

Artigo de Pesquisa

Unidades geomorfológicas da planície aluvial do Médio Rio São Francisco, Nordeste do Brasil

Geomorphologic units of the Middle São Francisco River alluvial plain, Northeastern Brazil

Landerlei Almeida Santos¹ e Edgardo Manuel Latrubesse²

- ¹ UNESP, Instituto de Geociência e Ciências Exatas, Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Rio Claro-SP, Brasil. landerlei.santos@unesp.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3639-0592>
- ² UFG, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Goiânia-GO, Brasil, latrubesse23@gmail.com.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5592-302X>

Recebido: 22/08/2020; Aceito: 21/07/2021; Publicado: 15/01/2022

Resumo: O rio São Francisco é o maior rio que drena as áreas cratônicas das savanas do Cerrado, e ambientes semiáridos da Caatinga no Nordeste do Brasil. Este estudo apresenta o primeiro mapa geomorfológico do Médio rio São Francisco e descreve as principais unidades morfosedimentares da planície aluvial. O uso de imagens de satélite de alta resolução, modelos digitais de elevação, dados de poços de estudos anteriores e descrições de campos morfosedimentares foram os procedimentos aplicados. Oito unidades geomorfológicas foram reconhecidas. A unidade classificada como Planície impedida é a mais rica em termos de diversidade de feições geomorfológicas, e foi subclassificada em sete subunidades morfosedimentares. Pelo menos três estágios fluviais devem ser responsáveis pela construção do atual mosaico de morfologias exibidas na planície de inundação. É provável que o canal entrelaçado seja o tipo de sistema mais antigo atuado na região e tenha deixado marcas na planície preservada. Posteriormente, um importante estágio mais úmido induziu uma mudança no comportamento do rio principal para um tipo multicanal, responsável pelas principais características da corrente observada. Finalmente, o estágio atual, mais seco, com menor vazão do rio, controlou o desenvolvimento da planície de inundação de acreção das margens e da planície de inundação fluvial-eólica durante o Holoceno tardio. Portanto, essas variações paleohidrológicas do rio São Francisco devem ter um papel fundamental na construção da complexa e relictiva planície do Médio rio São Francisco.

Palavras-chave: Médio rio São Francisco; Planície aluvial; Evolução da planície

Abstract: The São Francisco river is the largest river draining the cratonic areas of Cerrado savanas and semiarid Caatinga environments in NE Brazil. This study presents the first geomorphologic map of the Middle São Francisco River, and describe the main morphosedimentary units of the alluvial plain. The use of high-resolution satellite images, digital elevation models, cores data from previous studies, and morphosedimentary field descriptions were the procedures applied. The morphological composition indicates that the alluvial plain is a mosaic of morphosedimentary units. Eight geomorphological units were recognized. The unit classified as Impeded Floodplain is the richest in terms of diversity of geomorphological features, and was sub-classified in seven morphosedimentary subunits. At least three fluvial stages must be responsible for building the

current mosaic of morphologies displayed on the floodplain. It is likely that a braided channel is the oldest type of system that operated in the region and left marks on the preserved floodplain. Subsequently, an important wetter stage induced a change in the behavior of the main river to a multichannel type, responsible for the main features observed current. Finally, the current, drier stage, with lower river flow, has controlled the development of the bank accretion floodplain and fluvial-aeolian floodplain during the Late Holocene. Therefore, these paleohydrological variations of the São Francisco River must play a key role in the construction of the complex and floodplain relic of the Middle São Francisco River.

Keywords: Middle São Francisco River; Alluvial plain; Geomorphology

1. Introdução

Planícies aluviais de grandes rios (>1000m³/s) exibem superfícies configuradas como complexas associações de formas deposicionais. Os variados estilos geomorfológicos são significantes arquivos morfosedimentares formados a partir de múltiplos estágios hidrosedimentares, governados principalmente por mudanças climáticas, controles tectônicos e processos autogênicos (KNIGHTON, 1984; MERTES; DUNNE; MARTINELLI, 1996; LATRUBESSE, 2008; NANSON *et al.*, 2008; SINHA; LATRUBESSE; NANSON, 2012; ASHWORTH; LEWIN, 2012; BLUM *et al.*, 2013; DUNNE; AALTO, 2013; LATRUBESSE, 2015.). Assim, a reconstituição da evolução das planícies aluviais pode fornecer informações chaves sobre as condições paleoclimáticas e paleoambientais de áreas continentais ao longo do período Quaternário.

Nas últimas décadas, têm sido bastante substanciais os resultados alcançados nas investigações morfosedimentares das planícies de grandes rios da América do Sul (STEVAUX; SANTOS, 1998; STEVAUX, 2000; LATRUBESSE, 2000; LATRUBESSE, 2003; LATRUBESSE E FRAZINELLI, 2002; PARK; LATRUBESSE, 2019; ASSINE; SOARES, 2004; LATRUBESSE; STEVAUX; SINHA, 2005a; ROSSETI; TOLEDO; GOES, 2005; ROSSETI, *et al.*, 2014; LELI, 2015; PUPIM; ASSINE; SAWAKUCHI, 2017). No geral, as planícies estudadas exibem características geomorfológicas que foram formadas a partir de episódios de mudanças paleohidrológicas desde, pelo menos, estágio isotópico marinho (MIS) 4. Importante destacar que parte importante da literatura mais recente sobre os estilos geomorfológicos de planície dos rios multicanaís (*anabanching*), típicos em grandes sistemas fluviais (LATRUBESSE, 2008), tem sido baseada em investigações na faixa tropical da América do Sul.

Embora reconhecido como um dos principais sistemas fluviais da zona tropical global (SINHA; LATRUBESSE; NANSON, 2012), o rio São Francisco ainda permanece relativamente desconhecido a respeito das características morfosedimentares da sua planície aluvial. Desde a segunda metade do século XX, uma série de intervenções antrópicas vem sendo implementadas (construção de barragens, transposição fluvial e etc.). A consequência tem sido a intensificação de múltiplos processos de degradação na bacia fluvial nos últimos anos (FONTES *et al.*, 2009; BRITO; MAGALHÃES, 2017; VASCO; NETTO; PRUSKI, 2017).

Nesse contexto, o objetivo central deste artigo é identificar, caracterizar e mapear as unidades geomorfológicas da planície aluvial do Médio rio São Francisco. Secundariamente, subsidiados pelas evidências morfosedimentares se discutem inferências sobre as condições paleoclimáticas e paleohidrológicas que condicionaram o desenvolvimento da planície aluvial.

2. Área de Estudo

O rio São Francisco tem cabeceiras na Serra da Canastra, no estado de Minas Gerais, e se estende por ~2900 km até a foz no Oceano Atlântico, onde desenvolve uma planície deltaica, entre os estados de Sergipe e Alagoas. A área da planície aluvial estudada está inserida no curso médio do rio São Francisco, entre a cidade de Morpará

e Pilão Arcado, localizada no noroeste do estado da Bahia, a montante do lago Sobradinho (Figura 1). A drenagem até a barragem de Sobradinho corresponde a ~70% da bacia do São Francisco (~451000km²), e a vazão média anual na área de estudo é de 2606m³/s (1931 a 2016), de acordo com a série histórica de Sobradinho.

Em escala regional, nesta região, se encontra a área mais significativa da planície do Médio rio São Francisco. A formação do cinturão aluvial varia entre zonas de maior espaço de acomodação de sedimento de até 16 km de largura e zonas nodais (planície restrita), onde a planície é extremamente reduzida. Entre Morpará e Xique-Xique se encontra uma ampla zona de sedimentação aluvial, e, entre Xique-Xique e Pilão Arcado, observa-se uma área menor de sedimentação.

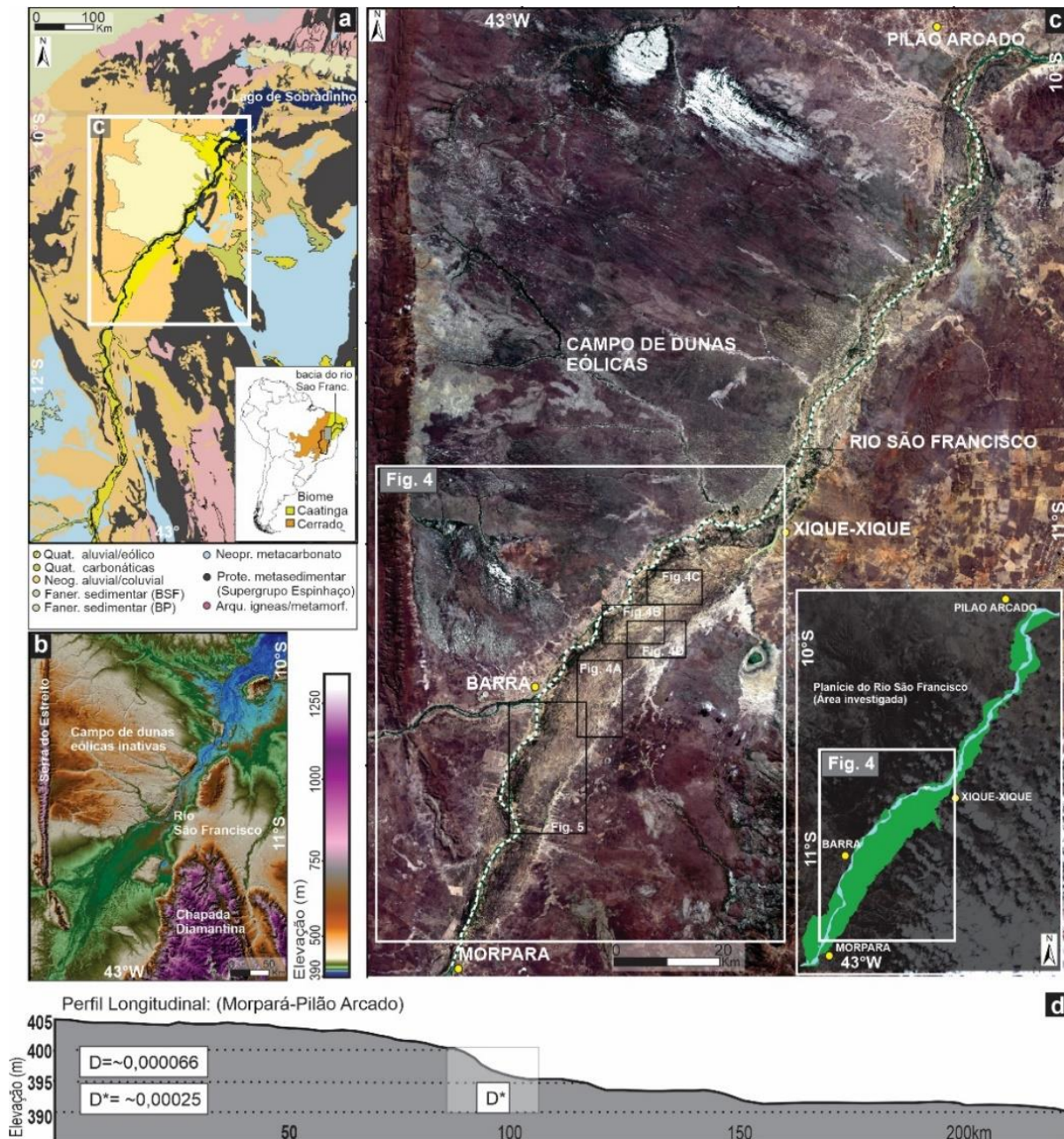


Figura 1. Localização da planície aluvial investigada. (a) Geologia regional do Médio Rio São Francisco. (b) MDE indicando os principais contextos geomorfológicos na área que circunda a planície investigada. (c) Imagem de satélite Sentinel-2 exibindo o cinturão aluvial estudada. (d) Perfil longitudinal do canal no trecho estudado.

O rio São Francisco é alimentado principalmente pela precipitação no alto curso, cuja média anual varia entre 1100-2000mm/a (MMA, 2006), sob condições de clima tropical úmido e temperado de altitude. No médio curso, o clima é tropical semiárido e subúmido seco, com vegetação dos biomas Cerrado e Caatinga. O trecho da planície aluvial examinada está localizado numa área seca do Nordeste do Brasil (NEB), cujo clima é semiárido e quente (Bsh) de acordo com a classificação de Köppen. A precipitação média varia entre 400 a 800mm/a, sendo os meses entre janeiro-maio e agosto-setembro, respectivamente, os mais chuvosos e secos da região. Estudos recentes (MARENGO *et al.*, 2017; BARBOSA *et al.*, 2019) têm explicado a precipitação do NEB, baseado numa combinação de fatores ligados a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), da ocorrência de eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e pela Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA).

O cinturão aluvial investigado está inserido no contexto geotectônico norte-noroeste do Craton do São Francisco (CSF) e, geomorfologicamente, numa superfície a ~400m (acima do nível relativo do mar) na área classificada como Depressão do São Francisco (KING, 1956). Regionalmente, o CSF é caracterizado por um mosaico de unidades geológicas do Pré-cambriano (ALMEIDA *et al.*, 2000). Diferentes unidades litoestratigráficas que compõem o CSF afloram adjacentes ao cinturão aluvial do rio São Francisco (**Figura 1a**). Na porção nordeste, predominam os granitos-gnaisses e migmatitos do embasamento. Rochas vulcanosedimentares do embasamento também são encontradas em serras remanescentes nas margens do rio São Francisco, a jusante da cidade de Xique-Xique. Na porção sul, a morfologia mais destacada é caracterizada pelos terrenos elevados da Chapada Diamantina, onde predominam rochas siliciclásticas do Supergrupo Espinhaço e rochas metacarbonáticas do Supergrupo São Francisco (PEDREIRA; DE WAELE, 2008; GUADAGNIN *et al.*, 2015). Na margem esquerda da planície aluvial estudada, é encontrado o campo de dunas eólicas inativas do Médio São Francisco. De acordo com Barreto *et al.* (1999), atividades eólicas ocorreram no Pleistoceno tardio e Holoceno, sendo a planície do rio São Francisco a principal fonte de sedimentos que alimentaram o campo eólico. Na margem direita da planície se encontram predominantemente sedimentos bastantes intemperizados de origem elúvio-coluvial e solos originados do intemperismo de metacarbonatos da Fm. Caatinga.

2. Materiais e Métodos

O mapeamento das geoformas e sua distribuição no cinturão aluvial do Médio São Francisco foram realizados a partir de imagens de sensoriamento remoto, e trabalhos de campo realizados entre 2015 e 2019. Imagens de satélites multitemporais e do acervo da *United States Geological Survey* (earthexplorer.usgs.gov) e da *Planet* (planet.com), foram usadas como base para interpretação visual e mapeamento digital da geomorfologia da planície. Imagens dos satélites Sentinel 2 (resolução espacial de 10m) e PlanetScope (3m de resolução) foram processadas no software ENVI. Aplicação de filtros, realce de contrastes, transformação de banda de componente principal, combinação falsa cor, foram os procedimentos de sensoriamento remoto aplicados nas imagens. Adicionalmente, um Modelo Digital de Elevação (MDE) foi gerado a partir da composição de imagens Alos Palsar (12,5m de resolução) no software Global Mapper. Assim, foram realçadas diferenças texturais e topográficas nas imagens para auxiliar a interpretação e mapeamento das feições geomorfológicas presente na planície aluvial. Trabalhos de campo foram realizados para controlar o mapeamento digital e levantar informações acerca das características morfométricas e da composição sedimentar das unidades.

Para sustentar uma discussão preliminar sobre a evolução das unidades geomorfológicas mapeadas, e o contexto das mudanças climáticas durante o Quaternário tardio, se incorporaram descrições sedimentológicas e de fácies em afloramentos e a descrição de quatro perfis sedimentares de poços subterrâneos, localizados no trecho da planície investigada. Os dados foram obtidos do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas da CPRM

(SIAGAS/CPRM). Os perfis sedimentares dos poços foram correlacionados com as informações morfológicas e sedimentares obtidas na superfície.

As terminologias de classificação aplicadas para as unidades geomorfológicas, seguiram termos já adotados na literatura nacional e internacional, particularmente nos estudos geomorfológicos da planície do médio Rio Amazonas (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002), planície do rio Araguaia (LATRUBESSE; CARVALHO, 2006; VALENTE; LATRUBESSE, 2012) e das unidades deposicionais fluviais do mapa geomorfológico do Estado de Goiás (LATRUBESSE; CARVALHO, 2006). Esta padronização do sistema classificatório objetiva favorecer a comparação dos novos produtos de mapeamento geomorfológico do Rio São Francisco com aqueles mencionados no parágrafo anterior, obtidos previamente em outros grandes rios brasileiros.

3. Resultados

A investigação combinada, usando imagens de satélite e descrições morfosedimentares em campo, permitiu reconhecer formas deposicionais que têm evolução geneticamente relacionada ao comportamento hidrosedimentar atual e pretérito do rio São Francisco. A partir da associação das principais formas deposicionais presentes na planície aluvial, foram reconhecidas oito unidades morfosedimentares (**Figura 2**): Planície de bancos acrescidos (U1), Planície flúvio-eólica (U2), Planície de paleomeandros (U3), Planície impedida (U4), Planície-ilha laterítica (U5), e terraços (T0, T1, T2). Na sequência, são apresentados os critérios de classificação de cada unidade morfológica, com exceção dos níveis de terraços, os quais não foram o foco desta pesquisa. Embora seja importante destacar que o mapeamento dos níveis de terraços (Figura 2) foi realizado por observar claramente variação topográfica em perfis obtidos em MDE. O nível mais elevado e relativamente mais velho a ser mapeado foi classificado como T0, identificado apenas na margem esquerda próximo da cidade de Morpará, exibindo superfície a ~8m de altura acima do nível da planície principal. O terraço intermediário (T1) é bastante destacado no MDE, principalmente na margem direita a montante de Xique-Xique. O terraço mais jovem (T2) está localizado às margens das dunas da lagoa de Itaparica, na margem direita da planície e apresenta superfície com ~1,5m acima da planície principal.

Observações numa escala de maior detalhe foram realizadas na unidade mais expressiva da planície estudada (Planície impedida-U4). Assim, permitiram diferenciar sete subunidades morfosedimentares: dominadas por paleobancos acrescidos (U4pb), dominadas por canais deltaicos (U4cd), dominadas por pântanos e canais de planícies (U4pp), dominadas por pântanos (U4p), dominadas por lagos sinuosos (U4ls), dominadas por tributários (U4t), e planícies ligeiramente dissecadas (U4d). No item de caracterização da Planície impedida, será discutido o mapeamento detalhado realizado numa área representativa dessa unidade, disposta na margem direita, entre Morpará e Xique-Xique. Adicionalmente, foi examinada e discutida a constituição sedimentar revelada no topo (25m) do perfil sedimentar de quatro poços subterrâneos (SIAGAS/CPRM). As subunidades levemente dissecadas (U4d) e lagos sinuosos (U4ls) predominam a jusante de Xique-Xique e foram mapeadas apenas com uso de imagens de satélite. A U4d foi classificada por apresentar uma superfície relativamente plana, com feições morfológicas mais discretas que as encontradas na Planície impedida a montante de Xique-xique. A U4ls está localizada em áreas onde a planície aluvial tem largura relativamente mais reduzida.

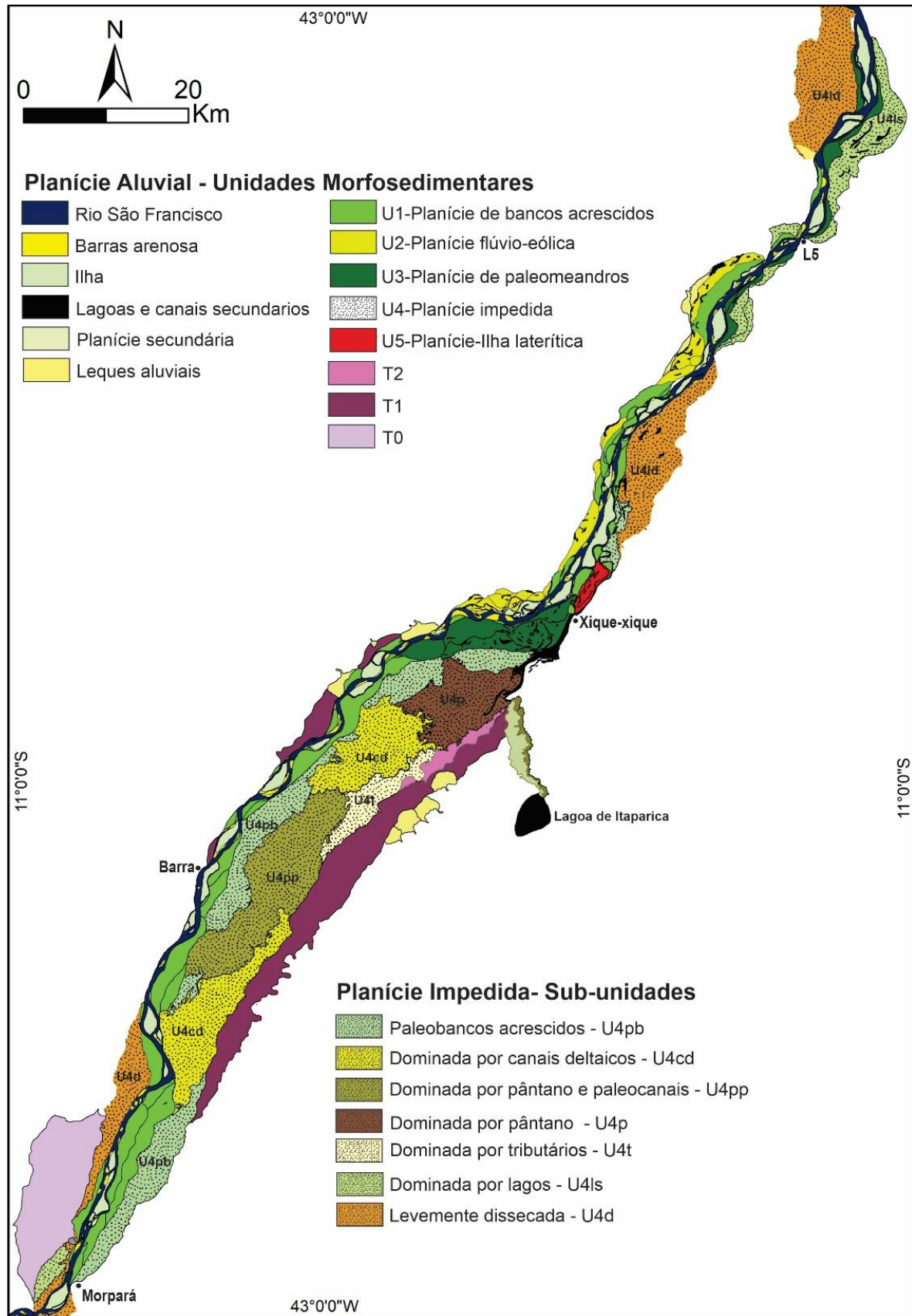


Figura 2. Mapa de caracterização das unidades morfosedimentares do cinturão aluvial do médio Rio São Francisco.

3.1. Planície de bancos acrescidos (U1)

A Planície de bancos acrescidos (U1) se estende ao longo das margens do canal principal, e as formas deposicionais superficiais dominantes são barras arenosas em grande parte cobertas pela sobre imposição de sequencias de diques marginais (*levees*). A **Figura 3A** mostra o alinhamento erosivo que marca o contato entre a Planície de bancos acrescidos e uma grande área da planície que é impedida de interação devido à barreira topográfica imposta pelo dique marginal. Nas áreas em que os diques marginais são mais desenvolvidos, ocorreram no mínimo duas sequências (S1 e S2) de anexação de bancos (Figura 3B-C).

No trecho localizado entre as cidades de Morpará e Barra, o canal principal exibe um padrão reto e a Planície de bancos acrescidos é constituída por bancos mais longos longitudinalmente (9-11 km) e na transversal (~ 2 km). O desnível topográfico entre essa unidade e a Planície impedida pode alcançar 4m de altura. Por outro lado, a jusante da cidade de Barra, o rio São Francisco aumenta a sinuosidade para jusante e, conseqüentemente, os bancos anexados na margem passam a ser semi-arredondados e apresentam menores dimensões, atingindo altura no máximo 2,5m acima da Planície impedida. Nas áreas onde a planície é formada por bancos semi-arredondados, ocorrem maior interação do canal principal e o contato entre unidades (U1-U4), o que explica uma maior transferência de água e sedimentos para a Planície impedida nessas áreas.

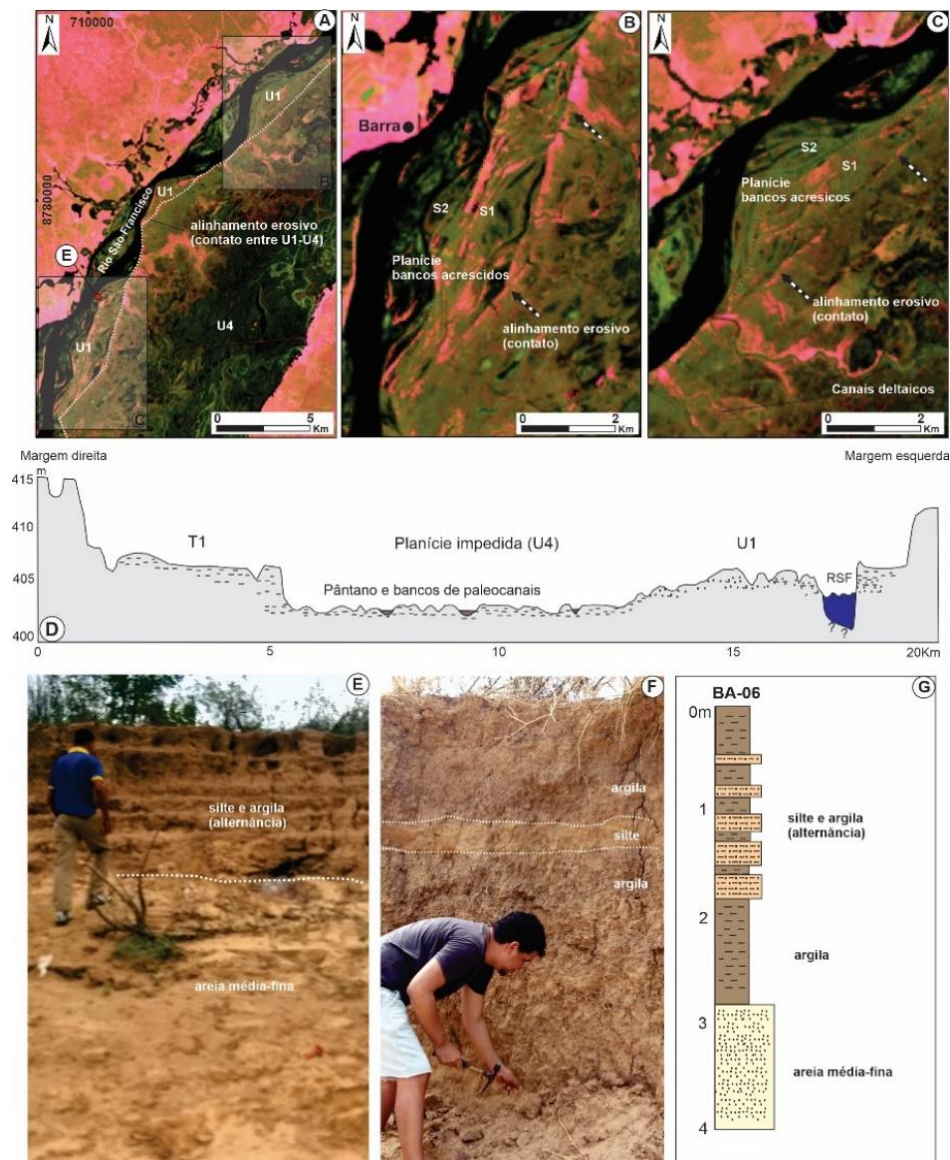


Figura 3. (A) Imagem Landsat 5 (falsa cor) mostrando a disposição geral da planície de acreção de bancos e o contato da unidade indicada pela linha tracejada. (B e C) Imagens Landsat apresentando a variação no padrão dos bancos acrescidos, e as sequências de anexação de bancos (S1 e S2). (D) Perfil ilustrativo de um setor da planície destacando o nível topográfico mais elevado da Planície de bancos acrescidos em relação a vasta área interna da planície (U4). (E-F) Barranco na margem direita do rio São Francisco mostrando o padrão de sedimentação característico da Planície de bancos acrescidos. (G) Perfil sedimentar representativo da unidade U1.

As **Figuras 3D-E** mostram a descrição de uma exposição do depósito que compõe a Planície de bancos acrescidos. Na base, foram encontrados depósitos predominantes de areia fina a média, quartzosa, interpretada como depósitos de barras laterais. Sobreposto a essa unidade sedimentar, encontramos uma sedimentação caracterizada pela alternância de pacotes de argila e silte. Características que indicam o desenvolvimento dessa unidade baseada pela anexação inicial de barras laterais ou ilhas às margens, seguido de um desenvolvimento agradacional, estabelecendo como diques marginais. O crescimento vertical funciona como uma barreira, dificultando a interação entre o canal principal e uma vasta área da planície. Essa forma deposicional é muito similar à Planície de acreção de bancos encontrada no rio Araguaia (LATRUBESSE; STEVAUX, 2002; BAYER, 2002; VALENTE; LATRUBESSE, 2012).

3.2. Planície flúvio-eólica (U2)

A unidade classificada como Planície flúvio-eólica está localizada exclusivamente na margem esquerda do canal principal (**Figura 4a**), sendo destacada numa área em que está instalado a comunidade de ribeirinhos do Mocambo dos Ventos. U2 é caracterizada por apresentar dunas arenosas eólicas (**Figura 4b**), que alcançam até 3m de altura, construídas sobre barras fluviais que foram anexadas à margem compondo a planície. A partir de imagens de satélite e MDE, verificamos uma disposição de dunas eólicas inativas dominando a porção montante dos bancos fluviais, indicando que foram formados por ventos predominantes com direção para NW. A análise da exposição de um barranco na margem da planície flúvio-eólica (**Figura 4d-f**) mostra, na base, uma sedimentação fluvial dominada por areia média na base, coberta por depósito intercalados de silte e argila. No topo, um lençol eólico composto por areia fina, bem selecionada, que tende a aumentar de espessura na direção da mobilidade eólica.

Segundo Stevaux e Latrubesse (2017), o mecanismo de desenvolvimento desse tipo de planície é explicado por uma evolução iniciada a partir de ondas de areias que emergem no rio na forma de barras centrais. Posteriormente, caso as condições de vento superem o valor crítico necessário para o transporte de areias, as barras começam a ser retrabalhadas por processos eólicos, podendo desenvolver dunas eólicas. Um exemplo destacado de desenvolvimento de dunas eólicas sobre barras fluviais pode ser encontrado nos rios Parapetí e Rio Grande, na região dos mega-leques dos Chacos na Bolívia (LATRUBESSE *et al.*, 2012).

3.3. Planície de paleomeandros (U3)

Uma restrita Planície de paleomeandros foi encontrada num trecho adjacente à cidade de Xique-Xique. Limitada pelo canal secundário da Ipoeira à SSE e pela unidade da Planície impedida à SW, essa unidade se estende longitudinalmente por ~20 km e tem uma extensão transversal entre 3-4 km (**Figura 4g**). Um alinhamento orientado na direção W-E marca o contato entre essa unidade e a Planície impedida, e pode ser reflexo de um controle de falhas nessa área. A planície é caracterizada predominantemente pela presença destacada das espiras de meandros (*scroll bars*) e uma grande quantidade de lagos alongados temporários instalados nas depressões entre as cristas

das espiras. Algumas lagoas excedem 2km de comprimento e atingem um máximo de 100m de largura. A variação topográfica entre as depressões e as cristas das espiras de meandro alcançam no máximo 2m.

Um perfil sedimentar descrito no ponto SF-3 (Figura 4h-i) mostra evidências da arquitetura da Planície de paleomeandros. A base é composta de areia média, sobreposta por um depósito rítmico de camadas de areia fina-argila (estratificações heterolíticas com estratos horizontais). O topo se caracteriza por uma sedimentação predominantemente argilosa, resultado da sedimentação mais recente. Portanto, uma morfoestratigrafia com elementos típicos de canais meandrantes, caracterizada por depósito de barras de pontal (*point bars*) na base, sobrepostos por depósito de espiras de meandro caracterizado pela unidade sedimentar que apresenta estratificações heterolíticas, que são horizontais em vez de estratificações heterolíticas inclinadas (EHI) como formalizada por Thomas *et al.* (1987), em decorrência da posição do afloramento (strike) descrito em relação a direção da migração do canal responsável pelo depósito.



Figura 4. Imagem Google Earth (a) e MDE (c) mostrando características gerais da Planície Flúvio-Eólica. (b) Dunas ativas e inativas da U2. (d-f) Constituição sedimentar do estilo deposicional da Planície flúvio-eólica. (g) Imagem da Planície de paleomeandros (U3). (h) Exposição da constituição da Planície de paleomeandros. (i) Perfil sedimentar característico da U3.

3.4. Planície impedida (U4)

A Planície impedida é a mais expressiva unidade geomorfológica presente na área estudada, (Tabela 1). Exibe uma superfície topográfica mais baixa que as unidades circundantes (~2-4m), e se caracteriza pela interação

limitada com o canal, a qual é restrita à inundação por eventos de cheias excepcionais. É uma unidade que também exibe uma clara complexidade em termos de formas deposicionais dominantes. Feições morfológicas e dados de subsuperfície da Planície impedida revelam o truncamento de formas deposicionais mais antigas geradas por distintos ambientes sedimentares e condições paleohidrológicas. A recente dinâmica hidrosedimentar, com o canal principal mantendo aproximadamente a localização e largura nos últimos 150 anos (CREECH *et al.*, 2015), parece não ter papel de grande relevância na construção das formas de terreno exibidas na área da Planície impedida.

Tabela 1.  rea das unidades morfosedimentares mapeadas

Unidade morfosedimentar	Area mapeada (km²)	Porcentagem (%)
Planície de bancos acrescidos (U1)	215,2	13,2
Planície fl�vio-eólica (U2)	58,3	3,6
Planície de paleomeandros (U3)	67,7	4,15
Planície Impedida (U4)	976,5	59,85
Planície-ilha laterítica (U5)	10	0,6
Terraço T0	128	7,8
Terraço T1	162,4	9,95
Terraço T2	14	0,85

Um exemplo da complexidade da unidade U4 se apresenta no mapeamento das subunidades morfosedimentares realizado numa vasta área (~675km²) da Planície impedida encontrada entre Morpará e Xique-Xique (**Figura 5**). Nessa  rea, a qual se estende por ~90km, a unidade U4 apresenta largura entre 5-10km, onde cinco subunidades geomorfológicas foram reconhecidas: subunidade dominada por paleobancos acrescidos (U4pb), dominada por pântano e paleocanais (U4pp), dominada por canais deltaicos (U4cd), dominada por tributário (U4t), e dominada por pântano (U4p).

A subunidade dominada por paleobancos (U4pb) apresenta feições morfológicas de bancos acrescidos, principalmente nas áreas que estão em contato com a unidade de acreção de bancos (U1). A unidade se destaca na porção SW (Figura 5), onde predominam formas alongadas dos paleobancos alongados. Na  rea em que a Planície impedida apresenta maior largura, a U4pb tem sido truncada por vários canais mais jovens que romperam (*crevasses*) os diques marginais e avançaram sobre a planície. Informações da sedimentação obtidas nas descrições poços C-31 e C-47 (Figura 6) indicam truncamento de depósitos mais jovens sobre a subunidade de paleobancos, além de indicar a constituição sedimentar e espessura dessa forma deposicional.

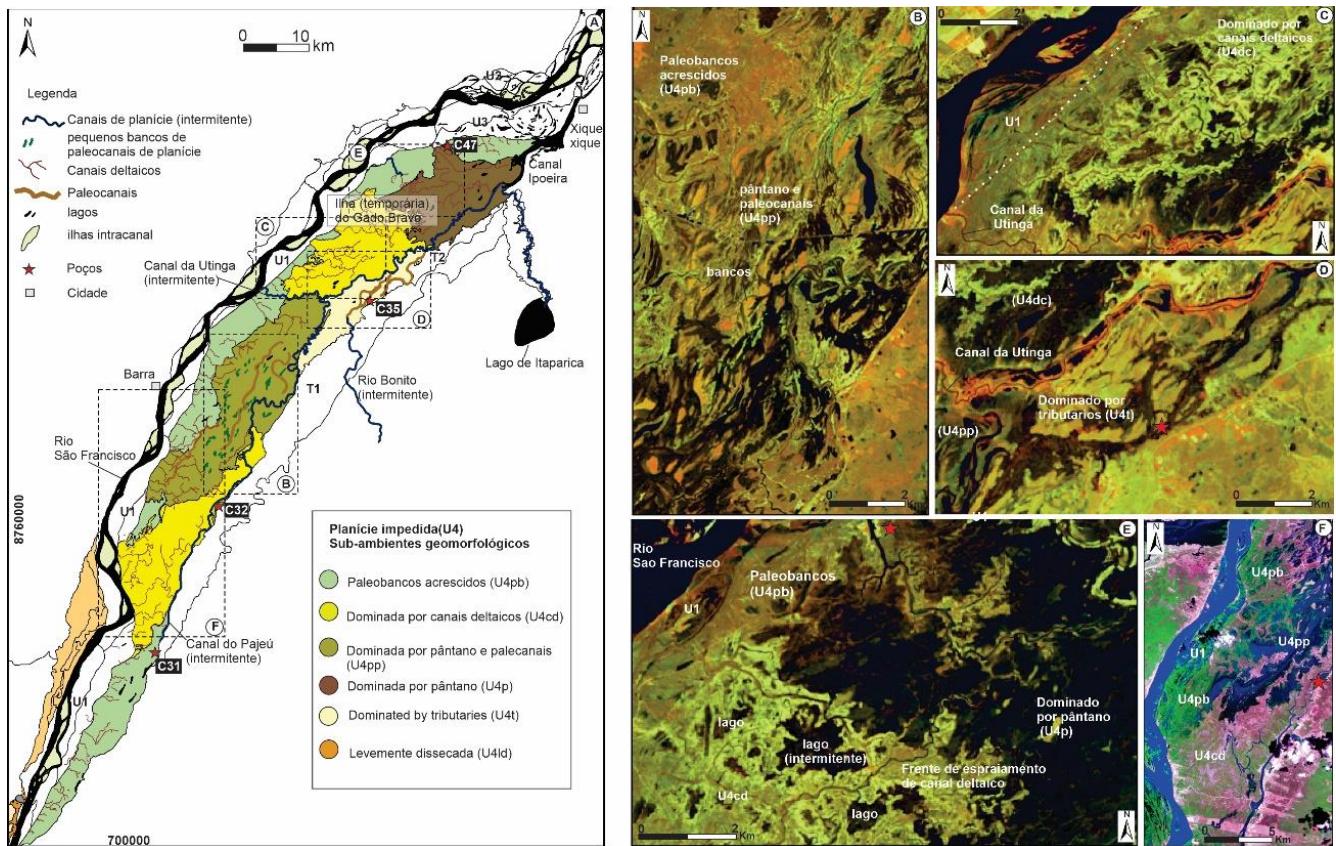


Figura 5. (A) Mapa geomorfológico da Planície impedida localizada entre Morpará e Xique-xique. (B-F) Imagens Landsat 8 (falsa cor). (B) Subunidade dominada por pântano e canais de planícies. (C) Subunidade dominada por canais deltaicos. Uma verdadeira rede de canais que avançaram sobre uma planície pantanosa e formaram lagos por conexões dos diques.; (D) Subunidade dominada por tributário. (E) Área de interação das subunidades dominada por canais deltaicos e dominada por pântano. (F) Registro de inundação da planície impedida durante evento de cheia que ocorreu em janeiro de 2007 a partir de imagem Landsat 5.

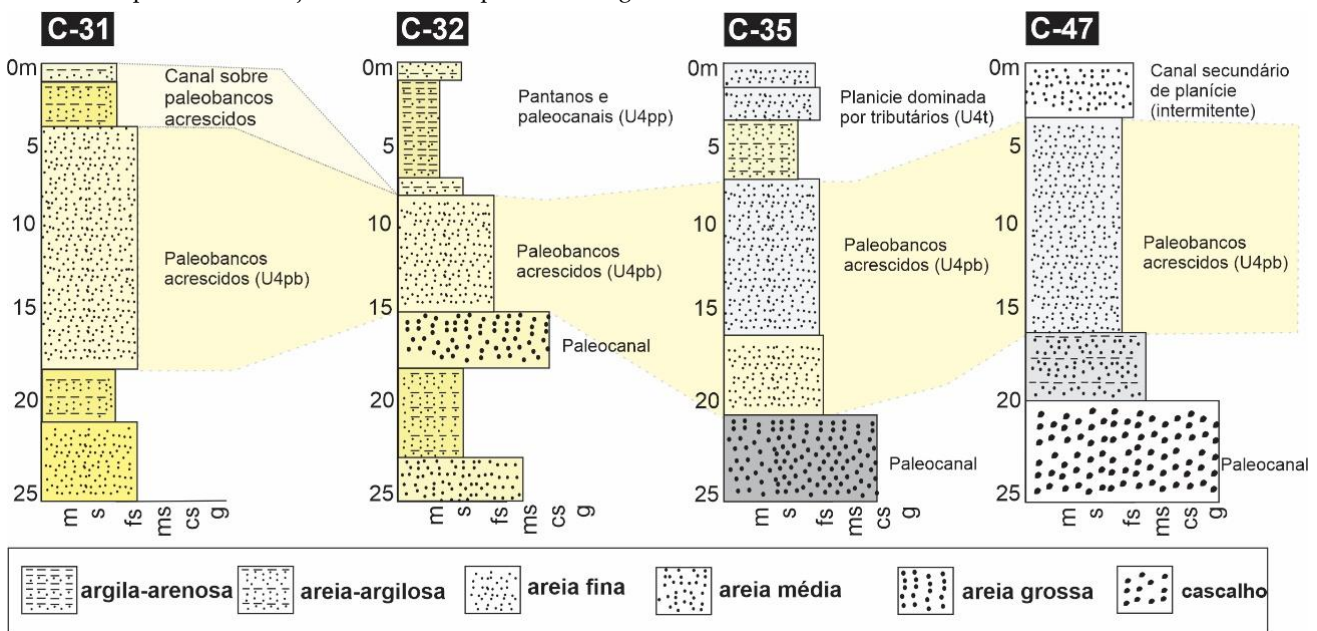


Figura 6. Perfis sedimentares (SIAGAS/CPRM) descritos no contexto da Planície impedida mapeada (Figura 5).

A sedimentação da U4pb é predominantemente constituída por um corpo de areia fina com pouco mais de 10m de espessura, constatado tanto por descrição de poço na borda SW (C-31) quanto na borda NE (C-47) da Planície impedida investigada (Figura 5E-F). No topo, predomina o truncamento de depósito de canal de rompimento de margem (*crevasse*) constituído por ~3m de areia argilosa (C-31), coberto por solo areno-argiloso (1m). No poço C-47, predomina uma camada de areia média de ~4m espessura truncando o espesso depósito de areia fina que corresponde à subunidade de acreção de paleobancos.

Os subambientes dominados por pântanos e paleocanais de planície (U4pp e U4p) revelam fortes evidências de que as formas deposicionais nessas áreas foram desenvolvidas em intervalos de grande interação entre o canal principal e a planície, diferente do que é observado atualmente porque a conectividade com o canal é restrita à inundação parcial pelas grandes cheias. A subunidade U4pp, bem destacada na faixa da Planície impedida, localizada adjacente à cidade de Barra, se caracteriza pela presença de paleocanais de planície e feições associadas. Por exemplo, pequenos bancos e resquícios de diques marginais que variam entre 200-1000m de comprimento, 50-150m de largura, e preservados com superfícies a alguns metros acima do nível de uma superfície predominantemente pantanosa.

Nesse contexto, da subunidade dominada por pântano e paleocanais, a descrição sedimentar do topo (~6m) do poço C-32 (Figura 6) mostra a presença de um corpo sedimentar constituído por argila-arenosa. Na base, é apresentado um pacote espesso composto por areia fina, demonstrando uma boa correlação com o depósito interpretado como provável acreção de paleobancos nos poços descritos anteriormente. A sedimentação do pacote espesso de sedimentos finos pode representar o registro de um estágio paleoidrológico de maior nível fluvial, responsável pela geração das formas deposicionais presentes na subunidade de pântanos e paleocanais.

É importante destacar que o canal secundário e intermitente da Utinga (Figura 5C-D) cruza a porção central da Planície impedida e limita claramente a U4pp na porção NE do mapa (Figura 6). Nos intervalos de maior nível do rio São Francisco, o canal secundário é ativado e escoar água e sedimento através da Planície impedida até desembocar no canal da Ipoeira (Figura 5A), e a poucos quilômetros a jusante volta a conectar ao rio São Francisco. Além de ser um limite natural entre diferentes subunidades da Planície impedida, esse canal também configura uma grande ilha fluvial (temporária), conhecida na região como Ilha do Gado Bravo. É uma ilha que tem morfogênese relativamente semelhante às grandes ilhas de avulsão (extracanal) encontradas no Alto rio Paraná (STEVAUX, 2000; LELI, 2015). A Ilha do Gado Bravo ocupa uma área de ~325km² e representa a maior ilha fluvial da região semiárida do NEB.

Na porção central da Planície impedida, foi classificada a subunidade dominada por tributário. É uma restrita área onde ocorre a desembocadura do rio Bonito, um tributário intermitente que tem cabeceiras na Chapada Diamantina, caracterizado por predomínio de pântano na margem esquerda da desembocadura do tributário, e paleocanais na margem direita. Essa variação morfológica também é indicada na descrição sedimentar do topo do poço C-35 (Figura 6), posicionado sobre um paleocanal do rio Bonito (Figura 5D). A constituição sedimentar basal descrita nesse poço também é caracterizada por espesso pacote de areia fina, equivalente ao encontrado em outros locais, reforçando as evidências de uma vasta planície de acreção de paleobancos mais antiga. Sobreposto ao pacote arenoso, é descrito ~3m de areia-argilosa, coberto por um pacote com 4m de areia fina esbranquiçada, o que corresponde às variações morfológicas indicadas, entre área mais pantanosa e locais com paleocanais abandonados pelo rio Bonito. Processos morfosedimentares atuantes no desenvolvimento dessa subunidade, deve apresentar muita similaridade com o padrão de ambiente de sedimentação encontrado atualmente em zonas de desembocaduras de afluentes do rio Paraná (OLIVEIRA *et al.*, 2019).

O subambiente caracterizado pela dominância de canais deltaicos (U4cd) é o mais notável na Planície impedida mapeada, presente em dois setores; o primeiro no local onde o canal passa por marcante deflexão, e o

segundo numa área a NE do canal da Utinga. Os depósitos dessa unidade parecem truncar diferentes subambiente e apresenta em vários locais frentes de espalhamento de canais deltaicos que avançaram sobre as subunidades pantanosas (U4pp e U4p). Esses canais deltaicos foram formados por inúmeros pontos de rompimento da margem (*crevasse*) do rio São Francisco e transferiram sedimento para a Planície impedida através de canais que variam de ~15-50m de largura, e que construíram uma rede canalizada por vários quilômetros. A coalescência entre os diques marginais formados pelos canais deltaicos permitiu a formação de lagos rasos que exibem centenas de metros de largura e pouca profundidade. Infelizmente não foram obtidas descrições sedimentares de poços nessa subunidade.

A associação das principais formas deposicionais que caracterizam a subunidade de canais deltaicos parece resultar de processos morfosedimentares similares aos que têm acontecido atualmente nas áreas dos lagos de planície presentes na planície do rio Amazonas (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002; PARK; LATRUBESSE, 2019). A configuração morfológica marcada por inúmeros rompimentos dos diques marginais (*crevasses*).

A zona NE da Planície impedida investigada foi mapeada como subambiente dominado por pântano (U4p). Vários lagos presentes nessa zona têm permanecido inundados com maior frequência que os outros subambientes que compõem a Planície impedida. Na **Figura 5E**, é possível verificar a configuração morfológica dessa unidade, que embora seja dominada por áreas úmidas, exibe alguns canais secundários e até frentes de espraiamento dos canais deltaicos. Observações de várias imagens de satélites da região indicam que essa unidade é a que tem recebido maior contribuição de sedimento (finos) do canal principal, nas últimas décadas, durante os estágios de elevação sazonal do nível fluvial.

Apesar de as descrições dos poços usadas aqui para caracterizar algumas subunidades morfosedimentares serem simplificadas, não revelando os tipos de estruturas sedimentares ou outros importantes indicativos estratigráficos, as informações mostraram a expressão em subsuperfície das formas deposicionais predominantes em algumas subunidades. Esses dados são extremamente úteis para avançar no conhecimento da evolução da Planície impedida.

3.5. Planície-ilha laterítica (U5)

Devido às características morfosedimentares bastante peculiares identificadas na ilha do Miradouro, essa foi classificada como unidade Planície-ilha laterítica. Especificamente, a unidade ocorre em uma área relativamente pequena, adjacente a Xique-Xique, no limite onde a planície do São Francisco apresenta uma largura reduzida. As evidências morfológicas iniciais mostram que essa unidade deve ser resultado da anexação de duas paleoilhas alongadas. A superfície da planície-ilha é relativamente plana, exibindo variações altimétricas que não excedem 1m de altura entre os terrenos anexados. Lagoas alongadas rasas e paralelas ao canal principal são inundadas durante eventos extremos de cheias. A superfície está a ~2,5m acima do nível da planície de acreção de bancos que circunda essa unidade na margem do canal principal.

A **Figura 7** mostra a composição sedimentar particular encontrada na unidade Planície-ilha. Na base, é destacado um corpo laterítico de ~1m de espessura, sendo sobreposto por um pacote sedimentar constituído por intercalações centimétricas de areia média e grossa, e uma camada de ~1m de areia média. No topo, predomina uma sedimentação composta por uma camada argilo-siltosa, típica de planícies de inundação. A presença de depósitos lateríticos na base deve ter sido um fator decisivo na preservação dessa unidade a processos erosivos. Uma análise morfosedimentar mais detalhada, combinada com datações por luminescência, é necessária particularmente nessa unidade.



Figura 7. (A) Visão geral do afloramento da Planície-ilha laterítica; B) Perfil sedimentar; C) Imagem da laterita em nódulos; D) Intercalação de areia quartzosa grossa e areia média em sets de aproximadamente 30cm.

4. Discussão

Nossos resultados mostraram que as formas deposicionais identificadas no trecho examinado da planície do Médio rio São Francisco são predominantemente herdadas de estágios evolutivos marcados por estilos de canais que divergem do padrão atual. A relação canal-planície nas últimas décadas é bastante limitada, ocorrendo somente em grandes eventos de cheias. O esforço em tentar caracterizar detalhadamente os principais aspectos geomorfológicos que constituem a planície fluvial do Médio rio São Francisco é visto como uma etapa crucial na reconstituição evolutiva de grandes rios (ASHWORTH; LEWIN, 2012; LATRUBESSE, 2015).

As características presentes nas subunidades morfosedimentares reconhecidas na Planície impedida (**Figura 5**) mostram consistentes evidências de que a planície do Médio São Francisco foi formada, no mínimo, por três diferentes estágios paleoidrológicos. A mudança de formas deposicionais predominantemente arenosas para uma sedimentação de finos é um forte indicativo da mudança de estilo do canal na região. Alterações no estilo dos canais são, em muitos casos, respostas diretas causadas por mudanças climáticas na bacia. Interessantes casos de evolução da planície aluvial de grandes rios no Brasil (STEVAUX; SOUZA, 2004; STEVAUX, 2000; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002, 2005; SOARES; TATUMI; RICCOMINI, 2010; VALENTE; LATRUBESSE, 2012; ROSSETI *et*

al., 2014; MORAIS et al., 2016; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017; OLIVEIRA et al., 2019) têm revelado que as mudanças do clima, desde o MIS 4, têm induzido transformações no estilo de fluvial e na relação canal-planície e, assim, desenvolvido vastas planícies.

Conforme os resultados apresentados, entendemos que a unidade geomorfológica de paleobancos acrescidos (U4pb) seja o registro morfosedimentar mais antigo da planície do Médio São Francisco. Ainda que sejam necessárias informações mais detalhadas das facies sedimentares, o fato de ser encontrado um relativamente espesso pacote arenoso, ocupando grande extensão lateral do vale, indica o domínio de processos sedimentares de canal do tipo entrelaçado (*braided channel*). Aparentemente, durante esse estágio, o sistema passou por uma rápida agradação provocada pelo aumento da carga de sedimento transportada em condições de elevada sazonalidade do fluxo fluvial.

De acordo com Barros et al. (2016), no Pleniglacial superior, o clima frio e seco predominou na região do alto curso do rio São Francisco, o que permitiu o aporte de elevada carga de sedimentos arenoso e cascalhoso na planície de pequenos sistemas aluviais. Nesse intervalo, Barreto et al. (1999) revelou intensas atividades eólicas no campo de dunas, desenvolvido às margens do cinturão aluvial estudado. Estudos recentes tem demonstrado uma marcante atividade eólica e formação de dunas durante o MIS 3 (SANTOS, 2020; MESCOLOTTI et al., 2021) Registro utilizado por Latrubesse et al. (2005b) para indicar que no final do Pleistoceno a descarga do rio São Francisco deveriam ser mais baixas que as medias atuais formando barras arenosas por canais entrelaçados, mostrando congruência com as novas evidências morfosedimentares da planície aluvial. Também na região do Brasil Central (bioma Cerrado), Valente e Latrubesse (2012) revelaram que os depósitos arenosos, cobertos por sedimentos finos (argila e silte), foram formados na Planície do Bananal durante o Pleniglacial superior sob clima mais árido e descarga reduzida. Essas boas correlações, mostram a necessidade que em estudos futuros sejam realizado datações na subunidade de paleobancos e verifique se o intervalo de evolução das formas deposicionais mais antigas encontradas na Planície impedida são de idade Pleistocênica.

O segundo estágio de evolução dos principais aspectos geomorfológicos que constituem a planície do Médio São Francisco resulta de uma significativa modificação do comportamento fluvial. O domínio de sedimentação predominantemente argilo-siltosa é certamente resposta de uma bacia que foi submetida a condições climáticas mais úmidas. A mais importante fase de clima úmido e maior precipitação no NEB tem sido indicada para o intervalo de transição Pleistoceno-Holoceno (DE OLIVEIRA; BARRETO; SUGUIO, 1999; WANG et al., 2004; NACE et al., 2014; STRICKS et al., 2018). O aporte de sedimentos finos sobrepostos ao depósito arenoso do estágio anterior é interpretado como um período marcado por significantes intervalos de inundações da planície. Estágio climático no qual também ocorreu o desenvolvimento da rede de canais deltaicos e formação de lagos rasos pela coalescência dos diques. É um estágio morfosedimentar que preserva muita similaridade com os indicativos de evolução proposto por Latrubesse e Franzinelli (2002) para o desenvolvimento da planície do Médio rio Amazonas durante o Holoceno.

De acordo com Latrubesse e Franzinelli (2002), o último estágio de evolução da planície impedida no rio Amazonas é marcada pela formação dos canais secundários de planícies (paranáis), gerados por ajustes autogênicos. Talvez seja a explicação para o desenvolvimento dos paleocanais presentes numa subunidade pantanosa da Planície impedida investigada.

No último estágio de desenvolvimento da planície do Médio São Francisco, ocorreu a formação das unidades de acreção de bancos e interação flúvio-eólica. Essas são as únicas unidades morfosedimentares que atualmente mantêm uma relação canal-planície mais frequente. Registros cartográficos históricos da região estudada (HALFELD, 1860) revelam que o posicionamento e largura do rio São Francisco não têm sido alterados significativamente desde o ano de 1852. Esta estabilidade do canal principal permite um desenvolvimento mais

expressivo dos diques marginais (BAYER, 2002), o que explica o fato de grande parte da planície do Médio rio São Francisco ter atividade morfosedimentar relativamente restrita às grandes cheias. Somente durante os eventos de cheias excepcionais, como a última ocorrida no ano de 1979, quando a vazão (~15600 m³/s) foi superior a três vezes a média das máximas, grande parte da planície recebe uma carga de sedimentos finos, que camufla levemente as formas deposicionais herdadas. Creech *et al.* (2015) a partir de uma modelagem com dados dos anos 2000-2010 estimou que a planície do Rio São Francisco recebeu apenas 3,4% da carga de sedimento transportado pelo sistema principal, enquanto o leito do rio recebeu ~30,9%.

A instalação do clima semiárido no NEB no Holoceno tardio (DE OLIVEIRA; BARRETO; SUGUIO, 1999), deve ter influenciado diretamente na redução da relação entre o canal principal e vasta área da Planície impedida, induzindo a construção da Planície flúvio-eólica e Planície de acreção de bancos. As acreções de bancos mais recentes na margem fluvial e a presença de dunas eólicas sobre barras, ilustram perfeitamente uma resposta do sistema fluvial ao aumento das severidades de secas experimentadas pelo NEB nas últimas décadas. Embora sejam apresentadas algumas sugestões gerais e simplificações sobre a evolução da planície aluvial do Rio São Francisco, relacionadas as condições paleoclimáticas na alta bacia, correlacionadas a Monção Sulamericano (MESCOLOTTI *et al.*, 2021), entendemos que a complexidade do clima do Nordeste dificulta uma avaliação substancial na escala regional.

5. Conclusões

O mapeamento das principais unidades morfosedimentares da planície do Médio rio São Francisco resulta a primeira tentativa de reconstrução do mosaico geomorfológico dessa planície aluvial e na reconstituição da história evolutiva desse sistema aluvial. As características morfosedimentares das principais formas deposicionais encontradas na planície aluvial revelam que grande parte da planície foi o resultado de pelo menos três episódios paleohidrológicos dominantes, iniciados provavelmente no Pleistoceno tardio. A escassa interação morfogenética canal-planície atualmente é limitada a eventos de cheias. Encontramos evidências de que as feições morfológicas mais antigas presentes em grande extensão na superfície da planície apresentam formas de bancos alongados que foram anexados quando a planície foi construída por um canal do tipo *anabanchig* com tendência a canal entrelaçado. Uma grande mudança no tipo de sedimentação, passando de arenoso para predomínio de sedimentos finos, revelou que a planície do Médio rio São Francisco passou por um estágio paleohidrológico caracterizado por elevado nível fluvial, permitindo uma constante inundação da maior parte da planície (geoformas dominantes nestas unidades).

A interação restrita do sistema canal configura o último estágio de desenvolvimento planície e indica uma incisão suave do sistema em relação as unidades pretéritas que dominam a estrutura morfosedimentar da planície aluvial. Os resultados mostram que a planície do rio São Francisco constitui um registro geomorfológico e um arquivo morfosedimentar Quaternário de grande relevância para as reconstruções paleohidrológicas e paleoambientais do NEB, o qual merece o desenvolvimento de estudos mais específicos sobre o registro morfoestratigráfico e cronológico das unidades geomorfológicas e interpretações preliminares apresentadas neste estudo.

Financiamento: Esta pesquisa foi financiada pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), número de bolsa 001 no âmbito do Programa de Geociências e Meio Ambiente da Universidade Estadual de São Paulo (UNESP).

Agradecimentos: Agradecemos ao Programa de Geociências e Meio Ambiente da UNESP e a CAPES pela bolsa de doutorado. Também agradecemos a Universidade Estadual da Bahia -UNEB, *campus* de Xique-Xique pelo apoio durante os trabalhos de campo.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse. Os financiadores não tiveram interferência no desenvolvimento do estudo; na coleta, análise ou interpretação dos dados; na redação do manuscrito, ou na decisão de publicar os resultados.

Referências

1. ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, v.50, p.77-111, 2000. doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0.
2. ASHWORTH, P. J.; LEWIN, J. How do big rivers come to be different?. *Earth Sci. Rev.* 114, 84–107, 2012. doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.05.003.
3. ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, west central Brazil. *Quatern. Int.*, v.114, p. 23–34, 2004. doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00039-9.
4. BARBOSA, H. A.; KUMAR, T. L.; PAREDES, F.; ELLIOTT, S.; AYUGA, J. G. Assesment of Caatinga response to drought using Meteosat-SEVIRI normalized difference vegetation index (2008–2016). *ISPRS Journal Photogramm Remote Sens.*, v. 148, p. 235-252, 2019. doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2018.12.014.
5. BARRETO, A. M. F. **Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio Rio São Francisco, Bahia.** São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 174p, 1996.
6. BARROS, L. F. P.; GOMES COE, H. H.; SEIXAS, A. P.; MAGALHÃES JR., A. P.; MACARIO, K. C. D. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 67, p. 71- 88, 2016. doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.004.
7. BAYER, M. Dinâmica do transporte, composição e estratigrafia dos sedimentos da planície aluvial do rio Araguaia. Universidade Federal de Goiás, Goiânia, Tese de Doutorado, 86p, 2002.
8. BLUM, M.; MARTIN, J.; MILLIKEN, K.; GARVIN, M. Paleovalley systems: insights from Quaternary analogs and experiments. *Earth-Sci. Rev.*, v. 116, p.128–169, 2013. doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.003.
9. BRITO, M. F. G.; MAGALHÃES, A. L. B. Brazil's development turns river into sea. *Science*, v. 358 (6360), p.179, 2017. doi.org/10.1126/science.aap_9525.
10. CREECH, C. T.; SIQUEIRA, R. B.; SELEGEAN, J. P.; MILLER, C.J. Anthropogenic Impacts to the Sediment Budget of São Francisco River Navigation Channel using SWAT. *Int J Agric. & Biol Eng.*, v. 8(3), p.140 – 157, 2015. dx.doi.org/10.3965/j.ijabe.20150803.1372.
11. DE OLIVEIRA, P. E.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.152 (3-4), p.319-337, 1999. doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00061-9.
12. DUNNE, T., AALTO, R. E. **Large river floodplains**, in: Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, Fluvial, Geomorphology, v.9, p. 645-678, 2013. Doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00258-X.
13. FONTES, L. C. S. ; LATRUBESSE, E. M. ; HOLANDA, S. R. F. ; AQUINO, S. Major hydrological changes and bank erosion in the lower São Francisco River, Brazil, as a consequence of dams. In: GARCIA, C.; LATRUBESSE, E. M.; E., Perillo G. (Eds). **RCEM 2009 River Coastal and Estuarine Morphodynamics**, v. 2, p.131-136, 2009.
14. FRANZINELLI, E.; IGREJA, H., Modern sedimentation in the lower Negro River, Amazonas State, Brazil. *Geomorphology*, v. 44 (3-4), p. 259-272, 2002. doi.org/10.1016/S0169-555X (01)00178-7.
15. GUADAGNIN, F.; CHEMALE JR., F.; MAGALHÃES, A. J.; SANTANA, A.; DUSSIN, I., TAKEHARA, L. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the São Francisco Craton. *Gondwana Res.*, v.27, p.363–376, 2015. doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.009.
16. HALFELD, H. G. F. Atlas e relatório concernente a exploração do Rio de S. Francisco desde a Cachoeira da Pirapora até ao Oceano Atlântico: levantado por Ordem do Governo de S. M. I. O Senhor Dom Pedro II, Rio de Janeiro, Brasil, 1860.
17. KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista brasileira de geografia*, v. 18, n.2, p. 3-121, 1956.
18. KNIGHTON, D. **Fluvial forms and Process**. New York: Ed. Arnold. 1984.
19. LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The Late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology*, v.70, p.372–397, 2005. doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.02.014.
20. LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E., The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, v. 44 (3), p. 241–257, 2002. doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00177-5.
21. LATRUBESSE, E. M.; RANCY, A. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary: The Moa and Ipixuna river basins, Brazil. *Quaternary International*, v. 72 (1), p. 67–72, 2000. doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00022-7.

22. LATRUBESSE, E. Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustments of mega-rivers. **Geomorphology**, v. 101, p. 130–145, 2008. doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.035.
23. LATRUBESSE, E. The late Pleistocene in Amazonia: a palaeoclimatic approach. In: Smolka, P., Volkheimer, W. (Eds.), **Southern Hemisphere Paleo and Neoclimates**. Springer, p. 209–222, 2000.
24. LATRUBESSE, E. The Late Quaternary paleohydrology of large South-American fluvial systems. In: Gregory, K., Benito, G. (Eds.), **Palaeohydrology: Understanding Global Change**. Wiley, Chichester, pp.193–212, 2003.
25. LATRUBESSE, E., STEVAUX, J. Geomorphology and environmental aspects of the Araguaia fluvial basin, Brazil. **Z. Geomorphol.**, v. 129, Supplementary Issues, p. 109–127, 2002.
26. LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J. C.; CREMON, S.; MAY, J.; TATUMI, M.; HURTADO, M.; ARGOLLO, J.; BEZADA, M. Late Quaternary megafans, fans and fluvio–aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, v. 356, p. 75–88, 2012. doi.org/ 10.1016/j.palaeo.2012.04.003.
27. LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, p. 137–206, 2005a. doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.02.005.
28. LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SANTOS, M.L.; ASSINE, M.L. (2005b) Grandes sistemas fluviais: geologia, geomorfologia e paleohidrologia. In: SOUZA, C. R. de G; et al. (org). **Quaternário do Brasil**. Holos, Ribeirão Preto: 276-297.
29. LATRUBESSE, E.M. Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who’s who” in the geological record. **Earth Science Reviews**, v. 146, p. 1–30, 2015. doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.03.004.
30. LELI, I. T. **Gênese, evolução e geomorfologia das ilhas e planície de inundação do Alto Rio Paraná, Brasil**. (Tese de doutorado). Departamento de Geociências. Universidade Estadual de São Paulo-UNESP, Rio Claro, São Paulo. 123p, 2015.
31. MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; ALVALÁ, R. C.; CUNHA, A. P.; BRITO, S.; MORAES, O. L. Climatic characteristics of the 2010–2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, v. 90, p. 1973–1985, 2017. doi.org/10.1590/0001-3765201720170206.
32. MERTES, L. A.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L. A. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões–Amazon River, Brazil. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 108, p. 1089–1107, 1996. doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<1089:CFGATS>2.3.CO;2.
33. MESCOLOTTI, P.C.; PUPIM, F.N.; LADEIRA, F.S.B.; SAWAKUCHI, A.O.; CATHARINA, A.S.; ASSINE, M.L. Fluvial aggradation and incision in the Brazilian tropical semi-arid: Climate-controlled landscape evolution of the São Francisco River. **Quaternary Science Reviews**, v. 263, p. 106977, 2021. doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106977.
34. MMA. Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. **Caderno da Região Hidrográfica do São Francisco**. Brasília: MMA, 2006.
35. MORAIS, E. S.; SANTOS, M. L.; CREMON, É. H.; STEVAUX, J. C.; Floodplain evolution in a confluence zone: Paraná and Ivaí rivers, Brazil. **Geomorphology**, v.257, p.1-9, 2016. doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.12.017.
36. NACE, T. E.; BAKER, P. A.; DWYER, G. S.; SILVA, C. G.; RIGSBY, C. A.; BURNS, S. J.; GIOSAN, L.; OTTO-BLIESNER, B.; LIU, Z.; LIU, Z. Role of North Brazil Current transport in the paleoclimate of the Brazilian Northeast margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 415, p. 3–13, 2014. doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.05.030.
37. NANSON, G. C.; PRICE, D. M.; JONES, B. G.; MAROULIS, J. C.; COLEMAN, M.; BOWMAN, H.; COHEN, T. J.; PIETSCH, T. J.; LARSEN, J. R. Alluvial evidence for major climate and flow regime changes during the middle and late Quaternary in eastern central Australia. **Geomorphology**, v.101(1–2), p.109–129, 2008. doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.032.
38. OLIVEIRA, S. C.; PUPIM, F. N.; STEVAUX, J. C.; ASSINE, M. L. Luminescence Chronology of Terrace Development in the Upper Parana River, Southeast Brazil. **Frontiers In Earth Science**, v. 7, 17p., 2019. doi.org/10.3389/feart.2019.00200.
39. PARK, E.; LATRUBESSE, E. M. A geomorphological assessment of wash-load sediment fluxes and floodplain sediment sinks along the lower Amazon River. **Geology**, v. 47, n. 5, p. 403–406, 2019. doi.org/10.1130/G45769.1.
40. PEDREIRA, A. J.; DE WAELE, B. Contemporaneous evolution of the Paleoproterozoic–Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco–Congo Craton, In Pankhurst, R.J., *et al.*, EDS., **West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region**: Geological Society of London Special Publication, v. 294, p.33–48, 2008.
41. PUPIM, F. N.; ASSINE, M. L.; SAWAKUCHI, A. O. Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: channel patterns and paleoenvironmental changes. **Quaternary International**, 438, 108–125, 2017. doi.org/10.1016/j.quaint.2017.01.013.
42. ROSSETI, D. F.; TOLEDO, P. M.; GÓES, A. M. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. **Quaternary Research**, v. 63, n.1, p. 78–89, 2005. doi.org/10.1016/j.yqres.2004.10.001.
43. ROSSETTI, D. F.; COHEN, M. C.; BERTANI, T. C.; HAYAKAWA, E. H.; PAZ, J. D.; CASTRO, D. F.; FRIAES, Y. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary. **Catena**, v. 116, p. 19–37, 2014. doi.org/10.1016/j.catena.2013.11.021.

44. SANTOS, L. A. Geomorfologia e geologia do quaternário da planície flúvio-eólica do médio rio São Francisco, NE do Brasil. 2020, 123f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP). Rio Claro, 2020.
45. SINHA, R.; LATRUBESSE, E. M.; NANSON, G. C. Quaternary fluvial system of tropics: Major issues and status of Research. **Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology**, v. 356-357, p. 1-15, 2012. doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.07.024.
46. SOARES E. A. A.; TATUMI S. H.; RICCOMINI, C. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in central Amazonia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 82(3), p.14-19, 2010. doi.org/10.1590/S0001-37652010000300017.
47. STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 73-85, 2000. doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00023-9.
48. STEVAUX, J. C. The upper Paraná River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, v.21, p.143-161, 1994. doi.org/10.1016/1040-6182(94)90028-0
49. STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017. 336p.
50. STEVAUX, J. C.; SANTOS, M. Palaeohydrological changes in the upper Paraná River, Brazil, during the late Quaternary: a facies approach. In: Benito, G., Baker, V., Gregory, K. (Eds.), **Palaeohydrology and Environmental Change**. J.Wiley and Sons, p. 273-285, 1998. doi.org/10.1590/S0001-37652010000300018
51. STEVAUX, J.C.; SOUZA, I.A. Floodplain construction in an anastomosed river. **Quat. Intern.**, v. 114, p. 55-65, 2004. doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00042-9.
52. 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.; AULER, A.S.; SANTOS, R.V.; SALES, H.R. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic, **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 115, n. 15, p. 3788-3793, 2018. doi.org/10.1073/pnas.1717784115.
53. THOMAS, R. G.; SMITH, D. G.; WOOD, J. M.; VISEER, J.; CALVERLEY-RANGE, E. A.; KOSTER, E. H. Inclined heterolithic stratification – terminology, description, interpretation and significance. **Sedimentary Geology**, v. 53, p. 123-179, 1987. doi.org/10.1016/S0037-0738(87)80006-4.
54. THOMAS, R. G.; SMITH, D. G.; WOOD, J. M.; VISSER, J., CALVERLEY-RANGE, E. A.; KOSTER, E. H. Inclined heterolithic stratification-terminology, description, interpretation and significance. **Sedimentary Geology**, v. 53, p. 123-179, 1987. doi.org/10.1016/S0037-0738(87)80006-4.
55. VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E. M. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol.**, v.356-357, p. 62-74, 2012. Doi.org/ 10.1016/j.palaeo.2011.10.002.
56. VASCO, A. N.; NETTO, A. O. A.; PRUSKI, F. F. Impactos das barragens na disponibilidade hídrica do Nordeste do Brasil. **Revista Recursos Hídricos**, v. 38, n. 2, p. 39-49, 2017. doi.org/10.5894/rh38n2-ctil.
57. WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P. L. RICHARDS, D. A.; SHEN, C. C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, p.740-743, 2004. doi.org/10.1038/nature03067.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.