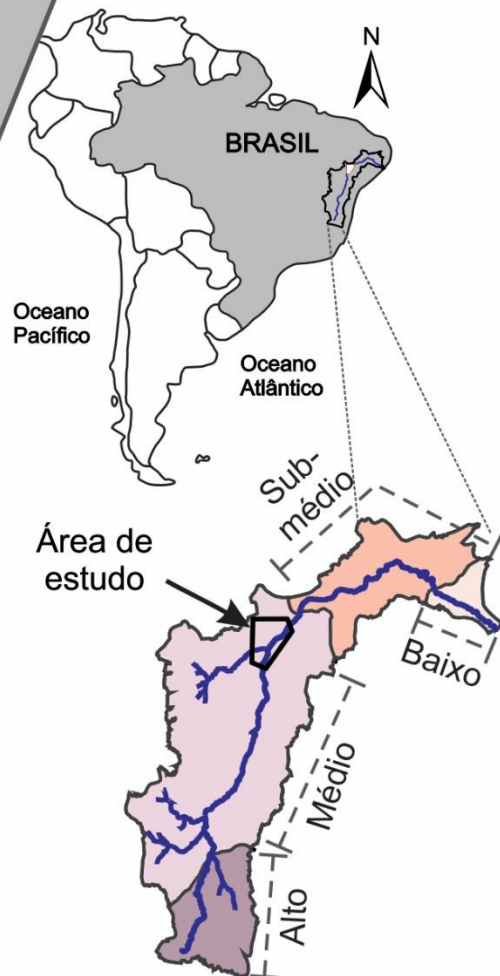
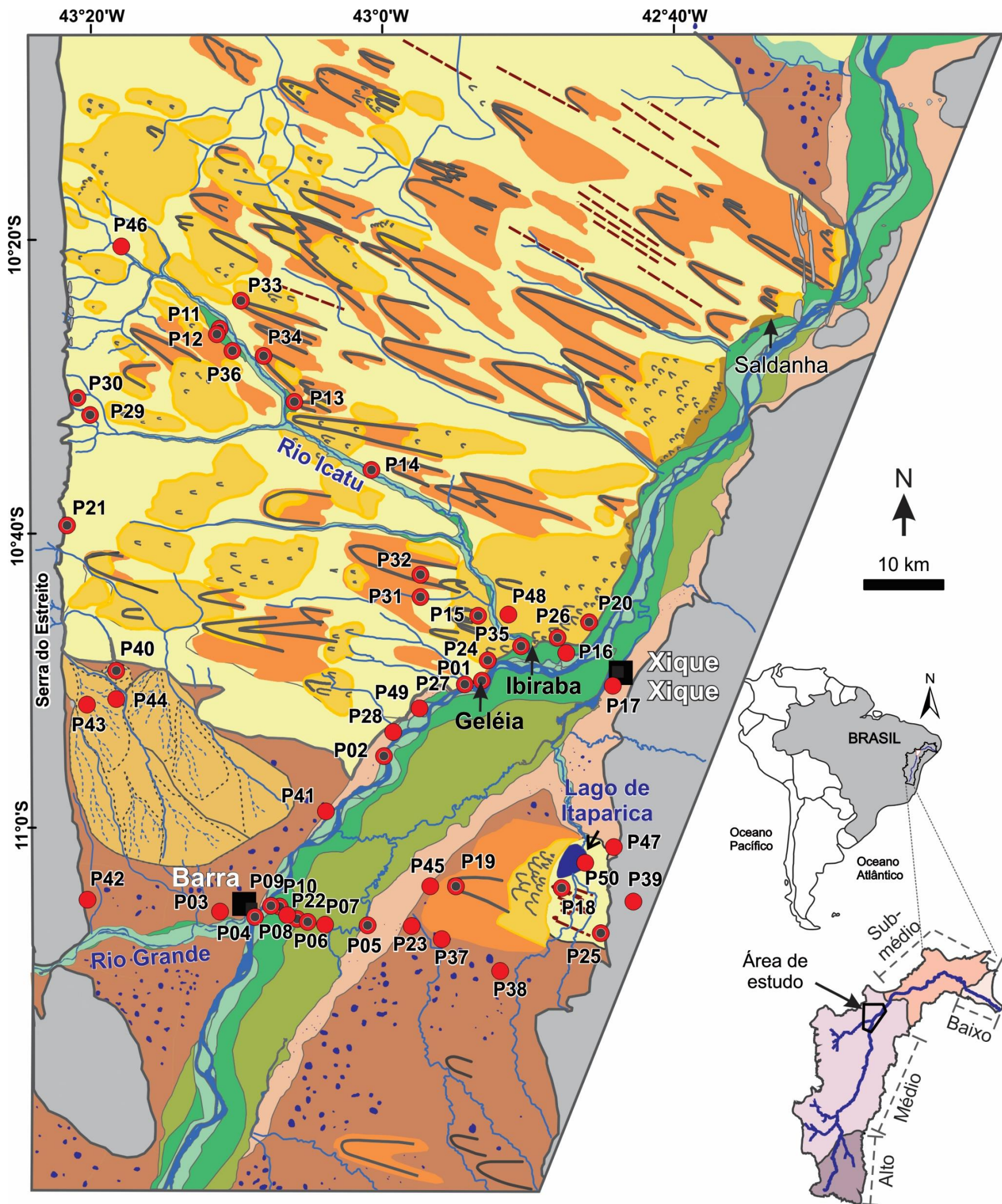
- Ab'Sáber, A., 2006. O paleodeserto de Xique-Xique. *Estud. Avançados* 20, 301–308.
- Aitken, M.J., 1985. Thermoluminescence Dating. Academic Press, London.
- Alvares, C.A., Stape, J.L., Sentelhas, P.C., de Moraes, G., Leonardo, J., Sparovek, G., 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorol. Z.* 22, 711–728.
- Arnold, L.J., Roberts, R.G., 2009. Stochastic modeling of multi-grain equivalent dose (De) distributions: implications for OSL dating of sediment mixtures. *Quat. Res.* 55, 159–167.
- Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quat. Res.* 50, 157–166.
- Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1999. Climatic changes during the last deglaciation recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian Continental Margin. *Geo Mar. Lett.* 19, 209–218.
- Aufdenkampe, A.K., Mayorga, E., Raymond, P.A., Melack, J.M., Doney, S.C., Alin, S.R., Aalto, R.E., Yoo, K., 2011. Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. *Front. Ecol. Environ.* 9 (11), 53–60.
- Barbosa, L.M., Dominguez, J.M.L., 2004. Coastal dune fields at the São Francisco River strandplain, northeastern Brazil: morphology and environmental controls. *Earth Surf. Process. Landforms* 29, 443–456.
- Barreto, A.M.F., Suguio, K., Oliveira, P.E. de, Tatumi, S.H., 2002. Campo de dunas inativas do médio Rio São Francisco, BA: marcante registro de ambiente desértico do quaternário brasileiro. *Sítios geológicos e paleontológicos do Bras.*
- Behling, H., Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 2000. Late Quaternary vegetational and

- climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quat. Sci. Rev.* 19, 981–994.
- Berger, A., Loutre, M.-F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.* 10, 297–317.
- Bernal, J.P., Cruz, F.W., Strikis, N.M., Wang, X., Deininger, M., Catunda, M.C.A., Auler, A.S., 2016. High-resolution Holocene south American monsoon history recorded by a speleothem from botuverá cave, Brazil. *Earth Planet Sci. Lett.* 450, 186–196.
- Camargo, O.A., Moniz, A.C., Jorge, J.A., Valadares, J., 2009. Métodos de Análise Química, Mineralógica e Física de Solos do Instituto Agronômico de Campinas.
- Campos, M.C., Chiessi, C.M., Prange, M., Mulitza, S., Kuhnert, H., Paul, A., Venancio, I.M., Albuquerque, A.L.S., Cruz, F.W., Bahr, A., 2019. A new mechanism for millennial scale positive precipitation anomalies over tropical South America. *Quat. Sci. Rev.* 225, 105990.
- Cassino, R.F., Ledru, M.-P., de Almeida Santos, R., Favier, C., 2020. Vegetation and fire variability in the central Cerrados (Brazil) during the Pleistocene-Holocene transition was influenced by oscillations in the SASM boundary belt. *Quat. Sci. Rev.* 232, 106209.
- Chaves, R.R., Cavalcanti, I.F.A., 2001. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern Northeast Brazil. *Mon. Weather Rev.* 129, 2614–2626.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., d'Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Commun.* 4, 1–6.
- Cooper, A., Turney, C.S.M., Palmer, J., Hogg, A., McGlone, M., Wilmshurst, J., et al., 2021. A global environmental crisis 42,000 years ago. *Science* 371 (6531), 811–818.
- Cruz, F.W., Vuille, M., Burns, S.J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Edwards, R.L., Karmann, I., Auler, A.S., Nguyen, H., 2009. Orbitally driven east–west anti-phasing of South American precipitation. *Nat. Geosci.* 2, 210–214.
- Dominguez, J.M.L., 1996. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 117, 217–231. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.117.01.13>.
- Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., Martin, L., 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Bras. Geociências* 13, 98–105.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinnium rock shelter, northern Australia: Part 1, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41, 339–364.
- Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Anc. TL* 29, 5–8.
- Kelson, J.R., Huntington, K.W., Breecker, D.O., Burgener, L.K., Gallagher, T.M., Hoke, G.D., Petersen, S.V., 2020. A proxy for all seasons? A synthesis of clumped isotope data from Holocene soil carbonates. *Quat. Sci. Rev.* 234, 106259.
- Knighton, D., 1998. Fluvial Forms and Processes, Fluvial Forms and Processes: A New Perspective. Routledge. <https://doi.org/10.4324/9780203784662>.
- Knoppers, B., Medeiros, Paulo, R.P., Souza, Weber, F.L., Jennerjahn, T., 2006. The São Francisco Estuary, Brazil, in: *Estuaries*. Springer Science & Business Media, p. 51.
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Sinha, R., 2005. Tropical rivers. *Geomorphology* 70, 187–206.
- Ledru, M.-P., 1993. Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil. *Quat. Res.* YORK LONDON-ACADEMIC Press, vol. 39, 90.
- Ledru, M.-P., Braga, P.I.S., Soubiès, F., Fournier, M., Martin, L., Suguio, K., Turcq, B., 1996. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 123, 239–257.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20.
- Magalhães Junior, A.P., Cherem, L.F.S., de Paula Barros, L.F., dos Santos, G.B., 2011. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: late Cenozoic tectonic and climatic implications. *Geomorphology* 132, 187–194.
- P.C. Mendes, V.R., Sawakuchi, A.O., Chiessi, M., Giannini, C.F., Rehfeld, K., Mulitza, S., 2019. Thermoluminescence and optically stimulated luminescence measured in marine sediments indicate precipitation changes over northeastern Brazil. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 34, 1476–1486.
- Merino, E.R., do Nascimento Pupim, F., de Azevedo Macedo, H., Assine, M.L., 2015. Realce e integração de imagens orbitais óticas com dados SRTM para mapeamento e estudo de grandes planícies fluviais: exemplos de aplicação no Pantanal. *Rev. Bras. Geomorf.* 16.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.* 20, 627–657.
- Mulitza, S., Chiessi, C.M., Schefuß, E., Lippold, J., Wichmann, D., Antz, B., Mackensen, A., Paul, A., Prange, M., Rehfeld, K., 2017. Synchronous and proportional deglacial changes in Atlantic meridional overturning and northeast Brazilian precipitation. *Paleoceanography* 32, 622–633.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiat. Meas.* 37, 377–381.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.* 32, 57–73.
- Nazareno, A.G., Dick, C.W., Lohmann, L.G., 2019. A biogeographic barrier test reveals a strong genetic structure for canopy-emergent Amazon tree species. *Sci. Rep.* 9, 18602.
- Oliveira, P.E., Barreto, A.M.F., Suguio, K., 1999. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 152, 319–337.
- Oliveira, S.C., Pupim, F.N., Stevaux, J.C., Assine, M.L., 2019. Luminescence chronology of terrace development in the Upper Paraná River, southeast Brazil. *Front. Earth Sci.* 7, 200.
- Pereira, S.B., Pruski, F.F., Silva, D.D. da, Ramos, M.M., 2007. Estudo do comportamento hidrológico do Rio São Francisco e seus principais afluentes. *Rev. Bras. Eng. Agrícola Ambient.* 11, 615–622.
- Pinaya, J.L.D., Cruz, F.W., Ceccantini, G.C.T., Corrêa, P.L.P., Pitman, N., Vemado, F., Maria del Carmen, S.L., Pereira Filho, A.J., Grohmann, C.H., Chiessi, C.M., 2019. Brazilian montane rainforest expansion induced by Heinrich Stadial 1 event. *Sci. Rep.* 9, 1–14.
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiat. Meas.* 23, 497–500.
- Pye, K., 1993. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia, in: *Aeolian Sediments. Ancient and Modern*. Blackwell Scientific Publications, pp. 23–44.
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.* 106, 14–28.
- Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past*. Oxford, Blackwell, 404p.
- Rodriguez-Zorrio, P.A., Ledru, M.-P., Bard, E., Aquino-Alfonso, O., Camejo, A., Daniau, A.-L., Favier, C., Garcia, M., Mineli, T.D., Rostek, F., 2020. Shut down of the South American summer monsoon during the penultimate glacial. *Sci. Rep.* 10, 1–11.
- Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: concepts and terminology. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2823–2827.
- Santos, A.A.B., Camargo, O., Back, A., Silva, F., Catani, F., Estante, F., Lima, G., Violato, G., Araújo, J., Andrade, P., 2013. *Atlas Eólico Bahia*.
- Santos, H. de A., dos Santos, P.P., Kenji, D.O.L., 2012. Changes in the flood regime of São Francisco river (Brazil) from 1940 to 2006. *Reg. Environ. Change* 12, 123–132.
- Schoeneberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C., 2012. *Field Book for Describing and Sampling Soils*. Government Printing Office.
- Singh, A., Thomsen, K.J., Sinha, R., Buylaert, J.-P., Carter, A., Mark, D.F., Mason, P.J., Densmore, A.L., Murray, A.S., Jain, M., Paul, D., Gupta, S., 2017. Counter-intuitive influence of Himalayan river morphodynamics on Indus Civilisation urban settlements. *Nat. Commun.* 8, 1617.
- Smedley, R.K., Duller, G.A.T., Rufer, D., Utley, J.E.P., 2020. Empirical assessment of beta dose heterogeneity in sediments: implications for luminescence dating. *Quat. Geochronol.* 56, 101052.
- Strikis, N.M., Chiessi, C.M., Cruz, F.W., Vuille, M., Cheng, H., de Souza Barreto, E.A., Mollenhauer, G., Kasten, S., Karmann, I., Edwards, R.L., 2015. Timing and structure of mega-SACZ events during Heinrich stadial 1. *Geophys. Res. Lett.* 42, 5477–5484A.
- Strikis, N.M., Cruz, F.W., Barreto, E.A.S., Naughton, F., Vuille, M., Cheng, H., Voelker, A.H.L., Zhang, H., Karmann, I., Edwards, R.L., 2018. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. *Proc. Natl. Acad. Sci. Unit. States Am.* 115, 3788–3793.
- Tamura, T., Nguyen, V.L., Ta, T.K.O., Bateman, M.D., Gugliotta, M., Anthony, E.J., Nakashima, R., Saito, Y., 2020. Long-term sediment decline causes ongoing shrinkage of the Mekong megadelta. *Vietnam. Scientific Reports* 10, 8085.
- Thom, G., Xue, A.T., Sawakuchi, A.O., Ribas, C.C., Hickerson, M.J., Aleixo, A., Miaky, C., 2020. Quaternary climate changes as speciation drivers in the Amazon floodplains. *Science Advances* 6, eaax4718.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resour. Res.* 33, 2031–2047. <https://doi.org/10.1029/97WR00409>.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P.L., Richards, D.A., Shen, C.-C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* 432, 740–743.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Solheid, M., 2006. Inter-hemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3391–3403.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X., Solheid, M., 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophys. Res. Lett.* 34.
- Zaprowski, B.J., 2005. Climatic influences on profile concavity and river incision. *J. Geophys. Res.* 110, F03004. <https://doi.org/10.1029/2004JF000138>.

APÊNDICE 2

—

Mapa geomorfológico das unidades reconhecidas nesta tese



ANEXO 1

—

Tabela de pontos e idades OSL

Tabela dos pontos visitados nesta tese, com localização, unidades geomorfológicas e dados da datação OSL. As abreviações referem-se a: TA – Terraço Alto; TB – Terraço Baixo; CMA – Cinturão Meandrante Antigo; CMJ – Cinturão Meandrante Jovem; CCM – Cinturão de Canal Moderno; Ind. – Depósitos eólicos indiferenciados; MS – Megadunas Simples; DC – Dunas Compostas; LA – Lençol de Areia.

Ponto						Datação OSL											
Ponto	Lat	Long	Tipo	Unidade	Margem	Lab cod.	Prof. (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Taxa de dose cosmica (Gy/ano)	Sat. água (%)	Taxa de dose total (Gy/year)	Dose equivalente (Gy)	N	D (%)	Idade OSL (ka)
P01	-10.831	-42.88	Eólico	Ind.	Esquerda	L1014	3.1	0.21±0.01	0.63±0.03	0.05±0	0.15±0.02	0.03	0.30±0.02	12.3±0.6	17	19.2	41.35±3.59
			Eólico	Ind.		L1278	0.3	0.33±0.02	1.07±0.06	0.07±0	0.20±0.13	0.02	0.42±0.13	4.9±0.4	21	34	11.53±3.72
			Eólico	Ind.		L1279	2.9	0.31±0.02	0.91±0.06	0.08±0	0.14±0.01	0	0.36±0.02	13±1.2	10	27.7	36.22±4.14
			Fluvial	TB		L1029	3.8	0.52±0.02	2.09±0.06	0.21±0.01	0.12±0.01	0.7	0.62±0.04	36.1±1.6	17	17.9	58.64±4.95
P02	-10.91	-42.99	Fluvial	TB	Esquerda	L1284	5.2	0.75±0.03	3.60±0.14	0.17±0.01	0.16±0.02	0.7	0.77±0.06	32.2±1	22	13.1	41.56±3.37
			Fluvial	TB		L1286	3.2	1.11±0.05	8.24±0.28	0.41±0.02	0.16±0.05	0.8	1.42±0.12	62.8±3.2	18	20.9	44.36±4.34
			Fluvial	TB		L1287	2.7	1.03±0.04	6.8±0.24	0.31±0.01	0.18±0.09	0.7	1.22±0.13	47.8±1.5	22	13.8	39.26±4.27
			Fluvial	CMJ		L1288	1	0.72±0.03	3.31±0.13	0.19±0.01	0.18±0.08	0.0	0.78±0.10	7.9±0.6	23	35.6	10.12±1.47
			Fluvial	CMJ		L1289	0.7	0.61±0.03	1.94±0.09	0.1±0.01	0.18±0.05	0.2	0.57±0.06	5.4±0.2	24	21.3	9.49±1.04
P03	-11.09	-43.2	Fluvial	TA	Esquerda	sem datação											
P04	-11.09	-43.130	Fluvial	TA	Esquerda	L1030	1.1	0.55±0.02	2.86±0.11	0.14±0.01	0.18±0.08	0.2	0.65±0.09	57.1±2.2	32	21.3	87.67±12.71
P05	-11.1	-43.01	Fluvial	TB	Direita	L1283	7	0.4±0.02	1.36±0.07	0.19±0.01	0.12±0.01	0.1	0.51±0.04	33.6±1.2	22	16.2	65.50±5.27
P06	-11.100	-43.08	Fluvial	CMA	Direita	L1019	1.2	0.69±0.02	3.07±0.08	0.34±0.01	0.17±0.03	0.5	0.90±0.07	16.3±0.7	22	18.9	18.17±1.61
			Eólico	Ind.		L1018	0.4	0.38±0.01	1.49±0.05	0.28±0.01	0.19±0.09	0.2	0.68±0.11	9.7±0.9	23	46.1	14.30±2.62
P07	-11.1	-43.07	Fluvial	CMA	Direita	sem datação											
			Fluvial	CMA		sem datação											
P08	-11.1	-43.09	Fluvial	CMJ	Direita	sem datação											
P09	-11.08	-43.12	Fluvial	CCM	Direita	L1022	4.7	0.46±0.02	1.76±0.06	0.39±0.01	0.11±0.01	0.7	0.74±0.06	0.27±0.03	9	30.9	0.36±0.05
			Fluvial	CCM		L1023	3.6	0.63±0.02	3.15±0.08	0.31±0.01	0.13±0.01	0.4	0.82±0.06	0.31±0.018	12	17.1	0.38±0.04
P10	-11.08	-43.12	Fluvial	CCM	Direita	L1478	0.9	3.37±0.14	9.78±0.66	0.34±0.03	0.18±0.06	11.3	1.19±0.11	0.41±0.01	18	14.1	0.34±0.03

P11	-10.44	-43.19	Eólico	DC	Esquerda	L1369	0.6	0.24±0.02	0.55±0.04	0.001±0.003	0.19±0.06	0.4	0.29±0.06	1.5±0.2	13	41.8	5.22±1.38
P12	-10.44	-43.19	Fluvial	CMJ	Esquerda	L1296	1.6	0.48±0.02	1.02±0.06	0.01±0	0.17±0.02	4.9	0.35±0.03	5.5±0.3	22	28.3	15.54±1.55
P13	-10.51	-43.1	Fluvial	CMJ	Esquerda	L1297	0.7	0.31±0.02	0.84±0.05	0.01±0	0.19±0.05	0.2	0.33±0.06	5±1.2	40	93.1	15.02±4.42
P14	-10.59	-43.01	Fluvial	CMJ	Esquerda	L1292	1.2	1.17±0.05	2.08±0.1	0.03±0	0.17±0.03	0.2	0.64±0.05	6.1±0.3	22	20.4	9.59±9.10
P15	-10.750	-42.88	Eólico	DC	Esquerda	L1294	1.6	0.40±0.02	1.76±0.08	0.13±0.01	0.17±0.02	0.1	0.52±0.04	7.±0.6	22	38.5	13.97±1.56
			Eólico	DC		L1402	0.5	0.37±0.02	1.16±0.07	0.08±0.01	0.18±0.07	0.0	0.43±0.08	3.3±0.5	22	64.0	7.64±1.79
P16	-10.8	-42.78	Fluvial	CMJ	Esquerda	sem datação											
P17	-10.82	-42.73	Fluvial	TB	Direita	sem datação											
P18	-11.06	-42.8	Fluvial	TB	Direita	L1398	2.8	0.48±0.03	1.66±0.09	0.04±0.0	0.14±0.01	0.1	0.41±0.03	7.5±0.1	19	6.1	18.24±.126
			Eólico	LA		L1397	2.5	0.48±0.03	1.66±0.09	0.04±0	0.15±0.02	0.0	0.42±0.03	6.6±0.2	18	9.9	15.84±1.19
			Eólico	LA		L1403	1.5	0.43±0.02	1.42±0.08	0.02±0.0	0.17±0.02	0.0	0.39±0.03	3.0±0.1	19	16.3	7.64±0.68
P19	-11.060	-42.91	Eólico	MS	Direita	L1293	1.6	0.27±0.02	1.24±0.07	0.02±0.0	0.17±0.02	0.1	0.34±0.03	8.6±1.3	20	67.1	25.47±4.41
P20	-10.78	-42.76	Eólico	<i>Perched</i>	Esquerda	L1295	1.6	0.22±0.02	0.66±0.05	0.15±0.01	0.17±0.02	0.0	0.42±0.03	5.8±0.2	22	13	13.69±1.20
P21	-10.64	-43.36	Eólico	Ind.	Esquerda	L1372	1.4	1.14±0.05	5.64±0.20	0.32±0.02	0.18±0.03	0.3	1.18±0.09	53.2±4.5	18	30.7	45.07±5.17
P22	-11.09	-43.1	Fluvial	CMA	Direita	sem datação											
P23	-11.1	-42.98	Fluvial	TA	Direita	sem datação											
P24	-10.82	-42.87	Eólico	Ind.	Esquerda	L1393	1.8	0.23±0.02	0.61±0.06	0.06±0.01	0.16±0.02	0.0	0.32±0.03	3.4±0.2	21	23.9	10.60±1.07
			Eólico	Ind.		L1015	0.8	0.17±0.01	0.53±0.03	0.07±0.0	0.18±0.05	0.0	0.34±0.05	2.6±0.4	16	57.4	7.69±1.64
			Eólico	Ind.		L1395	1.4	0.26±0.02	0.73±0.05	0.07±0.01	0.17±0.03	0.0	0.36±0.03	11.6±0.3	24	12.2	32.68±3.07
			Eólico	Ind.		L1394	0.3	0.30±0.02	0.80±0.06	0.08±0.01	0.19±0.08	0.1	0.4±0.08	9.3±0.4	23	21.9	23.13±4.81
			Eólico	Ind.		L1396	0.6	0.96±0.04	2.89±0.12	0.2±0.01	0.19±0.06	0.1	0.83±0.09	15.1±0.3	23	9.4	18.30±1.92
P25	-11.13	-42.74	Eólico	Ind.	Direita	L1020	1.2	0.29±0.02	1.11±0.06	0.02±0.0	0.14±0.04	0	0.34±0.05	18.4±0.6	23	14.4	54.26±7.82
P26	-10.790	-42.820	Eólico	<i>Perched</i>	Esquerda	L1017	1.2	0.64±0.02	2.08±0.06	0.13±0.01	0.17±0.07	0.0	0.61±0.08	0.7±0.01	17	0.0	1.14±0.16
P27	-10.86	-42.95	Eólico	Ind.	Esquerda	L1400	2.6	0.28±0.02	0.84±0.05	0.06±0.0	0.14±0.01	0.0	0.33±0.02	15.6±0.6	23	18.4	47.36±3.73
P28	-10.87	-42.97	Eólico	Ind.	Esquerda	sem datação											
P29	-10.52	-43.34	Eólico	LA	Esquerda	L1370	1.3	0.33±0.02	1.74±0.09	0.05±0.01	0.17±0.03	0.1	0.43±0.04	2.8±0.2	23	26.1	6.52±0.73

P30	-10.51	-43.35	Eólico	LA	Esquerda	L1371	0.6	0.36±0.02	1.36±0.07	0.0±0.0	0.19±0.07	0.1	0.38±0.07	3.8±0.4	11	31.3	9.96±2.20
P31	-10.74	-42.95	Eólico	LA	Esquerda	L1480	1.9	0.32±0.02	0.67±0.07	0.00±0.00	0.16±0.03	3	0.28±0.03	3.96±0.44	17	45.2	14.04±2.14
P32	-10.71	-42.95	Eólico	MS	Esquerda	L1285	1.7	0.27±0.02	1.00±0.06	0.03±0.0	0.16±0.02	0.1	0.33±0.03	3.8±0.5	20	58.7	11.45±1.78
			Eólico	MS		L1405	0.4	0.21±0.02	0.59±0.05	0.01±0.0	0.18±0.09	0.1	0.29±0.09	1.±0.2	16	54.2	5.85±2.02
P33	-10.4	-43.16	Eólico	MS	Esquerda	L1368	1.1	0.18±0.02	0.46±0.04	0.0±0.0	0.18±0.03	0.2	0.26±0.04	4.4±0.7	25	75.4	16.85±3.54
			Eólico	MS		L1401	0.2	0.18±0.02	0.45±0.04	0.0±0.0	0.18±0.07	1.1	0.25±0.08	1.5±0.3	16	69.9	5.74±2.40
P34	-10.46	-43.15	Eólico	MS	Esquerda	L1373	0.7	0.26±0.02	0.79±0.05	0.0±0.0	0.19±0.05	1.3	0.31±0.06	4.1±0.8	21	88.7	13.27±3.54
P35	-10.79	-42.83	Eólico	DC	Esquerda	L1021	1.8	0.21±0.01	0.71±0.04	0.09±0.0	0.16±0.02	0	0.36±0.03	3.4±0.2	18	30.2	9.47±0.92
P36	-10.45	-43.16	Eólico	DC	Esquerda	L1399	0.6	0.31±0.02	0.54±0.05	0.0±0.0	0.18±0.06	0.0	0.29±0.06	1.9±0.2	16	48.6	6.58±1.58
P37	-11.12	-42.93	Eólico	Ind.	Direita	sem datação											
P38	-11.16	-42.86	Eólico	Ind.	Direita	sem datação											
P39	-11.11	-42.72	Eólico	Ind.	Esquerda	sem datação											
P40	-10.82	-43.31	Leque aluvial		Esquerda	L1291	0.5	0.21±0.02	0.45±0.04	0.0±0.0	0.20±0.08	0.04	0.28±0.08	1.2±0.1	34	55.3	4.30±1.26
P41	-10.98	-43.06	Fluvial	TB	Esquerda	sem datação											
P42	-11.09	-43.33	Fluvial	TB	Esquerda	sem datação											
P43	-10.86	-43.34	Leque aluvial		Esquerda	sem datação											
P44	-10.84	-43.31	Leque aluvial		Esquerda	sem datação											
P45	-11.06	-42.93	Fluvial	TB	Direita	sem datação											
P46	-10.35	-43.290	Eólico	DC	Esquerda	sem datação											
P47	-11.02	-42.72	Eólico	LA	Direita	sem datação											
P48	-10.75	-42.86	Eólico	DC	Esquerda	sem datação											
P49	-10.86	-42.95	Fluvial	TB	Esquerda	sem datação											
P50	-11.03	-42.76	Lago		Direita	sem datação											
P51	-11.14	-42.73	Eólico	Ind.	Direita	sem datação											

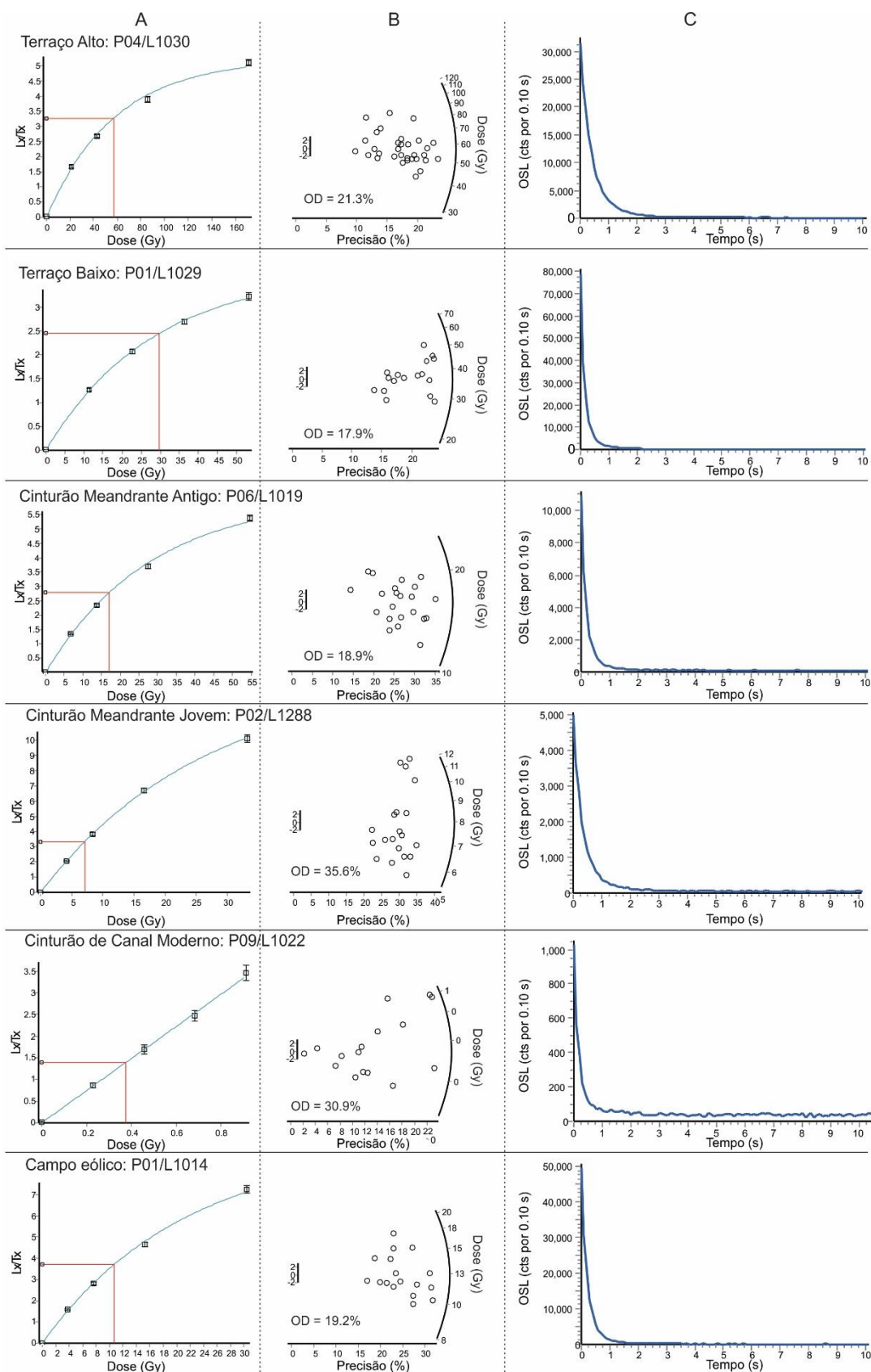
ANEXO 2

—

Parâmetros OSL

Resumo dos dados dos testes de recuperação de dose realizados em grãos de quartzo das amostras estudadas no médio São Francisco

Lab Code	N	Preheat (°C)	Test dose (Gy)	Bleach	Calculated-to-given dose ratio	Average recycling ratio	Average recuperation (%)
L1014 Eólico	4	200	5	yes	0.96±0.05	0.97±0.03	-0.53±0.16
	4	200	15	yes	0.93±0.03	0.98±0.02	-0.02±0.03
	4	240	5	yes	1.04±0.03	0.94±0.03	0.16±0.2
	4	240	15	yes	0.94±0.02	1.00±0.02	0.04±0.03
	4	200	5	no	1.06±0.02	1.1±0.03	0.73±0.25
	4	200	15	no	1.00±0.02	1.02±0.02	0.65±0.11
	4	240	5	no	1.00±0.02	1.00±0.03	0.29±0.14
	4	240	15	no	0.99±0.02	1.02±0.02	0.84±0.07
L1029 Fluvial	3	240	25	no	0.95±0.02	0.99±0.02	0.50±0.04
	4	240	40	no	0.87±0.02	1.00±0.02	0.92±0.05
	4	260	35	no	0.97±0.02	0.99±0.02	0.85±0.04
L1022 Fluvial	4	240	5	no	1.02±0.04	1.02±0.03	-0.58±0.17
	3	240	10	no	0.90±0.02	0.99±0.02	-0.11±0.08
	2	240	50	no	0.81±0.04	0.98±0.03	0.70±0.13
	4	260	5	no	1.03±0.02	0.96±0.02	0.60±0.06
	3	260	10	no	0.94±0.02	0.98±0.02	0.30±0.03
	3	260	50	no	0.98±0.03	0.96±0.02	0.54±0.02
L1290 Eólico	6	240	70	no	0.88±0.02	0.95±0.01	0.82±0.01



A) Exemplos de curvas resposta para os quartzos do médio São Francisco; B) Exemplos de gráficos de dispersão de dose equivalente (OD = overdispersion); C) Exemplos de curvas de decaimento OSL de quartzos do rio São Francisco (primeiros 10 s de emissão de luz).

ANEXO 3

—

Compilação dos dados cronológicos da literatura
usados neste trabalho

Autores	Local	Lat.	Long.	Método	Feição Geomorfológica	Age (ka)
Barreto, A., 1999	Rio São Francisco – Xique-Xique - BA	-10.714492°	-42.954463°	TL	Duna Parabólica	28.0
						27.0
						14.4
						13.9
						12.0
						12.0
						11.0
						10.7
						10.5
						9.0
						8.2
						7.8
						7.7
						7.5
						6.6
						6.3
						6.2
						5.3
						5.0
						4.5
						4.0
						4.0
						3.7
						3.6
						3.4
						3.3
						3.3
						3.3
						2.9
						2.8
2.8						
2.7						
2.5						
2.4						
2.4						
2.2						
2.0						
1.9						
1.8						
1.8						
1.7						
1.2						
0.9						

Autores	Local	Lat.	Long.	Método	Feição Geomorfológica	Age (ka)
Ferreira et al., 2013	Rio São Francisco - Floresta - PE	-8.937667°	-38.648894°	OSL	Duna Parabólica	52.2±6.0
						57.0±6.5
						11.6±2.5
Cabral, C., 2014	Rio São Francisco - Petrolina - PE	-9.458413°	-40.608211°	OSL SAR	Duna Parabólica	30.4±3.5
						11.4±1.5
						0.4±0.1
						0.2±0.0
Lira D., 2014	Rio São Francisco - Petrolina - PE	-9.299429°	-41.204403°	OSL SAR	Lençol de areia	12.7±1.6
						1.7±0.2
					Duna Parabólica	3.8±0.5
						5.0±0.7
					Terraço fluvial	0.5±0.1
					Terraço fluvial	8.8±1.1
						7.8±
						19.8±
Magalhães Jr. et al., 2011	Rio das Velhas	-19.22974°	-44.02562°	OSL SAR	Terraço fluvial	1.0±0.1
						1.0±0.2
						0.9±0.1
						8.1±1.0
						5.0±0.6
						10.3±1.4
						47.0±5.5
						48.0±5.5
						50.0±5.8
Guedes et al., 2017	Lençóis Maranhenses	-2.833333°	-43.000000°	OSL SAR	Duna Parabólica e barcanóide	18.4±1.6
						14.6±1.2
						17.5±1.4
						19.8±1.7
						16.6±1.5
						15.8±1.3
						13.9±1.2
						115.5±9.5
						27.2±2.2
						119±10
						240±20
						145±13
						19.8±1.6
						18±1.4
17.8±1.5						
17.9±1.5						

Autores	Local	Lat.	Long.	Método	Feição Geomorfológica	Age (ka)
Zular et al., 2020	Lençóis Maranhenses	-2.731407°	-42.782387°	OSL	Depósito eólico indiferenciado	12.9±0.6
						23.9±1.2
						23.7±1.2
						23.1±1.3
						28.1±1.4
						30.5±1.8
						36.5±2
						42.1±2
						62.1±3.7
						63.9±3.5
						79.1±6.1
						102.6±8
132.7±7						
Tsoar et al., 2009	Ceará	-4.098394°	-38.155127°	OSL	Duna Parabólica	0.3±0.1
		-3.956334°	-38.274530°			132±11
		-3.857293°	-38.393871°			1.7±0.2
						0.08±0.02
		-3.352371°	-39.131935°			40.8±4.6
						12.3±1.2
						22.9±2
						5.8±0.5
						6.7±0.4
		-3.560524°	-38.830389°			11.4±0.8
						37.6±4.7
						37.7±3.9
Carneiro filho et al., 2002	Amazonia	-1.000000°	-61.000000°	TL	Duna Linear	7.8±0.9
						8.7±0.8
						9.5±1.6
						10.4±1.2
						12.7±1.8
						15±3.2
						12.6±1.6
						12.8±1.2
						16.4±1.7
						17.2±1.8
						22±1.9
						22.8±2.1
						8.8±1.1
						32.6±3.1

Autores	Local	Lat.	Long.	Método	Feição Geomorfológica	Age (ka)
Teeuw and Rhodes, 2004	NE Amazonia	3.207098°	-59.884174°	OSL	Duna Linear	1.3±0.1
						4.0±0.4
						6.1±0.6
						8.1±0.8
						11.4±1.2
						15.1±1.9
						1.3±0.2
						2.3±0.2
Zular et al., 2019	Amazonia	2.518829°	-60.866381°	OSL	Duna Parabólica	1.1±0.1
						2.5±0.3
						5.0±0.2
						13.6±0.5
						17.2±0.9
						17.6±0.7
						19.6.±1.1
						18.0±0.8
						21.9±1.0
						23.1±1.3